

Z81 / 62

MITTEILUNGEN

der

**DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT**



Band 62

1990

ISSN - 0343-107X

Schriftleitung: P. Hugenroth, Oldenburg

MITTEILUNGEN

der

DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT

Referate

Gemeinsame Sitzung der Kommissionen I, II und IV
8. und 9. Oktober 1990

BRAUNSCHWEIG

Referate

Sitzung der Kommission VII
4.-6. Oktober 1990

GÖTTINGEN

Nachtrag

zur gemeinsamen Sitzung der
Kommissionen I und V und des AK Urbane Böden
17. und 18. Mai 1990

HANNOVER

Referate

Exkursionstagung
AK Waldhumusformen
20./21.6.1990

EGGEGBIRGE

I N H A L T

Seite

Sitzung der KOMMISSIONEN I, II und IV
Thema: "Wechselwirkungen zwischen Bodengefüge,
bodenbiologischen Prozessen, Nährstoffflüssen
und Transportvorgängen"

am 8./9.Oktober 1990 in Braunschweig

ALTEMÜLLER, H.-J.:	Fortschritte der Dünnschliff-Mikroskopie des ungestörten belebten Bodens	11
BECK,Th., H.BORCHERT u.P.CAPRIEL:	Beziehungen zwischen Aggregatstabilität, mikrobieller Biomasse und einer aliphatischen Fraktion der organischen Substanz von landwirtschaftlich genutzten Böden	15
BOHNE,K.:	Simulation des Feuchtereimes in einem geschichteten Sand unter extremen Witterungsbedingungen	19
BOHNE, Heike:	Wurzelwachstum und Wasserausnutzung in einer Parabraunerde und in einem primären Pseudogley bei unterschiedlichem Gefüge	23
DIEZ,Th. u. H.BORCHERT:	Beziehungen zwischen Bodenbearbeitung, Bodengefüge, Wasserhaushalt und Ertrag	25
ELLMER,F.:	Beziehungen zwischen Wurzelmasse der Vorfrucht und Gefügemerkmalen auf einem Leptic-Podsol	29
FREDE,H.-G. u.R.HORN:	Die Bedeutung des Bodengefüges für den Gas- und Wassertransport	33
FRIELING- HAUS,Monika:	Beziehungen zwischen Körnung, organischer Bodensubstanz und Aggregatstabilität auf einem heterogenen Jungmoränenstandort	35
HARTMANN,A. u.I.SIMMETH:	Einfluß des Bodenwasserpotentials auf die Lokalisation mikrobieller Aktivitäten in Bodenaggregaten eines ariden Sandlößbodens	39
HARTGE,K.H.:	Morphologische und physikalische Aspekte der Aggregatbildung und Aggregatfunktion	43
JUNGK,A.:	Nährstofftransport in der Rhizosphäre und Nährstoffverfügbarkeit	51
KAISER,E.-A. u.O.HEINE- MEYER	Bestimmen von mikrobieller Biomasse in mechanisch belastetem Boden	59
KANDELER,E. u.G.EDER:	Bodenmikrobiologische Prozesse und Aggregatstabilität einer 25-jährigen Dauerbrache fläche mit unterschiedlicher mineralischer und organischer Düngung	63

KRATZ, W. u. H. R. SCHUL- TEN:	Kennzeichnung komplexer organischer Verbindungen in Humussickerwässern aus ballungsraumnahen Wald- Ökosystemen mit der Pyrolyse-Feldionisation-Massen- spektrometrie (Py-FIMS)	67
LEBERT, M., T. BAUMGARTL u. H. SEMMEL	Die Bedeutung des Bodengefüges für die mechanische Belastbarkeit von Böden	71
MÜLLER, A., H. M. HELAL u. D. SAUER- BECK	Wurzelwachstum von Wintergerste bei unterschied- licher mechanischer Bodenbelastung	75
PRIESACK, E.:	Simulation mikrobiologischer Wachstums- und Transformationsprozesse in aggregierten Böden	79
SCHÄFER, W., O. DÜWEL u. H. KUNTZE	Bildung und Stabilität von Aggregaten in Sand- böden	83
SCHNEIDER, H. R. SCHNEIDER u. D. SCHRÖDER	Zusammenhänge zwischen bodenmikrobiologischen und -zoologischen Parametern sowie Gefügeeigen- schaften in Neulandböden aus Löß und Hafenschlick	87
SCHULIN, R. u. H. FLÜHLER	Stofftransport in bimodalen Porensystemen	91
ZIEGLER, F.:	Aufbau organo-mineralischer Komplexe und Aggregatbildung durch Regenwürmer	95

Sitzung der Kommission VII
Thema: "Bodenminerale und Bodenentwicklung"
vom 4.-6.Oktober 1990 in Göttingen

ALTERMANN, M.:	Zur Petrographie der Lockergesteinsdecken des östlichen Harzes	101
DULTZ, S.u. H.Graf v. REICHENBACH:	Die Mineralbestimmung in der Schlufffraktion von Böden mit Hilfe der temperaturgesteuerten Karl-Fischer-Titration	105
P.FELIX- HENNINGSEN:	Bildung und Kristallinität von Kaolinit in der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke des Rheinischen Schiefergebirges	109
GORNY, A. u. H.Graf v. REICHENBACH	Zur Kinetik der Dehydration von Vermiculiten	113
JÖRGENSEN, R.G., V.WOL- TERS u. B.MEYER	Einfluß des Mineralkörpers auf den mikrobiellen Kohlenstoffumsatz in unterschiedlich versauerten Böden eines Buchenwaldes	117
KANIG, M., G.FRIEDRICH u. U.PFISTERER	Böden über ultrabasischem Gestein der gemäßigt feuchten Tropen Brasiliens, Teil 1: Mineral- bestand	121
PFISTERER, U. H.P.BLUME u. M.KANIG:	Böden über ultrabasischem Gestein der gemäßigt feuchten Tropen Brasiliens, Teil 2: Stoff- dynamik	125
POETSCH, Th. u.H.-J.ALTE- MÜLLER	Die Bildung von Tonbelägen in Böden aus Laacher See Tephra	129
RAMPAZZO, N. u. W.E.H.BLUM	Chemisch-mineralogische Zustandsänderungen von Waldböden durch Luftimmissionen	133
REYNDERS, J.J.:	Soil Sequences and Soils with Anthropogenic Characteristics in the Central Mountains of Irian Jaya (New Guinea)	137
SCHWERT- MANN, U.:	Eisenoxidfarben, Eisenoxidmineralogie und Boden- genese	141
SPRINGOB, G.:	Zur Kinetik der K-Freisetzung aus den Zwischen- schichten von Glimmern	143
STAHR, K., M.ZAREI u. R.JAHN	Autigene Sepiolithbildung im Gebiet von El Bur (Zentral-Somalia)	147
STANJEK, H.:	Al-Substitution und Kristallitgröße als Para- meter zur Unterscheidung von "lithogenen" und "pedogenen" Hämatiten	151

TRIBUTH, H.:	Die Tonmineralentwicklung in Abhängigkeit von der Bodengenese	153
ZAREI, M., R. JAHN u. K. STAHR	Zeolithbildung während der Basaltverwitterung in Lanzarote	157

N A C H T R A G

zur Sitzung der KOMMISSION V
Thema: "Urbane Böden"

WÜNSCHE, M. u. M. ALTER- MANN	Zur Klassifikation der Kippenböden in den Braunkohlenrevieren des mitteldeutschen Raumes	163
-------------------------------------	--	-----

Exkursionstagung

AK WALDHUMUSFORMEN

am 20./21. Juni 1990 in Hardehausen

BEYER, L.:	Die morphologische und chemische Veränderung des Humuskörpers einer Parabraunerde unter Wald in 25 Jahren	169
SCHOLTEN, Th:	Vergleich der Humusformen in zwei Buchenbeständen unter dem Einfluß hoher atmosphärischer Stoffeinträge	175
MEYER-STEIN- BRENNER, H.:	Über Eigenschaften und Entstehung von Waldhagerhumusformen	183



Referate

Gemeinsame Sitzung der Kommissionen I, II und IV

"Wechselwirkungen zwischen Bodengefüge, biologischen Prozessen,
Nährstoffflüssen und Transportvorgängen"

8./9.Oktober 1990

BRAUNSCHWEIG

Fortschritte der Dünnschliff-Mikroskopie des
ungestörten belebten Bodens

von

ALTEMÜLLER, H.-J.

1. Einleitung

Die Darstellung biologischer Objekte im ungestörten Boden basiert auf verschiedenen präparativen Techniken. Neben der direkten mikroskopischen Beobachtung hat die Dünnschliff-Untersuchung durch die Anwendung von Fluoreszenz-Farbstoffen in neuerer Zeit an Bedeutung gewonnen. Färbungen können am fertig präparierten, ungedeckten Dünnschliff vorgenommen werden. Vielseitiger ist allerdings die Färbung von frischen, aldehydfixierten Bodenproben vor der Einbettung in Polyesterharze. In manchen Fällen ist es nützlich, beide Färbetechniken zu kombinieren, da sie auf verschiedenen Farbstoffgruppen basieren.

Über allgemeine Grundlagen der Fluoreszenz-Mikroskopie an Dünnschliffen und besonders geeignete Farbstoffe wurde schon berichtet (ALTEMÜLLER 1989; POSTMA und ALTEMÜLLER 1990; ALTEMÜLLER und VAN VLIET 1990). Einige Ergebnisse werden im folgenden kurz dargestellt.

Wurzeln im Bodenkontakt

Eine Beschreibung der Kontaktfläche, die z.B. für Fragen der Modellierung von Bedeutung ist, erweist sich bei der mikroskopischen Untersuchung weit schwieriger als allgemein erwartet. Mit zunehmender Vergrößerung lösen sich die flächigen Zonen immer mehr in punktuelle Kontakte z.B. zu einzelnen Körnern und deren tonigen Umhüllungen auf. Vermutlich läßt sich das Problem allein aus der Vorstellung "Wurzel und Boden" nicht lösen. Es erscheint viel sinnvoller, die aus vorhandenen Abständen und vorgegebenen Wasserspannungen zu erwartenden Wasserfilme in die Betrachtung einzubeziehen. Dabei muß allerdings auch die Schrumpfung der Wurzel bei höheren Wasserspannungen mit berücksichtigt werden. In unseren Wurzelanzucht-Anlagen (v.a. mit Mais) wurde immer wieder eine Ablösung der Wurzel vom Boden beobachtet.

Verdrängung von Boden

Bei Mais, dessen Adventivwurzeln Dicken von einigen mm erreichen, wurden beträchtliche Verdrängungseffekte beobachtet. Aggregate werden dabei sowohl seitlich verschoben als auch zerdrückt. Überraschenderweise kommt es aber in schluffigem Material (Ap-Horizont von Parabraunerde oder Schwarzerde aus LÖß in Siebfractionen von 0,5-1 mm oder 1-2 mm) auch im nassen Zustand nicht zur Verschmierung von Tonteilchen. Die Bodenaggregate werden in feine Bruchstücke zerteilt, die sich zu-

nächst in loser, weiträumiger Packung um den Wurzelzylinder anordnen. Eine Bewegung zur Wurzel hin spielt dabei eine untergeordnete Rolle. Über die so entstehende Ummantelung der Wurzel wurde schon berichtet (ALTEMÜLLER und VORBACH 1987). Die lose Anordnung der feinen "Trümmeraggregate" (Größen 0,6-6 μm) und größeren Schluffkörner wird offenbar auch bedingt durch das örtlich massenhafte Auftreten von Bakterien. Eine eindeutige Färbung von Schleimstoffen, die als Binde- oder Füllmittel in Frage kommen könnten, ist aber noch nicht gelungen.

Hautbildungen

In Dünnschliffen aus durchwurzeltten Bodenküvetten, aber mehr noch aus Rotteversuchen mit Rübenblatt oder Stroh in Gefäßen wurden häufig Reste von zerteilten hautartigen Gebilden gefunden. Diese waren entweder mit Mikroorganismen besetzt oder auch nur durch anhaftende feinste Tonaggregate markiert. Durch Verzicht auf Vakuumbehandlung beim Einbetten der Proben in Polyesterharz (langsames Unterschichten der Aceton-Immersion nach der Flüssig-Entwässerung) wurde es möglich, die Hautbildungen nahezu ungestört zu erhalten. Es handelt sich um kahnhautartige Gebilde, die als sehr dünne Membran die Wasser/Luft-Grenze an den Oberflächen der Aggregate nachzeichnen und Menisken zu benachbarten Aggregaten sichtbar machen. In Abb. 1 ist dieser Sachverhalt schematisch nach einer Fluoreszenz-Mikroaufnahme dargestellt. Die Abb. 2, die in gleicher Weise hergestellt wurde, zeigt weitere Einzelheiten. Die Membran ist extrem dünn; sie fluoresziert nicht, ist mit anionischen Farbstoffen nicht und mit kationischen Farbstoffen bisher nur wenig färbbar. Die Lichtbrechung ist deutlich höher als der Index des Polyesterharzes ($n = 1,55$), konnte aber noch nicht bestimmt werden. - Massenhaftes Auftreten von Bakterien kennzeichnet nur die Bildungsphase. Nach einer Rottezeit von 2 - 4 Wochen verschwinden die Bakterien, die Membran bleibt erhalten. Bei Färberversuchen mit pH-Änderungen (z.B. Ansäuern nach vorausgegangener Färbung mit Calcofluor White und Nachfärbung mit Thiazinrot R) wurden Niederschläge von nicht ausgewaschenem, feinst kristallisiertem Calcofluor an der Unterseite der Membran gebildet. Junge, mit Bakterien besetzte Filme werden durch die Fluoreszenz anionisch gefärbter Bakterien nachgewiesen (z.B. Thiazinrot R, Primulin, Thiazolgelb oder Brillantsulfoflavin FF). Nicht mehr besetzte Filme lassen sich in genügend dünnen Schliffpräparaten noch im Phasenkontrast nachweisen. Sie wurden so z.B. auch an Regenwurmaggregaten festgestellt. Dieses interessante Phänomen ist vermutlich von allgemeiner Bedeutung.

Bodentiere

Mit Hilfe von Brillantsulfoflavin FF sind gute Färbungen von Nackt- und Schalenamöben gelungen. Es wurden zwei Schalentypen unterschieden, mit dem Brechungsindex höher als 1,55 (chitinartig?) und einem Index deutlich niedriger als 1,55 (vermutlich kieselig). Die Amöben nehmen die verschiedensten Bestandteile des Bodens auf und sondern sie - oft etwas kugelig geformt - wieder ab.

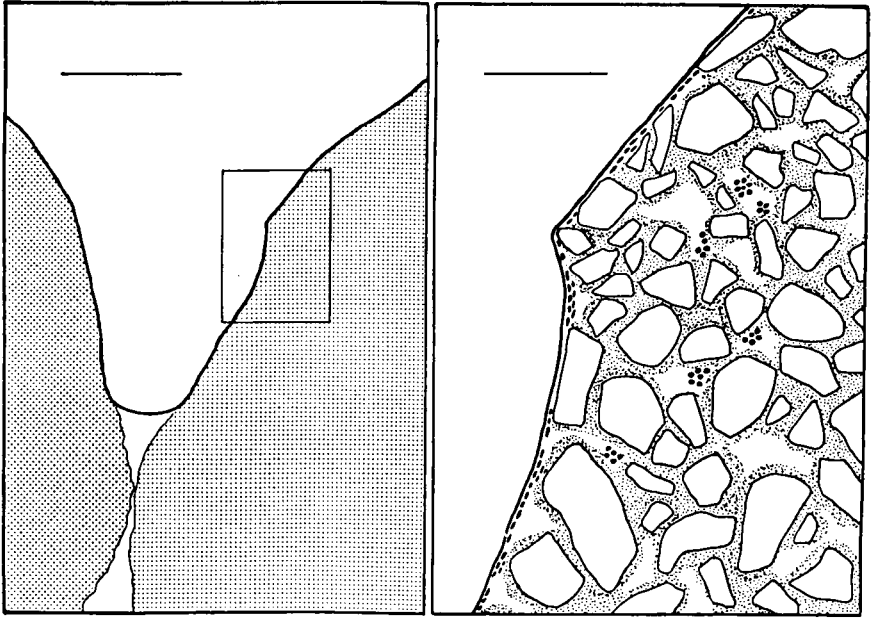


Abb. 1
Hautbildung auf Bodenaggregaten
mit meniskenförmiger Brückenbildung
(schematisch).
Maßstab: 200 μm

Abb. 2
Ausschnitt aus Abb. 1 mit
Darstellung der Mittel- und
Grobschluffkörner und der
humos-tonigen Matrix (gepunktet).
Die Dicke der Haut und die Größe
der Mikroorganismen sind verstärkt
dargestellt.
Maßstab: 50 μm

Ciliaten wurden in Küvettenversuchen in Größen zwischen 10 und 100 μm gefunden. Gut geeignete Farbstoffe sind Thiazinrot R, Primulin und Brillantsulfoflavin FF, die alle im schwach sauren Milieu zu verwenden sind. Eine Nachbehandlung mit Salzlösungen (z.B. Ammonium-Fe-Alaun, 0,5 Ztg in H_2O), verbessert die Stabilität der Färbung. - Die Harzeinbettung wirkt sich auf die Erhaltung der Cilien nicht nachteilig aus. Es kann aber sein, daß durch die unvermeidlichen Strömungen während der Fixierung, Färbung und Wässerung usw. einige Individuen abschwimmen oder verloren gehen. Dies trifft in stärkerem Maße wohl noch bei Nematoden und anderen größeren und mobilen Tierarten zu. Hier sind noch präparative Verbesserungen in der Fixierung erforderlich.

Nematoden werden am besten in Wurzeln oder Strohteilen abgebildet, teilweise auch geknäuelt im Inneren von Bodenaggregaten. Brillantsulfoflavin färbt schon in Verdünnungen von 1 : 10000 intensiv.

Fliegenlarven sind aufschlußreiche Objekte, wenn sie im Dünnschliff mit präpariert sind. Ihr Darminhalt besteht nicht nur aus zerbissenem Wurzelgewebe mit darin unverdaut erhalten gebliebenen Pilzsporen u.a., sondern auch zum nicht geringen Teil aus humos-tonigem Bodenmaterial mit darin eingeschlossenen schluffgroßen Mineralkörnern. Außerdem wurden große Mengen von Bakterien (Langstäbchen) in schlierenartiger Verteilung festgestellt. Die Färbung ist etwas schwierig; Konzentrationen, Färbezeiten, vermutlich auch die Vorbehandlungen spielen eine Rolle. Bei Thiazinrot färbt oft nur eine gelbliche Komponente mit höherem Eindringvermögen. Brillantsulfoflavin dringt am besten ein.

Regenwurm Kot. Zur Verteilung von Bakterien in den Kotaggregaten haben JOSCHKO und ALTEMÜLLER (1989) Untersuchungen angestellt. Auch hier ist eine schlierenartige Anordnung charakteristisch, die darauf hindeutet, daß zwar eine Lockerung des Bodens während der Darmassage erfolgt, daß dabei aber aggregierte Zonen erhalten bleiben und somit die Aufweitung nicht die gesamte Kornpackung erfaßt.

Literatur

- 1) ALTEMÜLLER, H.-J. und A. VORBACH (1987): Veränderung des Bodengefüges durch Wurzelwachstum von Maispflanzen. Mitt. Dt. Bodenk. Ges. 55/I, 93 - 98.
- 2) ALTEMÜLLER, H.-J. (1989): Zur fluoreszenzmikroskopischen Darstellung biologischer Objekte in Boden-Dünnschliffen. Mitt. Dt. Bodenk. Ges. 59/I, 517 - 522.
- 3) ALTEMÜLLER, H.-J. and B. VAN VLIET-LANOE (1990): Soil thin section fluorescence microscopy. In: L.A. DOUGLAS (Ed.): Soil Micromorphology, 565 - 579, Elsevier, Amsterdam.
- 4) JOSCHKO, M. und ALTEMÜLLER, H.-J. (1989): Dünnschliff-Untersuchungen an Regenwurm-Losung. Mitt. Dt. Bodenk. Ges. 59/I, 589 - 592.
- 5) POSTMA, J. and ALTEMÜLLER, H.-J. (1990): Bacteria in thin soil sections stained with Calcofluor White M2R. Soil Biol. Biochem. 22, 89 - 96.

Beziehungen zwischen Aggregatstabilität, mikrobieller Biomasse
und einer aliphatischen Fraktion der organischen Substanz von
landwirtschaftlich genutzten Böden

von

BECK, Th., H. BORCHERT und P. CAPRIEL¹⁾

1. Zielsetzung

Ziel unserer Gemeinschaft war es, an Hand der Analyse von Bodenproben aus einer Reihe wohl definierter Langzeitversuche vermutete Beziehungen zwischen der Aggregatstabilität, humuschemischen und bodenmikrobiologischen Eigenschaften, aufzuzeigen.

2. Material und Methoden

- 2.1. Abgesehen von den Profilproben aus Bodenbearbeitungsversuchen wurden jeweils im Frühjahr aus 0-10 cm gezogene Mischproben, bestehend aus 50-100 Einzeleinstichen, auf 2 mm gesiebt und auf 45 % m. WK eingestellt, für die biologischen und entsprechend gefriergetrocknete Proben für chemische Analysen verwendet.
- 2.2 Die Bestimmung der mikrobiellen Biomasse erfolgte als SIR-Messung nach Anderson und Domsch (1978) in der Modifikation der Messung der O₂-Aufnahme, die der Dimethylsulfoxid-Reduktase (DMSO) modifiziert nach Alef und Kleinert (1990).
- 2.3 Die Aggregatstabilität wurde mit der Sieb-Tauch-Methode, ausgedrückt als GMD (gemessener mittlerer Durchmesser) in mm oder nach dem Perkolationsverfahren nach Kainz und Weiß (1988), gemessen.
- 2.4. Die aliphatische Fraktion der org. Substanz ist in einem nicht-destruktiven Verfahren, unter überkritischen Bedingungen mittels Hexan nach Capriel et al. (1990 a), extrahiert worden.

3. Ergebnisse und Diskussion

3.1. Langzeitversuche Puch und Neuhof

In einer ersten Vergleichsserie von nur wenigen Böden aus den Langzeitversuchen Puch und Neuhof, die z.T. auch im Rahmen eines BMFT-Verbundprojektes (Haider und Gröbblinghoff, 1990, Beck 1990) untersucht wurden, ergab sich dabei folgendes Bild:

a) Böden der 35 Jahre gleichbleibenden, extrem unterschiedlich bewirtschafteten Varianten des Versuches Puch weisen die erwarteten starken Unterschiede im Humusgehalt auf. Bei der Schwarzbrache errechnet sich daraus in der Krume gegenüber dem Ausgangsgehalt, wie er bei Getreidefruchtfolge annähernd noch gegeben ist, ein Humuszehr von ca. 50%, bei Kartoffelmonokultur von ca. 22%, bei Grünland aber eine Humusmehrung von ca. 30%. Gleichsinnig verhalten sich die Biomassegehalte der Böden. Die prozentualen Veränderungen fallen allerdings wesentlich stärker als die C_{org}-Verschiebungen aus. Grünland hat z.B. etwa 8 mal mehr Biomasse als die Schwarzbrache.

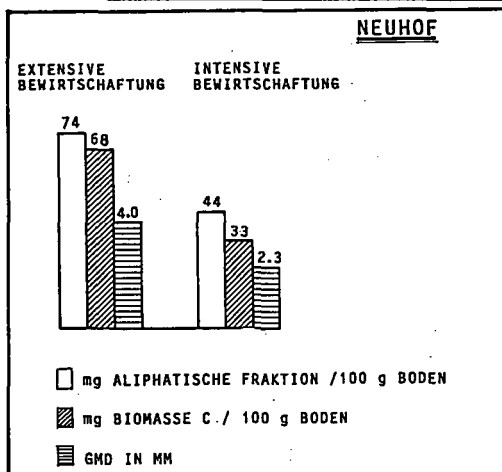
1) Bayerische Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau,
München 19, Menzingerstr. 54

b) Erstes, bemerkenswertes, nicht erwartetes Ergebnis ist, daß im Gegensatz zum C_{org} -Gehalt die prozentualen Anteile der klassischen Humuskompartimente Humin- und Fulvosäuren und die Polysaccharide am C_{org} , kaum oder im Falle des Grünlandes nur geringe Unterschiede in Abhängigkeit von der langjährig extrem unterschiedlichen Bewirtschaftungsweise zeigen. Gleiches gilt auch für den etwa 27%igen Anteil des α -amino-N am Gesamt N (Capriel et al. 1990 b).

c) Der 10 jährige Versuch Neuhof ist in diesem Zusammenhang deswegen besonders interessant, weil bei den vier Düngeintensitätsstufen zwar die C_{org} -Gehalte annähernd gleich sind, der Biomassegehalt jedoch deutliche Abstufungen von "Extensiv" nach "Intensiv" aufweist. Der Polysaccharidanteil am C_{org} ist bei diesen vier Varianten mit 10 % wiederum völlig gleich, ebenso wie der Anteil des α -amino-N am N_t mit 23 %.

Diese chemischen und mikrobiologischen Kennwerte der Versuche Puch und Neuhofer wurden in Beziehung gesetzt zur Aggregatstabilität der Böden sowie zu einer speziellen humuschemischen Eigenschaft, der aliphatischen Fraktion der organischen Substanz.

Abb. 1 Chemische, biologische und physikalische Bodeneigenschaften nach unterschiedlicher Bewirtschaftungsweise



Aus Abb. 1 ist ersichtlich, daß trotz gleicher C_{org} -Werte sowie gleicher Polysaccharidanteile am C_{org} in den Böden der beiden extensiven und beiden intensiven Varianten die Werte für die Aggregatstabilität, Biomasse und aliphatische Fraktion in beiden Systemen in der Höhe zwar deutlich unterschiedlich sind, aber eine ähnliche Abstufung aufweisen.

Faßt man die entsprechenden Werte des Pucher und des Neuhofer Versuches zusammen, ergeben sich die folgenden Korrelationen zwischen

aliphatischer Fraktion und GMD mit	$r=0,91$
aliphat. Fraktion und Biomasse ebenfalls	$r=0,91$
sowie GMD und Biomasse mit	$r=0,81$.

Es scheint demnach also eine enge Beziehung zwischen diesen drei Eigenschaften zu bestehen, wobei die Berechnung zunächst nur auf 11 Böden, zudem allesamt Lößböden, beruht.

Zusätzliche Modellversuche mit ^{13}C -NMR-spektroskopischen Vergleichen der aliphatischen Fraktion aus Böden und Reinkulturen von Mikroorganismen (Capriel et al. 1990 a) machen es wahrscheinlich, daß die aliphatische Fraktion der organischen Bodensubstanz hauptsächlich mikrobieller Natur ist. Wir vermuten außerdem, daß diese aliphatischen Verbindungen auf Grund ihres stark hydrophoben Charakters, eine krümelstabilisierende, die Verschlämmsneigung mindernde Wirkung, besitzen.

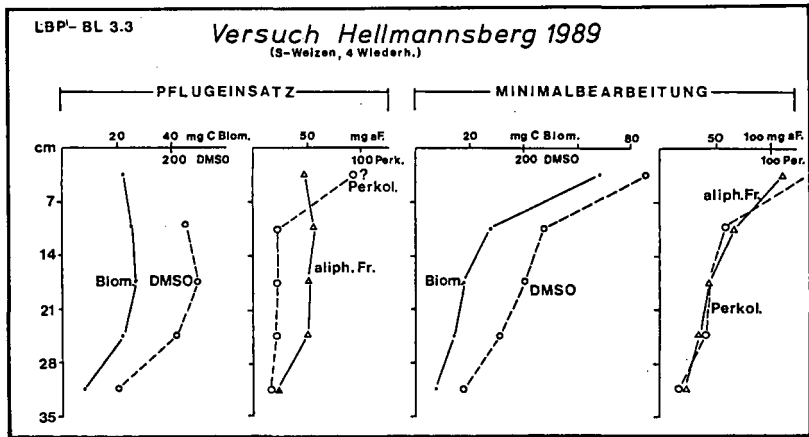
3.2 Bodenbearbeitungs- und Bewirtschaftungsversuche

Bei den im letzten Jahr untersuchten 75 Böden sind zur Charakterisierung der Aggregatstabilität noch die Perkolationswerte ermittelt worden. Diese sollen besonders gut zur Kennzeichnung der Verschlämungsneigung der Böden geeignet sein. Die Biomassebestimmungen wurden durch die Messung der DMSO-Reduktase, einer wahrscheinlich universellen Enzymaktivität sehr hoher Sensivität, erweitert.

Unter Einbeziehung aller Beobachtungen ohne Unterscheidung von Standort, Vegetationsform und Bewirtschaftungsweise ergaben Regressionsberechnungen, daß die gemessenen Eigenschaften C_{org} , Biomasse und DMSO sowohl mit der Aggregatstabilität als auch der Aliphatenfraktion signifikant korrelieren ($r = 0,5$ bis $0,95$.) Die aliphatische Fraktion weist mit Abstand die engsten Beziehungen zu den übrigen Eigenschaften auf, gefolgt vom GMD und den Perkolationswerten.

Die Auswertung eines Feldversuches mit unterschiedlicher Bodenbearbeitung zeigt die bestehenden Beziehungen besonders gut (Abb. 2).

Abb. 2 Profilabhängigkeit chemischer, biologischer und physikalischer Bodeneigenschaften von der Bearbeitungsweise



Sieht man einmal von einem Perkolationswert in der Krume bei Pflugeinsatz ab, so verhalten sich die Profilkurven in den beiden Systemen deutlich unterschiedlich, die biologischen, chemischen und physikalischen Kennwerte innerhalb eines Systems verlaufen aber weitgehend parallel: bei Pflugeinsatz bis zur Pflugsohle annähernd gleichbleibende Werte, bei Minimalbearbeitung eine starke Abnahme, mit der Tiefe bei allerdings wesentlich höheren Werten in der obersten Krume. Gleiches gilt auch für die Veränderung des Humusgehaltes mit der Tiefe in beiden Bearbeitungsvarianten.

Es ist festzuhalten, daß die Kennwerte der Aggregatstabilität, wie sie von Bodenproben aus Feldversuchen ermittelt wurden, mit mikrobiologischen Eigenschaften und der aliphatischen Fraktion der organischen Substanz signifikant korrelieren. Dagegen sind bisher alle Versuche gescheitert, die große Zahl der übrigen bodenphysikalischen Parametern oder Angaben zur sogenannten Humusqualität auf

Grund des Anteils der Humuskompartimente einschließlich ihres Polysaccharidgehaltes am C_{org} mit biologischen Eigenschaften in engere Beziehung zu setzen.

Wir nehmen auf Grund der vorliegenden Daten überwiegend einen Wirkungsmechanismus auf molekularer Ebene an, wobei neben einer aktiven Beteiligung von Mikroorganismen bei der Krümelbildung besonders ein passiver Schutz der Strukturelemente vor Verschlämzung durch die mikrobielle Bildung hydrophober Substanz stattfindet.

4. Zukünftige Arbeiten

Für die Zukunft stellen sich folgende Aufgaben:

- a) die bei Lößböden gefundenen Gesetzmäßigkeiten auch bei anderen Bodenbildungen, insbesondere sehr tonreichen und kalkhaltigen Böden zu prüfen, um die abiotischen Faktoren der Aggregatstabilität besser abschätzen zu können und
- b) die Vorgänge der mikrobiellen Bildung, Persistenz und Wirkungsweise der aliphatischen Fraktion, näher zu untersuchen.

Die bisher dazu vorliegenden Informationen aus Modellversuchen machen es wahrscheinlich, daß es sich bei diesen hydrophoben Verbindungen sowohl um Bestandteile intakter als auch autolyzierter Mikroorganismen handelt. Das ergibt sich bereits aus der Feststellung, daß die Menge an aliphatischen Verbindungen im Boden deutlich größer ist, als der aliphatische Anteil der Biomasse. Die Persistenz dieser Verbindungen im Boden scheint weniger auf einer schweren Biomineralisierbarkeit zu beruhen - nach Kulturversuchen liegt sie etwa zwischen Monosacchariden und nativer Zellulose - als vielmehr auf einer starken Bindung an den Sorptionskomplex des Bodens, der die Resistenz gegenüber einem schnellen mikrobiellen Abbau bewirkt. Dafür spricht auch die Beobachtung, daß diese Fraktion in größeren Mengen nur unter überkritischen Bedingungen, höherer Temperatur und sehr hohen Drucken bei weitgehender Schonung der Molekülstruktur extrahierbar ist.

5. Literatur

- Alef und Kleiner D. (1990): Biol. Fertil. Soils
Anderson, J.P.E. u. Domsch, K.H. (1978): Soil Biol. Biochem. 10, 215-221
Beck Th. (1990): Kali-Briefe, 20, 17-29
Capriel, P., Th. Beck, H. Borchert u. P. Härter (1990 a): J. Soil Sci. Soc. Am. 54, 415-420
Capriel, P., P. Härter und D. Stephenson (1990 b): Influence of management on the organic matter of a luvisol (in Druck)
Haider K. u. F.F. Gröblichhoff (1990): Kali-Briefe 20, 31-48
Kainz, M. und A. Weiß (1988): Mitt. Dsch. Bodenkundl. Ges. 56, 81-84
Sekera, F. u. A. Brumer (1942): Z. Pflanzenern., Bodenkde. 29, 181-186

Simulation des Feuchteregimes in einem geschichteten Sand
unter extremen Witterungsbedingungen

von

BOHNE, K.*)

Aufgabenstellung

Als eine Maßnahme zur Erhöhung der Ertragsfähigkeit von Sanden kommt insbesondere dann, wenn Beregnung vorgesehen ist, die Schaffung einer Sperrschicht in Betracht. Die Wirkung einer Sperrschicht aus Grobsand auf den Bodenwasserhaushalt war zu prüfen. Diese Untersuchung kann durch Verwendung eines validierten Simulationsmodells weitaus effizienter durchgeführt werden als auf konventionellem experimentellen Wege.

Stauereffekt eines Grobsand-Horizontes

Eine Kapillare wird bekanntlich erst dann mit Wasser gefüllt, wenn die Saugspannungshöhe im Bodenwasser einen kritischen Wert, der etwa bei $0.3/d$ liegt (d : Durchmesser der Kapillare), unterschreitet. Ein Bodenhorizont mit einem hohen Anteil an Grobporen ist daher erst bei kleinen Saugspannungshöhen gut durchströmbar. Die hydraulische Leitfähigkeit von Sanden wird somit jenseits eines Schnittpunktes kleiner als die feinporiger Böden sein (Fig. 1).

Methode

Hier wurde das Verhalten eines Feinsandes untersucht, der in 60 cm Tiefe eine 15 cm mächtige Grobsand-Schicht enthielt. Die hydraulischen Eigenschaften beider Substrate gehen bei Vernachlässigung der Hysterese aus Fig. 1 und Tab. 1 hervor (Meßwerte: SCHINDLER et al. 1985). Der Tiefenbereich 0 - 60 cm wurde als Wurzelzone betrachtet. Zur Simulation der Wasserbewegung wurde ein modifiziertes Verfahren nach WIND und van DOORNE benutzt, in dem die Wasseraufnahme der Pflanzen durch den Algorithmus von KOITZSCH abgebildet wird (BOHNE, KÖNIGER 1988). Die obere Randbedingung ergab sich aus angenommenen Werten des Niederschlags und der potentiellen Evapotranspiration, wobei die atmosphärische Wasserbilanz zwar insgesamt ausgeglichen, die Niederschlagsverteilung jedoch sehr ungünstig war (Fig. 2). Am unteren Rand wurde grundwasserfernen Bedingungen entsprechend ein hydraulischer Gradient von 1 verwendet.

*) Universität Rostock

Ergebnisse

Die Ergebnisse zeigen, daß die erwartungsgemäß eintretende Wasserbewegung (Fig. 3) auf den oberen Feinsandbereich beschränkt bleibt. In der Grobsand-Sperrschicht und darunter ist eine fast stationäre, abwärtsgerichtete Wasserbewegung mit sehr geringem Flux vorhanden. Wasser, das die Grobsand-Schicht passiert hat, wird daher auch in Trockenperioden nicht mehr pflanzennutzbar. Die Menge des im Problemzeitraum von 64 Tagen insgesamt aus der Wurzelzone versickernden Wassers (Tab. 2) wird durch die Sperrschicht im Vergleich zu einem nur aus Feinsand bestehenden Bodenprofil erheblich verringert. Die Wassereffektivität, hier definiert als das Verhältnis von realer Evapotranspiration zum Wasserangebot, wird durch die Grobsand-Sperrschicht ebenfalls verbessert.

Eine Ausdehnung derartiger Untersuchungen auf z.B. andere Sperrschicht-Substrate oder andere Schichtungsverhältnisse wäre auf dem Wege der Simulation leicht möglich, würde aber bei direkter experimenteller Arbeitsweise zu einem unerträglich hohen Untersuchungsaufwand führen.

Literatur

BOHNE, K.; KÖNKER, H:

Zur maximalen Ausschöpfung des Bodenwasservorrates bei fallender Grundwasseroberfläche

Archiv Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde Berlin 33 (1989)3,131-140

SCHINDLER, U.; BOHNE, K.; SAUERBREY, K.:

Comparison of different measuring and calculating methods to quantify the hydraulic conductivity of unsaturated soils

Zeitschr. Pflanzenernährung u. Bodenkunde 148(1985) 607-617

Tab. 1

Hydraulische Parameter der betrachteten Substrate (Parametermodell nach van GENUCHTEN)

	θ_r	θ_s	α 1/cm	n	l	k_s cm/d
Feinsand	.005	.325	.0241	2.471	.78	100
Grobsand	.056	.390	.0336	8.082	.5	629

Tab. 2

Gravitationswasserabfluß in 60 cm Tiefe
und Wassereffektivität im Simulationszeitraum

Variante	Gravitations- wasser mm	Effektivität %
Ohne Stauschicht	36	77
Feinsand mit Stauschicht aus Grobsand	6.8	89

$$\text{Effektivität} = \frac{\text{Reale Evapotranspiration}}{\text{Wasserdargebot}} \cdot 100$$

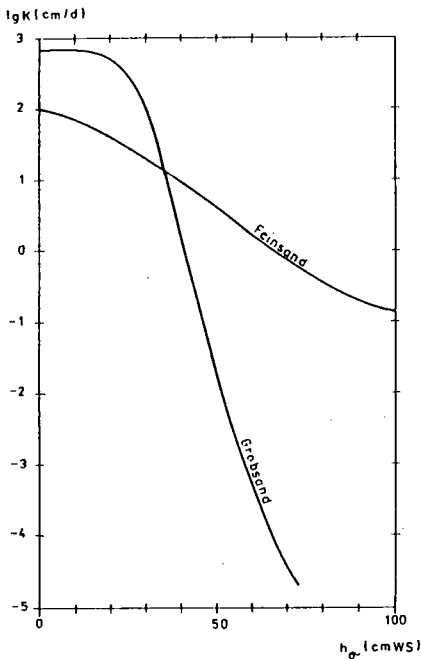


Fig. 1: Hydraulische Leitfähigkeit der
verwendeten Substrate

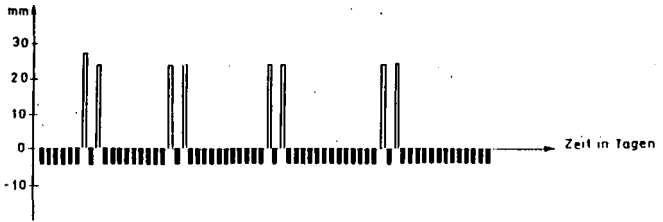


Fig. 2: Atmosphärisches Wasserangebot im Simulationszeitraum (64 Tage)

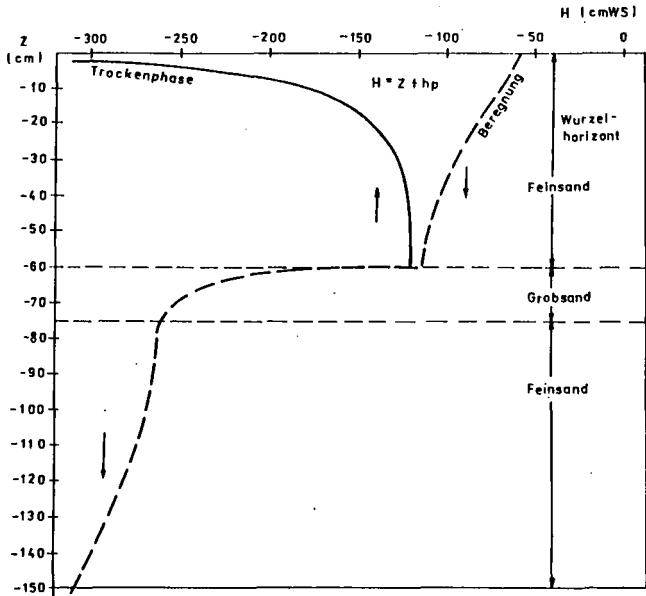


Fig 3: Hydraulische Druckhöhe H von 2 Bodenzuständen h_p Tensiometerdruckhöhe

Wurzelwachstum und Wasserausnutzung in einer Parabraunerde und in einem primären Pseudogley bei unterschiedlichem Gefüge

von
Bohne, Heike⁺)

In zweijährigen Feldversuchen auf einer Parabraunerde aus Löß und auf einem primären Pseudogley wurde untersucht, wie sich die Anlage von künstlichen Grobporen in einer dichten Matrix auf das Pflanzenwachstum und den Wasserentzug auswirkt. Eine konventionell gelockerte und eine mechanisch verdichtete Parzelle dienten als Vergleichsflächen. Die Versuche wurden auf beiden Böden mit Winterweizen durchgeführt. Die beiden Versuchsjahre waren durch unterschiedliche Niederschlagssummen gekennzeichnet.

In dem primären Pseudogley wirkten sich die vertikalen Grobporen in einer feuchten Vegetationsperiode positiv auf den Wasserentzug und das Pflanzenwachstum aus. Das Tiefenwachstum der Wurzeln wurde aber in keinem der beiden Jahre durch die Anlage der vertikalen Grobporen gefördert. Auf der Parabraunerde förderten sie das Pflanzenwachstum besonders in Trockenzeiten. Die höhere Wasserausnutzung in Trockenzeiten in dem verdichteten Gefüge mit künstlichen vertikalen Grobporen beruhte auf einer anteilmäßig stärkeren Entleerung des Unterbodens als Folge eines tieferen Wurzelwachstums. Auf der Parabraunerde wurde, im Gegensatz zu dem primären Pseudogley, auch die horizontale Ausnutzung des Wassers aus dem nur wenig durchwurzelten Bereich zwischen den künstlichen Grobporen gegenüber der gelockerten Struktur gefördert. Dieser Effekt war besonders in Zeiten mit Wasserspannungsanstiegen ausgeprägt.

Die unterschiedliche Wirkung der vertikalen Grobporen in den beiden Versuchsjahren bei dem primären Pseudogley wird auf die in Abhängigkeit von der Witterung unterschiedlich stark ausgeprägten bodeneigenen Gefügebildungsprozesse zurückgeführt.

Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse erfolgt in der Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde.



Beziehungen zwischen Bodenbearbeitung,
Bodengefüge, Wasserhaushalt und Ertrag

von

Th. Diez und H. Borchert *

1. Einführung

Es wird über einen 11-jährigen Feldversuch mit unterschiedlicher Bodenbearbeitung berichtet (Diez u. a. 1988):

- a) konventionelle Bearbeitung unter Einsatz des Pfluges
- b) pfluglose Bewirtschaftung. Die Bodenbearbeitung beschränkt sich auf ein einmaliges, 5-8 cm tiefes Fräsen zur Saat (Frässaat, System Horsch).

Boden: Parabraunerde aus Löß / Raum Ingolstadt

Klima: ca. 690 mm Niederschlag, 7,9°C (Jahresmittelwerte)

Fruchtfolge: Mais - Sommerweizen: Stroh bleibt auf dem Feld.

2. Ergebnisse

Makrogefüge (Spatendiagnose): Die unterschiedliche Bearbeitung hat zu extremen Gefügeunterschieden in der Krume geführt.

Pflug: vorwiegend krümelig-bröckeliges Gefüge, Gefügenote 1.5-1.8, (Diez und Weigelt 1990), wenig Regenwurmröhren; gleichmäßige Durchwurzelung; Oberfläche verschlämmt ("reiner Tisch").

Fräse: in der Unterkrume grob- bis mittelpolyedrisch, z. T. plattig, Gefügenote 3.5-4.0; zahlreiche Regenwurmröhren bis an die Oberfläche; Durchwurzelung ungleichmäßig, vorwiegend in Klüften und Röhren; Oberfläche mit Strohmulch.

Rohdichte: Das unterlassene Pflügen hat bei Frässaat zu einer starken Setzungsverdichtung in der Unterkrume (5-25 cm) geführt

Pflug: $\rho = 1.42 - 1.45$, Fräse: $\rho = 1.65 - 1.68 \text{ g/cm}^3$.

Luftkapazität: Die Verdichtung geht zu Lasten des Luftvolumens.

Pflug: LK = 12 - 14 Vol %, Fräse LK = 4 - 6 Vol %.

Infiltration: Untersuchungen mit dem Doppelringinfiltrimeter ergaben bei Frässaat eine um das 2- bis vierfache höhere Infiltration (Borchert 1988).

* Bayerische Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau, Menzinger Str. 54
8000 München 19

Oberflächenabfluß und Bodenabtrag (nach Kainz): Nach Untersuchungen mit dem Starkregensimulator vermindert die Frässaat den Oberflächenabfluß etwa auf die Hälfte (22 %), den Bodenabtrag auf 1/10 (2,8 t/ha·a).

Regenwurmpopulation und -biomasse (nach Bauchhenß): Individuenzahl und Biomasse der Regenwürmer sind bei Frässaat um ein Vielfaches größer als bei Pflugbearbeitung.

Pflug: 1 - 3 Individuen, 2 - 4 g Biomasse,

Fräse: 25 - 41 Individuen, 32 - 82 g Biomasse.

Wasserhaushalt (vgl. Abb. 1)

Wassergehaltsuntersuchungen in der Vegetationsperiode zeigen

- höhere Wassergehalte im Frühjahr in der Frässchicht,
 - höhere Wassergehalte im Frühjahr in der gepflügten Unterkrume,
 - eine gleichsinnige Ausschöpfung der Wasservorräte des Unterbodens, mindestens bis 90 cm, bei beiden Systemen, bei Frässaat tendenziell etwas stärker.
- Die höheren Wassergehalte im Unterboden bei "Fräse" des Standorts 1 und (umgekehrt) bei Pflug des Standorts 2 sind nicht eindeutig zu erklären. Möglicherweise hat die starke Verunkrautung des Maisschlages bei Frässaat den Wasservorrat des gefrästen Bodens stärker beansprucht.

Zwischen dem 22.02. und dem 16.08. entnahm der Sommerweizenbestand aus dem Boden bei beiden Bearbeitungsvarianten die gleiche Wassermenge (177 l/m²).

Erträge (vgl. Tabelle)

Die Erträge sind bei beiden Bearbeitungsvarianten im Mittel der 10 (11) Versuchsernten fast gleich, tendenziell von Weizen etwas höher bei Frässaat, von Mais (wenn man das Jahr 1983 außer Ansatz läßt) höher bei Pflugbearbeitung.

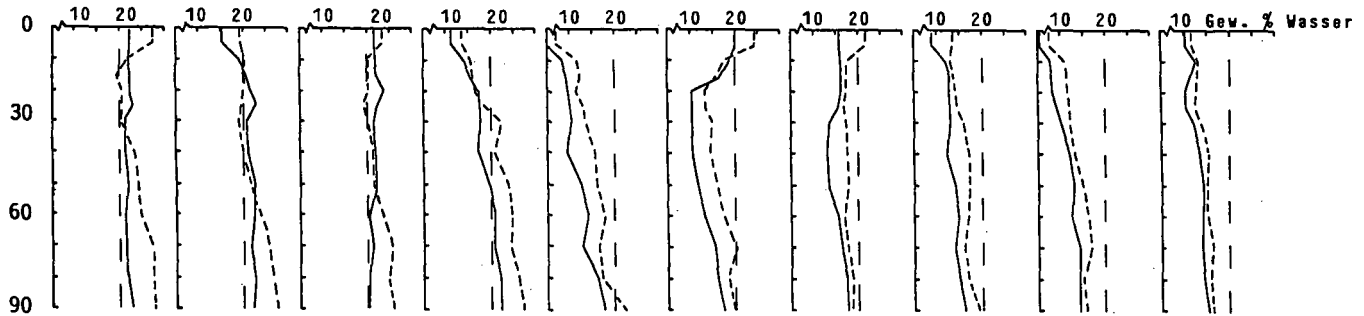
3. Zusammenfassung und Diskussion

Konventionelle (Pflug) und minimale Bearbeitung (Frässaat) zeitigen extreme Unterschiede im Bodengefüge. Auf die Ausschöpfung der Bodenwasservorräte und den Pflanzenenertrag haben diese Gefügeunterschiede kaum einen Einfluß. Vermutlich wird die starke Dichtlagerung des Bodens bei unterlassener Pflügen durch die starke Zunahme der Regenwürmer kompensiert.

Offen bleiben die Fragen, ob der Einfluß des Bodengefüges auf den Ertrag größer ist

- bei anderen Pflanzen,
- auf anderen Böden,
- unter anderen klimatischen Bedingungen,
- für Pflanzenbestände im Höchstsertragsbereich und
- bei Druckverdichtung (statt Setzungsverdichtung).

Standort 1, Frucht: Sommerweizen



Standort 2, Frucht: Mais

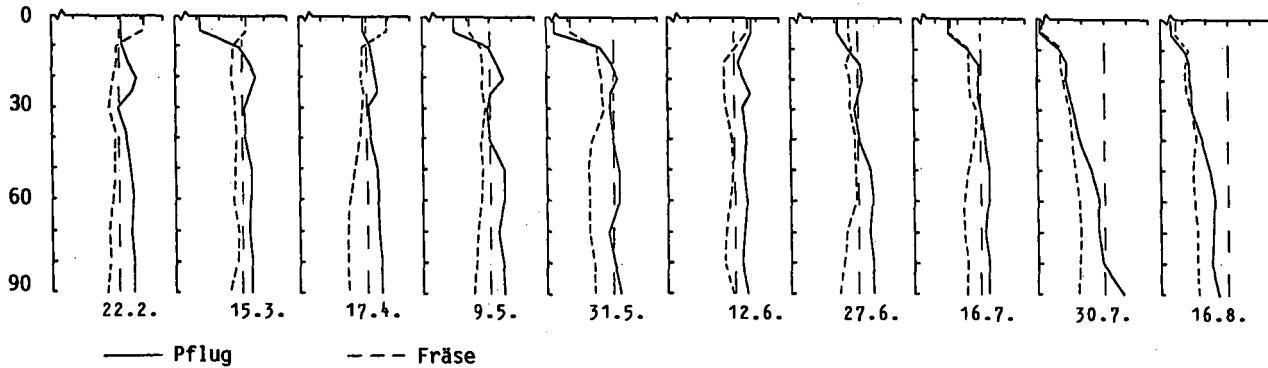


Abb. 1: Veränderung des Bodenwassergehalts bis 90 cm Tiefe in der Vegetationsperiode 1990 in Abhängigkeit von der Bodenbearbeitung (2 Standorte)

Tabelle Erträge (dt/ha)

Jahr	Weizen		Mais	
	Fräse	Pflug	Fräse	Pflug
1980	51	57	57	72
81	52	47	55	53
82	73	67	103	106
83	55	54	54	16 **
84	68	70	47	50
85	59	54	93	89
86	54	57	54	60
87	53	41	84	83
88	71	68	68	88
			(8335 KStE)	(10303 KStE)
89	72	73	95	92
			(10345 KStE)	(9763 KStE)
90	82	82	?	?
Ø Insges.	63	61	71	71
Ø 88-90*	75	74		

* einheitlich gezielte Fungizidmaßnahmen
bei Weizen

** starkes Lager auf der Pflugparzelle

Literatur

Diez, Th., J. Kreitmayr u. H. Weigelt (1988): Einfluß langjähriger pflugloser Ackerbewirtschaftung (System Horsch) auf Pflanzenwachstum, Wirtschaftlichkeit und Boden. - Bayer. Landw. Jahrb., 65. Jg. H. 7

Diez, Th. und H. Weigelt (1990): Bodenstruktur erkennen und beurteilen. - SD dlz / LBP München

Borchert, H. (1988): Bodenphysikalische Veränderungen eines Lößbodens bei langjähriger pflugloser Bewirtschaftung. - Bayer. Landw. Jb., 65. Jg. H. 7

Beziehungen zwischen Wurzelmasse der Vorfrucht und
Gefügemerkmalen auf einem Leptic-Podsol

von
Ellmer, F.

Institut für Acker- und Pflanzenbau der
Humboldt-Universität zu Berlin
Invalidenstraße 42, Berlin 1040

1. Einleitung

Bodenphysikalische Eigenschaften verändern sich im allgemeinen langsam und hauptsächlich unter dem Einfluß fortwährend praktizierter Maßnahmen wie Bodenbearbeitungs-, Fruchtfolge- oder Düngungsregime /KÖRSCHENS ... 1982/ /BORCHERT 1988/ /DIEZ ... 1988/. Die kurzfristige Dynamik des Gefügezustandes wird neben mechanischen Eingriffen, Befahren und Witterungseinflüssen auch durch die angebauten Pflanzenbestände beeinflusst. In der Fruchtfolge resultieren daraus bodenphysikalische Komponenten von Vorfruchtwirkungen, welche Gegenstand nachfolgend dargestellter Untersuchungen waren.

2. Material und Methoden

Die Untersuchungen wurden in einem Fruchtfolgegliederversuch auf dem D2a-Standort Berlin-Malchow (Leptic-Podsol; Feinanteil: 3,3 %, C_t : 1,03 %) durchgeführt. Vorfruchtpaare waren zweijährig genutztes Knaulgras (Kng-Kng), Mais nach Knaulgras (Kng-SM), Roggen nach Mais (SM-WR) und Mais nach Roggen (WR-SM). Ehemalige Zwischenwege des Feldversuchs dienten als Brachevarianten zur Kontrolle. Nach der Vorfruchternte wurden die hinterlassenen Wurzelrückstandsmengen mittels Rohrbohrer (Durchmesser 15 cm) in 0 ... 30 cm Tiefe bestimmt. Zum Beurteilen des Gefügezustandes sind unter den Nachfrüchten Mais und Roggen die Trockenrohddichte, die Porosität, die pneumatische Leitfähigkeit, die Strukturstabilität sowie die Bodenfeuchte gemessen worden.

3. Ergebnisse

Die untersuchten Vorfrüchte hinterließen mit Mengen zwischen 9 und 56 dt/ha TM sehr verschiedene Wurzelmassen im Boden (Tab. 1).

Tabelle 1
Wurzelmasse der Vorfrüchte

Vorfrüchte	Kng-Kng	Kng-SM	SM-WR	WR-SM	Brache
Wurzelmasse (dt/ha TM)	56,24	21,20	9,21	14,02	-

Das führte im Folgejahr zu deutlich differenzierten Gefügeständen. Nach wurzelrückstandsreicher Knaulgrasvorfrucht war im darauffolgenden Frühjahr der Anteil an weiten Grobporen gesichert höher als nach den anderen Vorfrüchten (Tab. 2).

Tabelle 2
Einfluß der Vorfrucht auf die Porenverhältnisse des Bodens im Frühjahr des Folgejahres

Vorfrüchte	Porenvolumen Vol.-%	Porengrößenanteile (Vol.-%)			
		GP I	GP II	MP	FP
Kng-Kng	47,12	22,43	12,78	8,03	3,88
Kng-SM	45,67 a	16,18 b	14,20 a	8,38 a	6,91
SM -WR	46,85 a	18,57 b	13,68 a	9,30 a	5,30
WR -SM	46,13 a	19,32 b	13,02 a	9,10 a	4,69
Brache	44,23 b	15,67 b	10,90 b	12,57 b	5,09
GD 5 %	1,97	2,96	1,55	3,14	n.b.

Analog dazu verdichtete sich der Boden unter den Folgefrüchten Mais und Roggen während der Vegetation weniger (Tab. 3). Dies steht in Beziehung zu einer gesichert besseren Strukturstabilität, die im Gefolge intensiver Durchwurzelung und dem Anfall reichlicher organischer Primärschubstanz nach Knaulgrasvorfrucht beobachtet wurde (Tab. 4).

Tabelle 3
Einfluß der Vorfrucht auf die Trockenrohichte des Bodens im Folgejahr

Vorfrüchte	Trockenrohichte (g/cm ³)		
	Frühjahr vor Aussaat	Herbst nach Mais	Herbst nach Roggen
Kng-Kng	1,426	1,476	1,455
Kng-SM	1,426 a	1,489 a	1,518 b
SM -WR	1,409 a	1,509 a	1,517 b
WR -SM	1,434 a	1,532 b	1,515 b
Brache	1,443 a	1,557 b	1,528 b.
GD 5 %	0,035	0,051	0,056

Tabelle 4

Einfluß der Vorfrucht auf die Strukturstabilität des Bodens im Folgejahr (Messung in stagnierendem Wasser nach KÄMPF 1966)

Vorfrüchte	Bodenvolumen nach 3 Tagen Inkubation (cm ³ /g)		
	Ausgangsvolumen	Volumen nach Überstau in stagn. Wasser	Sackung (%)
Kng-Kng	1,10	0,77	30,0
Kng-SM	1,03 b	0,71 b	31,1 a
SM-WR	1,09 a	0,74 b	32,1 a
WR-SM	1,13 a	0,73 b	35,4 b
Brache	1,07 b	0,73 b	31,8 a
GD 5 %	0,04	0,03	2,7

Unter Hinzunahme weiterer Befunde aus einem nachfolgenden Versuch ließen sich regressionsanalytisch direkte Kausalbeziehungen zwischen der von den Vorfrüchten hinterlassenen Wurzelmasse und bodenphysikalischen Parametern ableiten (Abb. 1). Danach war die natürliche Verdichtung des Bodens während der Vegetation (TRD) um so geringer, je mehr Wurzelmasse die Vorfrüchte hinterlassen hatten.

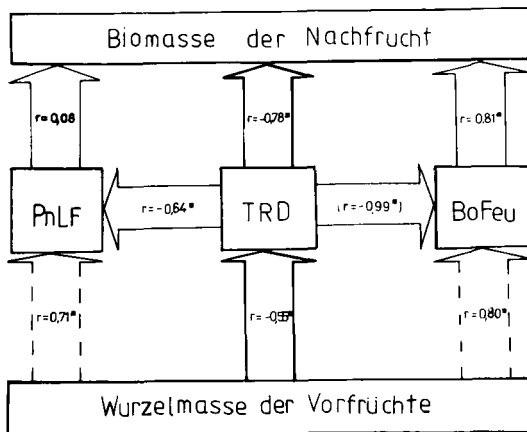


Abbildung 1: Beziehungen zwischen Wurzelmasse der Vorfrucht und Gefügemerkmalen

Die pneumatische Leitfähigkeit (PnLF) und mittlere Bodenfeuchte (BoFeu) nahmen hingegen mit steigenden Wurzelmassen zu. Diese Gefügeänderungen schlugen sich ihrerseits wieder in der Biomassebildung der Nachfrucht nieder. Bei getrennter Betrachtung wirkten

sich negative Einflüsse, welche von zunehmenden Trockenrohddichten ausgingen, stärker auf die gebildete Wurzelmasse aus, von der Bodenfeuchte herrührende positive Einflüsse machten sich hingegen mehr bei der Sproßmasse bemerkbar. Beziehungen zwischen pneumatischer Leitfähigkeit im Boden und Biomassebildung der Nachfrucht wurden nicht gefunden. Die vorfruchtbedingten Gefügeänderungen standen auch untereinander in Beziehung. Zwischen Trockenrohddichte und pneumatischer Leitfähigkeit war sie erwartungsgemäß gesichert negativ. Zur Bodenfeuchte konnte sie mit dem verfügbaren Datenmaterial nicht zweifelsfrei belegt werden.

5. Zusammenfassung

Bodengefügeveränderungen, die im Fruchtfolgeablauf nicht durch exogene Einwirkungen hervorgerufen werden, stehen mit den Pflanzenbeständen, deren Bodendurchwurzelung und Wurzelrückständen in Beziehung. Auf einem Leptic Podsol wurden Kausalbeziehungen zwischen der Wurzelmasse von Vorfrüchten und Gefügeparametern im Folgejahr nachgewiesen, die sich wiederum auf die Biomassebildung der Nachfrucht auswirkten.

Literatur

Borchert, H.:

Bodenphysikalische Veränderungen eines Lößbodens bei langjähriger pflugloser Bewirtschaftung.- In: Bayer. Landw. Jahrb.- 65(1988)7.-S. 813-824

Diez, Th.; Kreitmayr, J.; Weigelt, H.; Bauchhenss, J.; Beck, Th.; Borchert, H.:

Einfluß langjähriger pflugloser Ackerbewirtschaftung (System HORSCH) auf Pflanzenwachstum, Wirtschaftlichkeit und Boden.- In: Bayer. Landw. Jahrb.- 65(1988)7.- S. 789-812

Kämpf, R.:

Das Wesen der Bodengare und ihr Einfluß auf den Anbau der Sommergerste.- In: Bayer. Landw. Jahrb.- 43(1966).- S. 151-192

Körschens, M.; Greilich, J.:

Beziehungen zwischen der organischen Substanz des Bodens und wichtigen Bodeneigenschaften.- In: Tag.-Ber., Akad. Landwirtsch.-Wiss. DDR.- Berlin (1982)205.- S. 243-248

Die Bedeutung des Bodengefüges für den Gas- und Wassertransport

von

FREDE, H.-G.* und R.HORN**

Über die Kenngrößen Lagerungszustand, Porenverteilung und Porengeometrie nimmt das Gefüge Einfluß auf den Gas- und Wassertransport. An ausgewählten Beispielen aus Versuchen, in denen durch langjährig unterschiedliche Bodenbearbeitung auf das Gefüge eingewirkt wurde, werden die Zusammenhänge zwischen dem Gefügebau sowie dem Gas- und Wassertransport dargelegt. Die Betrachtungsebenen werden vom Gesamtboden bis in das einzelne Aggregat hinein verlegt. Die gefundenen Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Die bestimmende Größe für den Gasaustausch des gesamten Bodens ist das luftgefüllte Porenvolumen. Die Porenkontinuität ist eine textur- und damit gefügeabhängige Größe. Die Durchlüftung des einzelnen Aggregates ist unter Umständen völlig verschieden von der des Gesamtbodens. Relative scheinbare Diffusionskoeffizienten liegen für das Einzelaggregat um bis zu eine Zehnerpotenz unter denen des Gesamtbodens. Aerobe und anaerobe Zonen können im Boden auf kleinstem Raum nebeneinander existieren.

Die Wasserleitfähigkeit als wichtige Größe für die Wasserbewegung ist in einem Einzelaggregat in Abhängigkeit von der Textur und der Struktur um mehrere Zehnerpotenzen geringer als im Gesamtboden. Dieses hat Auswirkungen auf die Wasserbewegung im Inter- und Intraaggregatporenraum. Durch die Art der Bodenbearbeitung wird Einfluß auf das Gefüge und damit auf den Wasser- und Nährstofftransport genommen.

Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse erfolgt an anderer Stelle.

*) Institut für Landeskultur, Senckenbergstr. 3, 6300 Gießen

**) Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde Haus S20A, Olshausenstr. 40-60, 2300 Kiel



Beziehungen zwischen Körnung, organischer Bodensubstanz und
Aggregatstabilität auf einem heterogenen Jungmoränenstandort.

von

Frielinghaus, Monika

Das im Norddeutschen Tiefland genetisch vorgeprägte Relief bildet die Voraussetzung für rezente oberflächige Umlagerungen fester und flüssiger Substanzen. SCHMIDT (1982) gibt den Anteil von dadurch entstandenen Erosions- und Akkumulationsbodenformen durchschnittlich mit 25 bis 56% der Gesamtbodenfläche an. Bereits bei geringen Hangneigungen $>3,5\%$ wurden seit 1982 wiederholt Boden- und Nährstoffverlagerungen an Ober- und Mittelhängen gemessen, aus denen Rückschlüsse auf die Intensität der Verlagerungsprozesse gezogen werden können. In allen Fällen wirkten bereits bei mäßig erosiven Niederschlägen weitere standortspezifische Faktoren begünstigend, so daß hohe Abtragsmengen gemessen wurden. Alle Bodenparameter werden von der Vielfalt der Ausformungen von Hangelementen, die sich nach SCHMIDT (1980) zu 40% als konvex, zu 32% als konkav, zu 13% als gestreckt und zu 14% als eben darstellen, in ihrer Variabilität bestimmt. Die ausgeprägte Reliefheterogenität erschwert die Abschätzung der Erosionsgefährdung. Der Anteil überprägter Bodenformen wurde bisher unterschätzt, daraus resultiert aber eine standorttypische Flächeninhomogenität in der Mächtigkeit des A-Horizontes und in seiner Körnungsartenzusammensetzung sowie im Horizontaufbau. Folglich schwanken erosionsbeeinflussende Strukturmerkmale wie Aggregatgröße und -stabilität, Verschlämmung und Verkrustung sowie Infiltrabilität kleinflächig. Für eine Risikoabschätzung auf heterogenen Flächen scheint eine Catenenanpassung der Beprobungsflächen, auf denen Primärdaten für eine sichere Parameteridentifikation gewonnen werden, die Voraussetzung zu sein. Die Verallgemeinerung von Einzelmessungen ist nur für Abtrags- oder Auftragsbereiche gleicher Catenentypen und -positionen möglich. Das erschwert die Prozeßmodellierung für diese Standorte und zeigt weiteren Forschungsbedarf zur Aufdeckung kausaler Zusammenhänge und regelhafter Abfolgen auf. Am Beispiel einer Steilcatena (Dedelow - Uckermark), für die SCHMIDT (1986) ca 50% der Fläche in ihrer Fruchtbarkeit stark geschädigte Erosionsböden ausweist, wird die Problematik von Strukturuntersuchungen auf heterogenen Flächen aufgezeigt. (Abb.1)

Aus einem in engem Raster (10 x 10 m) ermittelten Datenmaterial wurden 5 Meßplätze ausgewählt, die sich eindeutig zu Abtrags-, Transport- oder Akkumulationsbereich zuordnen lassen. Die untersuchten Bodenkennwerte weisen eine enge Korrelation zur

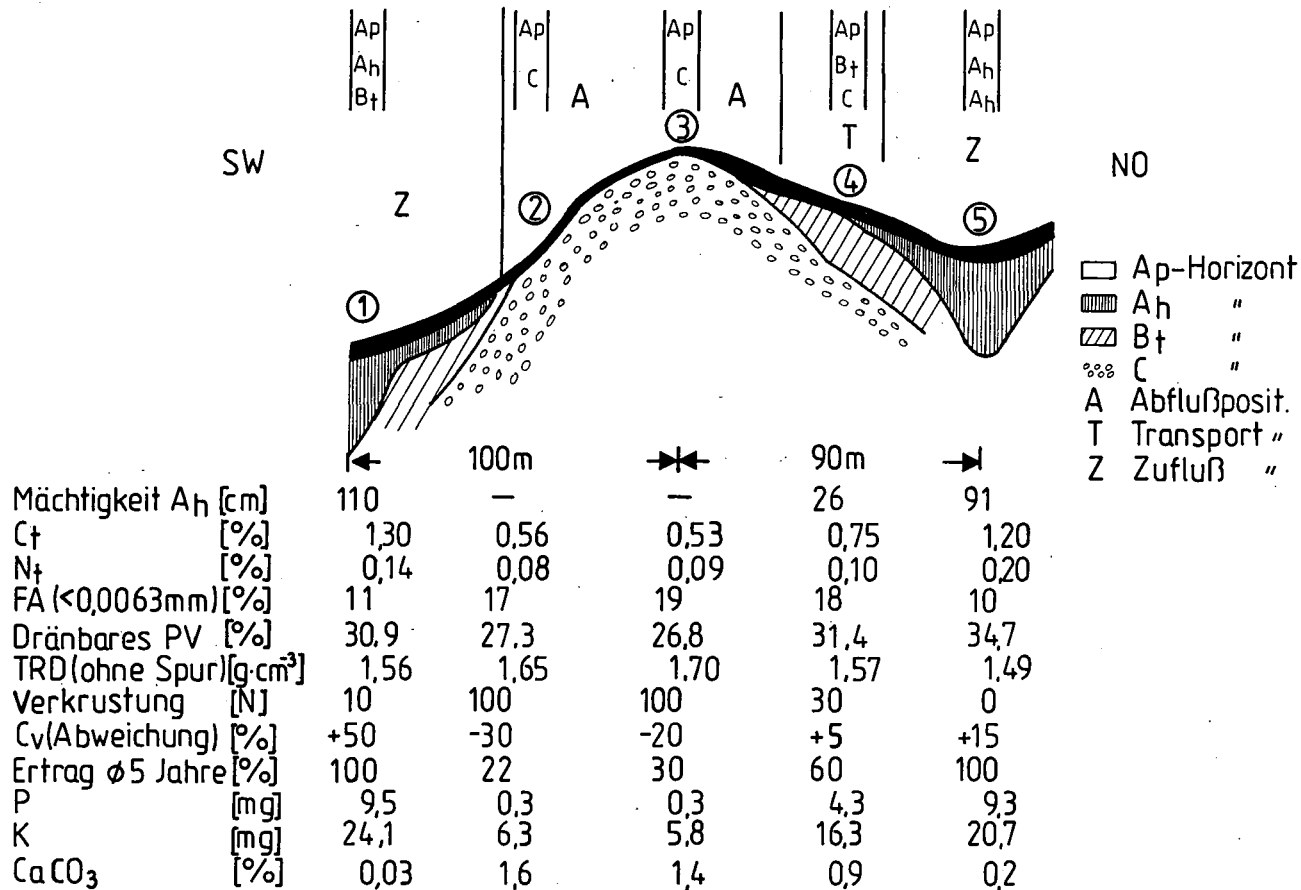


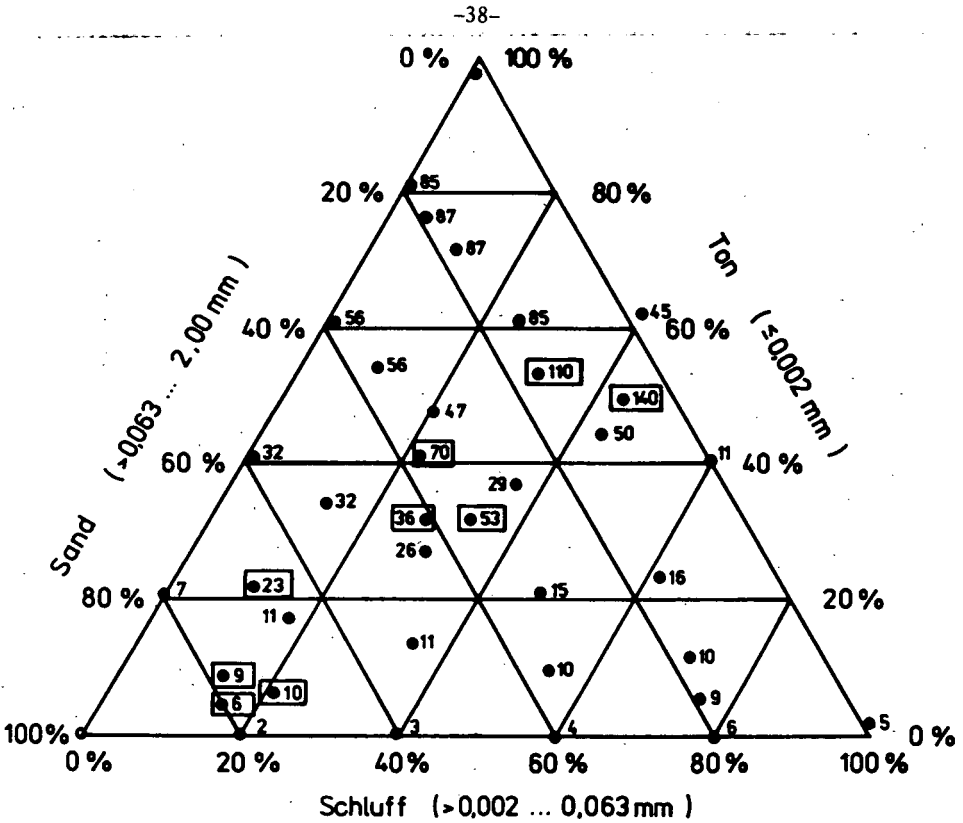
Abb.1 : Steilcatena der lehmigen Grundmoränen mit vorwiegend anhydromorphen Böden mit 5 ausgewählten Meßplätzen.

Stabilität der Bodenstruktur auf. Abhängig von der Mächtigkeit des A_h -Horizontes, die genetisch bedingt oder durch rezente Verlagerungsprozesse oder durch zu tiefe wendende Bodenbearbeitung reduziert sein kann, variieren Feinanteilgehalt, der Gehalt an organisch und anorganisch gebundenem Kohlenstoff und seine Verfügbarkeit, dränbares Porenvolumen, Trockenrohdichte und Nährstoffgehalt. Zur Charakterisierung der Stabilität der Bodenaggregate gegenüber der kinetischen Energie fallender Regentropfen wurde die Verkrustungsneigung der Böden von den einzelnen Meßplätzen untersucht. Dazu wurden Substratproben aus dem Bearbeitungshorizont unter einem Laborregensimulator verschlämmt. Die mit 36 mm Niederschlag je Stunde aufgebrachte kinetische Belastung entspricht etwa der eines natürlichen Niederschlags von 10mm je Stunde. Nach anschließender Lufttrocknung erfolgte die Verkrustungsmessung mit einem Minipenetrometer (FZB Münchenberg). Die Meßgröße ist die Kraft zum Brechen der Kruste mittels einer abgeschnittenen Kegelspitze mit einer Auflagefläche von $7,06 \text{ mm}^2$ bei einem Vorschub von $1,5 \text{ mm} \cdot \text{sec}^{-1}$. Die benötigte Kraft wird hier als Härte definiert. Die von vielen Catenen untersuchten Proben zeigen folgende Meßwertspannen: Abtragsbereiche: $56 \dots > 100 \text{ N}$; Transport-(Mittelhang-)bereiche: $38 \dots 100 \text{ N}$; Akkumulationsbereiche: $0 \dots 30 \text{ N}$. Die gemessene Verkrustung variiert bei reproduzierbarer kinetischer Belastung erheblich, führt aber an Ober- und Mittelhangbereichen häufig zu einer stark verzögerten und eingeschränkten Niederschlagsinfiltration.

Die auf Jungmoränenstandorten im Norddeutschen Tiefland ermittelten Werte sind den von KEMPER (1974) für amerikanische Böden veröffentlichten vergleichbar (Abb.2) Zur Adaption seines Korngrößendreiecks für vorgestellte Standortbedingungen bedarf es noch weiterer eigener Meßwerte.

Regressionsanalysen zur Bestätigung kausaler Zusammenhänge zeigen, daß etwa 50% der Verkrustungsneigung vom Feinanteilgehalt (Teilchen $< 0,0063 \text{ mm}$ Durchmesser) bestimmt werden. Bei Hinzunahme des Kohlenstoffgehaltes werden 65 % von beiden Faktoren bestimmt. Enge Korrelationen zum Gehalt an umsetzbarer organischer Bodensubstanz sind vorhanden, die Signifikanz der Beziehungen kann wegen unzureichender Reproduzierbarkeit der Werte noch nicht ausgewiesen werden.

Abschließend muß darauf hingewiesen werden, daß noch erheblicher Forschungsaufwand notwendig ist, bevor eine Übertragung der Ergebnisse der Punktmessungen auf Flächen möglich wird. Das erscheint aber z.B. zur Aufklärung von Wassererosionsprozessen und zur Abschätzung der Gefährdung von Ackerflächen mit Reihenkulturen wie Zuckerrüben oder Mais, bei denen wegen ihrer langsamen Jugendentwicklung und unzureichenden Bödenbedeckung die Stabilität der Bodenaggregate eine primäre Rolle spielt, notwendig.



Zuordnung der Krustenhärte zu Bodentexturwerten. Angaben in N (• Werte nach KEMPER[1974], eigene Meßwerte ◻•)

Abb.2: Zuordnung der Krustenhärte zu Bodentexturwerten

Literatur:

KEMPER, W.D. in CARY, J.W.; EVANS, D.D.: Soil crusts. Univers. of Arizona, Agricultural Exp. Stat. Techn. Bull. 214 (1974)

SCHMIDT, I.: Flächenwasserhaushalt von Hohlformen und Kennzeichnung von Standorteinheiten... Arch. Acker-Pflanzenbau Bodenkd.-Berlin 24 (1980) 7.-393-401

SCHMIDT, R.: Die Struktur der Bodendecke der Grundmoränengebiete der DDR.- Petermanns Geograph. Mitt.-Gotha 126 (1982) 3.-153-170

SCHMIDT, R.; ...: Gesetzmäßigkeiten der arealen Verteilung und der Variabilität von Bodenparametern als Grundlage der optimalen Probenahme... FZB Münchenberg, Eberswalde. F/EBericht 9 (1986)

Einfluß des Bodenwasserpotentials auf die Lokalisation
mikrobieller Aktivitäten in Bodenaggregaten
eines ariden Sandlößbodens

von

HARTMANN, A.* und I. SIMMETH

Zusammenfassung

Bei der Ausbildung von Bodenaggregaten in einem nicht strukturierten Sandlößboden im Laufe mehrjähriger Trocknungs- und Befuchtungszyklen in Großlysimetern unter ariden Standortbedingungen (Wüste Negev) wurde eine vom vorherrschenden Wasserpotential abhängige mikrobielle Besiedlung der Aggregate festgestellt. Es zeigte sich eine dreifach höhere mikrobielle Aktivität (ATP-Gehalt) und aerobe Keimzahl im Außenbereich von Bodenaggregaten aus Lysimetern, die regelmäßig bei einem Trocknungsgrad von -400 hPa auf -60 hPa gewässert wurden (feuchte Variante). Dagegen traten bei einer nur einmaligen Bewässerung auf -60 hPa pro Jahr (trockene Variante) keine signifikanten Unterschiede der mikrobiellen Aktivität in der Außen- und Kernzone der Aggregate auf.

Einleitung

Die Verteilung der mikrobiellen Aktivität in Böden ist abhängig von der Bodenstruktur. Im Außenbereich von Bodenaggregaten werden in der Regel höhere mikrobielle Aktivitäten als im Kernbereich gefunden, da über das angrenzende Makroporensystem des Bodens Substrate angeliefert werden und dort eine bessere Sauerstoffversorgung für die Mineralisation durch aerobe Mikroorganismen gegeben ist. In der vorliegenden Arbeit wurde der Einfluß des Bodenwasserpotentials in zwei unterschiedlichen Trocknungs- und Befuchtungszyklen auf die Besiedlung des Bodens bei der Aggregatbildung eines ariden Sandlößbodens untersucht.

* Lehrstuhl f. Mikrobiologie der Universität Bayreuth.

* Korrespondenz-Adresse: A. Hartmann, Inst. f. Bodenökologie, GSF-München, Ingolstädter Landstr. 1, 8042 Neuherberg

Material und Methoden

Die Versuche wurden unter ariden Standortbedingungen in Avdat (Wüste Negev, Israel) in Großlysimetern (1 bis 3 m Tiefe; 1,5 m Durchmesser) durchgeführt, die mit Mandelbäumchen bepflanzt waren. Die Lysimeter wurden mit einem gesiebten Sandlößboden (haplic Yermosol, pH 8,2, 19 % Tongehalt, 0,7 % organischer C-gehalt) gefüllt und über drei Jahre zwei unterschiedlichen Trocknungs- und Befeuchtungszyklen unterworfen. Ein Teil der Lysimeter wurde einmal pro Jahr auf -60 hPa befeuchtet, während der andere Teil bei einem Bodenwasserpotential von -400 hPa auf -60 hPa gewässert wurde. Das Bodenwasserpotential wurde mit Tensiometern (keramische Kerzen) verfolgt. Bei Versuchsende wurden aus den Lysimetern Makroaggregate (Durchmesser 5 bis 7 cm) gewonnen und durch Schälen der Außenbereich und die Kernzone gewonnen; der Mittelbereich wurde verworfen. Es wurden Mischproben aus mindestens drei Aggregaten hergestellt. Als Maß für die mikrobielle Aktivität wurde der ATP-Gehalt und die Keimzahl der zymogenen, aeroben bakteriellen Teilpopulation auf Nährbouillon-Agar (Merck Nr. 5443, pH 8,0) erfaßt. Der ATP-Gehalt wurde nach Extraktion des Bodens mit heißem Äthanol/EDTA und $\text{NaHCO}_3/\text{K}_2\text{HPO}_4$ /Adenosin (pH 8,0) mit dem Luciferasetest bestimmt (I. Simmeth, Diplomarbeit, Universität Bayreuth, 1989 und VDLUFA-Kongreßband Berlin 1990, im Druck).

Ergebnisse und Diskussion

Bei den Aggregaten aus den relativ trockenen Lysimetern 312, 313 und 316 zeigten sich keine signifikanten Unterschiede der biologischen Aktivität zwischen Außen- und Kernbereich (Tabelle 1). In den relativ feuchten Lysimetern 425 und 431 wurde ein ca. dreifach höherer ATP-Gehalt und aerobe Keimzahl im Außenbereich der Aggregate gefunden. Dies zeigte sich sowohl im aktuellen ATP-Gehalt der Aggregatfraktionen (Tabelle 1) als auch im potentiellen ATP-Gehalt, der nach Wiederbefeuchten der Bodenfraktionen mit Wasser erreicht werden konnte (nicht gezeigt). Für die differentielle mikrobielle Besiedlung bei der Neubildung von Aggregaten

Tabelle 1: Verteilung mikrobieller Aktivitäten in Aggregaten eines ariden Sandlößbodens aus dem Lysimeterversuch in Avdat (Negev)

Bedingungen/Proben	ATP-Gehalt (ng/g Boden)	Faktor (a/i)	Keimzahl ($\cdot 10^6$ /g Boden)	Faktor (a/i)
<u>1. Feuchte Variante</u>				
(Zyklus: Austrocknung auf -400 hPa, Bewässerung auf -60 hPa)				
Lysimeter 425				
i	42	2,4	4,5	2,7
a	99		12	
Lysimeter 431				
i	20	3,0	2,7	3,2
a	60		8,7	
<u>2. Trockene Variante</u>				
(einmalige Bewässerung pro Jahr auf -60 hPa)				
Lysimeter 312				
i	45	1,4	4,8	1,4
a	62		6,9	
Lysimeter 313				
i	22	0,95	2,5	1,8
a	21		4,5	
Lysimeter 316				
i	58	0,92	n.b.	n.b.
a	54		n.b.	

a: Außenbereich, i: Kernbereich von Bodenaggregaten.

n.b.: nicht bestimmt

Die ATP-Gehalte wurden mit einem Vertrauensbereich von +/- 5 %, die Keimzahlen mit einem Vertrauensbereich von +/- 10 % bestimmt.

in diesem ariden Sandlößboden scheint das Wasserpotential des Bodens und damit der Anteil wassergefüllter Poren wichtig zu sein. Bei vermehrt bzw. längerfristig wassergefülltem Porenraum kann es zu Sauerstofflimitierung kommen, wie dies mit Sauerstoffmikroelektroden in Aggregaten dieses Bodens gezeigt werden konnte (Zausig & Horn, 1990). Dadurch ist die Entwicklung einer aeroben Mikroflora im Aggregatinnern gehemmt.

Danksagung

Wir bedanken uns bei Prof. Dr. R. Horn (Bodenphysik) und seinen Mitarbeitern für die kollegiale Zusammenarbeit. Die Versuche wurden im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 137 der Universität Bayreuth (Teilprojekt B 4, Bodenmikrobiologie) durchgeführt.

Morphologische und physikalische Aspekte der Aggregatbildung und Aggregatfunktion

von
HARTGE, K.H.

In den verschiedenen Arbeitsbereichen der Bodenkunde werden für den Terminus technikus Aggregate verschiedene Definitionen gegeben. Die Verschiedenheiten umfassen dabei Größe, Form, Material und Entstehungsart, wobei teilweise für das Gleiche verschiedene Worte verwendet, aber auch verschiedene Dinge unter der gleichen Bezeichnung verstanden werden.

Deshalb werden im nachstehenden Text einige grundsätzliche Gemeinsamkeiten und Zusammenhänge aufgeführt.

Aggregierung = Zusammenballung

Aggregierung heißt auf lateinisch Zusammenballung - genauer Zusammentritt - zu einer Herde. Ein solcher Vorgang ist nicht denkbar, ohne daß die Verteilung der Einzelelemente im Raum verschiedener wird als sie vorher war. Zusammenballung hat also Entleerung oder "Verdünnung der Elemente" zwischen den Ballungszentren zur Folge.

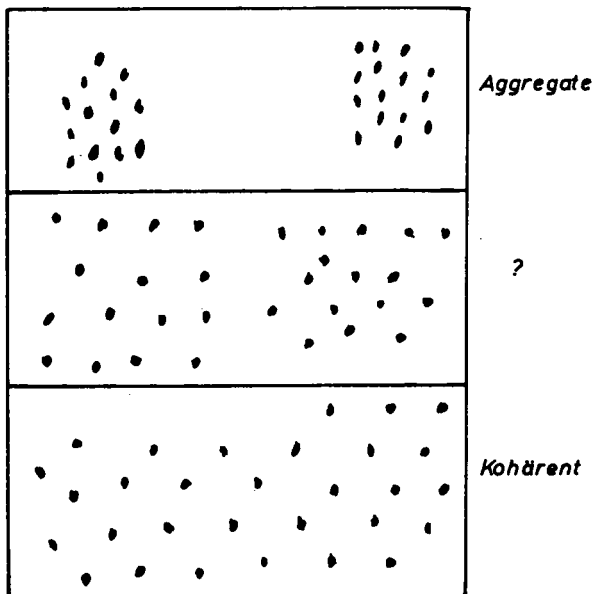


Abb. 1: Der Grad der Zusammenballung ist unterschiedlich

Auf eine körnige Packung, wie alle Böden sie darstellen, bezogen bedeutet dies, daß Körnergruppen durch Aneinanderrücken entstehen. Das bedeutet, von außen her gesehen, wegrücken. Daraus ergibt sich, daß der gelegentlich gebrauchte Terminus Segregat nicht einen anderen Vorgang eindeutig beschreibt, sondern nur einen anderen Ansatzpunkt der Betrachtung.

Aggregation und Segregation bezeichnen somit lokale Konzentrationsverschiedenheiten an Materie zu Lasten von angrenzenden Räumen.

Diese Konzentrationszunahme kann ausschließlich durch Bewegung von Körnern erfolgen, sie kann aber ebenso gut durch lokal bevorzugte Ablagerung oder Ausfällung zwischen unbewegt gebliebenen Körnern entstehen.

Es fragt sich nun, bei welchem Zusammenballungsgrad ein Aggregat im bodenkundlichen Sinne vorliegt (Abb. 1).

Zusammenballung und Abtrennung als Aspekte der Heterogenisierung

Im Allgemeinen wird unter einem Aggregat im Boden nur ein Körper verstanden, der sich von einem benachbarten unabhängig bewegen läßt. Dies setzt Abtrennung voraus (z. B. Zerteilen einer Bodenpaste mit dem Messer, eines kohärenten Ap-Horizontes mittels Pflug oder Fräse)

Verallgemeinert bedeutet dies, daß eine Veränderung des Spannungssystemes dem eine kohärente Masse unterliegt dann zur Aggregation führt, wenn keine plastische Verformung, sondern spröde Brüche auftreten.

Solche Brüche setzen Kohäsion voraus, die verhindert, daß alle Einzelpartikel sich gleichmäßig, wie in einer Paste oder einem pulverigen Medium frei gegeneinander verschieben können (Abb. 2).

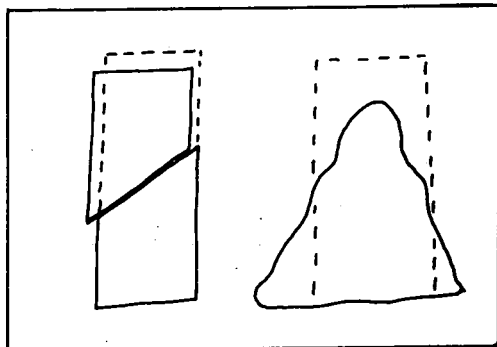


Abb. 2: Kohäsion als Voraussetzung für Abtrennung von Aggregaten

Die wichtigste Spannungsveränderungen, die zur Ausbildung von Brüchen führen sind:

-Änderungen der Wasserspannung, wenn damit Volumenveränderungen verbunden sind. Das ist bei erstentwässerten körnigen Massen stets der Fall. In Schluffen und Tonen ist der Vorgang an der Reißbildung zu erkennen. Beginn der Reißbildung ist in der Regel ein Zeichen dafür, daß Normalschrumpfung vorliegt. Meist liegen dann Trennbrüche vor.

Volumenveränderungen durch ungleichmäßige Wasserzufuhr führen ebenfalls zur Reißbildung wobei Scherbrüche neben Trennbrüchen auftreten.

-Bioturbation bedeutet stets Aggregatbildung durch Bruch, weil sowohl Tier- wie Wurzeltätigkeit engräumige Spannungsveränderungen erzeugt. Wenn die Bioturbation nicht zur Brüchen führt, weil das Material zusammengepreßt und plastisch verformt werden kann, bilden sich Röhren, aber keine Aggregate.

-Cryoturbation führt zu Bruch und damit zur Aggregierung, wenn infolge Eisbildung Wasser verlagert und umverteilt wird. Im Prinzip entspricht der Vorgang dem der Schrumpfung, wenn Aggregate gebildet werden, dem der Bioturbation, wenn die Aggregate durch Eislinsen angehoben werden.

Heterogenität und Porensystem

Die Aufteilung einer kohärenten Matrix in Aggregate ist gleichzeitig die Verminderung der Homogenität der festen Phase im Raum, also auch eine Heterogenisierung des gesamten Systems. Die Partien, die frei von aggregierter Materie sind, werden als Poren im Boden angesprochen.

Gleichzeitig mit einem Aggregatsystem entsteht also ein Porensystem. Es besteht aus flächigen Poren (Rissen). Oftmals gibt es auch röhrenförmige Poren, die aber das plastische Ausweichen der Materie ohne Bruch voraussetzen - also Wurzel - oder Tiergänge.

Stabilität und Wassergehalt

Der Augenschein lehrt, daß die Festigkeit von Aggregaten mit dem Wassergehalt zusammenhängt. Tonaggregate werden um so härter je trockener sie sind. Sandaggregate entstehen bei bestimmten Wassergehalten und zerfallen bei geringem Anstoß wenn sie trocknen.

Schluffaggregate liegen hinsichtlich ihrer Festigkeit zwischen diesen Extremen.

Die Ursache dafür ist die Einwirkung von Wasserfilmen bzw. Menisken. Wenn das Wasser im Boden eine "Wasserspannung" aufweist, ist der Druck darin geringer als der Luftdruck der Atmosphäre. Deshalb preßt der Atmosphärendruck die Mineralpartikel zusammen, wenn ein Wasserfilm zwischen Ihnen ist. Die Gesamtkraft ist vom Druckunterschied, also der Wasserspannung und von der jeweiligen Fläche der Filmkontakte abhängig. Sie äußert sich in der Menis-

kenkrümmung wegen

$$h \cdot d \cdot g = \frac{2 \gamma \cos \alpha}{R}$$

und ist wie die Gleichung zeigt, nur bei guter Benetzung wirksam.

Wenn nun beim zusätzlichen Zusammenpressen von Mineralpartikeln eine Veränderung der Aggregate d. h. eine Veränderung der Wasserspannung erfolgt, wird auch das Verhältnis zwischen Atmosphärendruck und bei Verschiebung der Partikel gegen einander auch die Fläche auf der die Wasserspannung einwirkt verändert (Abb. 3). Die Folge davon ist in der Regel ein Stabilitätsverlust. Ein Meniskus wirkt jetzt nicht mehr als Klebemittel sondern eher als Gleitmittel bzw. Schmierung.

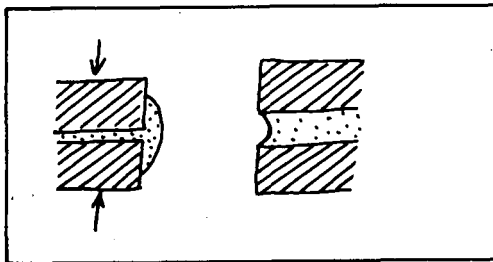


Abb. 3: Veränderung der Meniskenkrümmung durch Zusammenpressung von Feststoffpartikeln

Wenn die Wasserspannung vollkommen aufgehoben ist, dann ist nur noch diejenige Kohäsion wirksam, die eben nicht mehr mit dem Wasser zusammenhängt. Sie kann aus Adsorptionskräften verschiedener Kombinationen und aus chemischen Bindungen bestehen. Dies ist der eigentliche Sinn des Wortes "Wasserstabilität".

Wie das Verhalten von Aggregaten mit Wasser zeigt, sind diese Kräfte keineswegs allgegenwärtig. Die Meniskenkräfte hingegen sind weit verbreitet. Selbst in lufttrockenem Material sind sie oft stärker als die Wasserstabilität.

Die Wasserstabilität im engeren Sinne, also die Stabilität unter

Wasser, ist oft eine Quellungs- oder eine Benetzungshemmung. In verschiedenen Fällen ist sie durch die enge Lagerung der Tonteilchen bedingt, die in geflocktem Zustand im Bereich gegenseitiger Anziehung liegen. Diese Anziehung verhindert dann das Auffüllen der Adsorptionswasserfilme, weil die Wasserleitfähigkeit im gesamten Aggregat gering ist.

Aggregatzerstörung

Wenn Aggregation als Heterogenisierungsprozess angesprochen wird, dann ist die Aggregatzerstörung als gegenläufiger Vorgang eine Homogenisierung eine Wiederherstellung der gleichmäßigen Verteilung der Bodenteilchen im Raum. Dieser Vorgang ist gleichbedeutend mit Verschlämmung, Verknüpfung und Pastenbildung, wenn er bei Wasserüberschuß stattfindet. Die mechanische Energie, die für den Homogenisierungsvorgang notwendig ist, kann durch Geräte absichtlich aber auch unabsichtlich, durch Betreten und Befahren aufgebracht werden. Auch der Aufprall von Regentropfen ist eine Einwirkung mechanischer Energie.

Wenn eine Aggregation auf diese Art zerstört wird, ist damit keine Verdichtung verbunden, die Gegenwart von Wasser läßt eine Volumenabnahme innerhalb kurzer Zeit nicht zu.

Auch in Abwesenheit freien Wassers können Aggregate zerstört werden. Auch hier besteht der Vorgang aus einer Homogenisierung. Nur ist im Gegensatz zum ersten Falle eine Volumenabnahme bzw. eine Zunahme der Lagerungsdichte für das Gesamtpaket mit der Homogenisierung verbunden. Wegen der im Vergleich zum ersten Fall geringen Schereinwirkung des Wassers, dessen Spannung zwar verringert aber nicht aufgehoben wird ist hierfür viel mehr Kraft notwendig, als für die knetende Homogenisierung ohne Verdichtung.

Aggregatfunktionen

Aggregation hat zwei Aspekte im Hinblick auf Vorgänge im Boden.

Da das Zusammenrücken von Partikeln durch die bei Austrocknung ansteigende Wasserspannung die Festigkeit erhöht, ist eine Aggregatpackung weniger plastisch verformbar als die gleiche Anzahl von Partikeln wenn sie homogen über das gleiche Volumen verteilt sind - denn für eine solche Homogenität ist ein relativ hoher Wassergehalt erforderlich. Dieser wiederum bewirkt geringe Wasserspannung, damit auch geringe Stabilität.

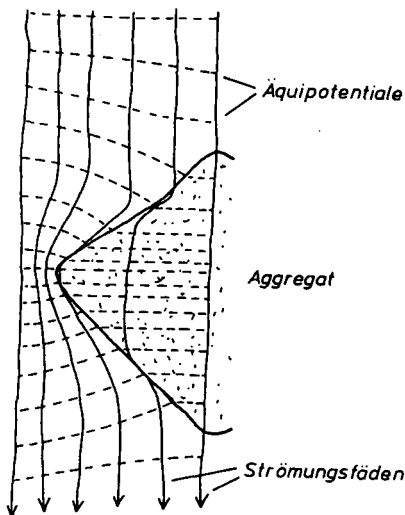
Durch das Zusammenrücken von Teilchen bei der Aggregation und das gleichzeitige Freiwerden von Raum zwischen den Aggregaten wird das Drucksetzungsverhalten deutlich verändert. Die plastische Verformbarkeit nimmt ab, wenn die Aggregation die Folge einer Entwässerung ist.

Im perfekt homogenisierten Fall sind alle Fließpassagen in einem gegebenen Volumen - z. B. einem Zylinder - nur durch die Partikel zu Abweichungen vom streng linearen Verlauf gezwungen. Wenn die Teilchen dagegen, auf gleiches Volumen bezogen, aggregiert sind,

dann bilden sich Zonen geringer Leitfähigkeit in den enger gewordenen Fließpassagen. Gleichzeitig öffnen sich zwischen den Aggregaten weitere Passagen. Die dabei entstehenden unterschiedlichen Porenweiten bewirken eine Verzerrung des Strömungslaufes (Abb. 4). Die Zahl der durch ein Aggregat gehenden Strömungslinien ist dann kleiner, weil dort große Fließquerschnitte erforderlich sind. Dies ist notwendig um die Kontinuität der Strömung aufrecht zu erhalten ($V_1 \cdot F_2 = V_2 \cdot F_1$).

Abb. 4:

Ablenkung der Strömungsfäden durch Zunahme der Lagerungsdichte in einem Aggregat



Die Folge davon ist die Konzentration von Strömungsfäden in den Zwischenräumen, den Poren.

Dieser Vorgang hat zur Folge, daß Inhaltsstoffe des perkolierenden Wassers an großen Teilen der Gesamtpackung vorbei fließen können ohne mit Partikeloberflächen und ihren Adsorptions- oder Austauschmechanismen in Kontakt zu kommen.

Umgekehrt werden Adsorptions- und Austauschkapazitäten zum Teil erst lange Zeit nach dem Durchströmen des Gesamtpaketes ausgenutzt werden können. Wie weit sich durch diese hydrodynamische Dispersion die Durchtrittskurven auseinanderziehen, hängt von Form und Größe der Aggregate im Vergleich zum Gesamtvolumen ab.

Diese Umstände haben zur Folge, daß Filtervorgänge - und damit auch die Kontaminationen - in aggregierten Böden unübersichtlicher und unvollständiger ablaufen als in homogenisierten.

Das gleiche gilt für Dekontaminationen, Entsalzungsbewässerungen und ähnliches.

Zusammenfassung

Aggregation ist nur bei gleichzeitiger Bildung von Leerraum denkbar. Sie ist die Zunahme der Heterogenität der Verteilung der festen Bodenpartikel in einem konstant bleibenden Gesamtvolumen.

Aggregation setzt das Auftreten von spröden Brüchen und damit Vorhandensein von Kohäsion voraus. Geringe oder fehlende Kohäsion behindert Aggregatbildung.

Lockerung im Sinne von Vergrößerung des Gesamtvolumens ist ein hiervon unabhängiger Vorgang. Er setzt Pedoturbation voraus. Aggregatzerstörung ist Wiederherstellung der homogenen Verteilung der Festpartikel. Sie kann mit einer Verdichtung verbunden sein, oder nur aus einer Verknüpfung bestehen.

Alle mit Durchströmungen verbundenen Vorgänge werden durch Aggregationen stark beeinflusst.



Nährstofftransport in der Rhizosphäre und Nährstoffverfügbarkeit

von

JUNGK, A.

Einleitung

Die Mineralstoffversorgung von Pflanzen wird durch das Zusammenwirken von zwei komplexen Phänomenen bestimmt:

1. Der Pflanzenverfügbarkeit der Nährstoffe im Boden. Sie ist eine Funktion der Konzentration des betreffenden Nährstoffs und seiner Mobilität im Boden.
2. Dem Aneignungsvermögen der Pflanzen. Es wird von der Grösse des Wurzelsystems und der Aufnahme-Effizienz der Wurzeln bestimmt.

Die erste Voraussetzung für die Nährstoffaufnahme ist der Kontakt zwischen dem Nährstoff im Boden und der Wurzel. Er entsteht durch zwei Prozesse

- dem Wachstum von Wurzeln zum Ort des Nährstoffs und
- dem Transport des Nährstoffs zur Wurzel.

Beide Prozesse wirken zusammen; Kontakt entsteht daher, wenn Wurzeln bis in die Transportentfernung eines Nährstoffs im Boden gelangen. Die Transportrate vom Boden zur Wurzel wie auch die Transportentfernung im Boden, d.h. der Einzugsbereich einer Wurzel, sind je nach Nährstoff und Boden sehr verschieden.

Der Gesamtfluss zu einem Wurzelabschnitt, F_t , setzt sich zusammen aus dem Massenfluss, F_M , und dem Diffusionsfluss, F_D :

$$F_t = F_M + F_D. \quad (1)$$

Ionen, deren Konzentration in der Bodenlösung im Vergleich zur Konzentration der Pflanze hoch ist, wie NO_3^- , Cl^- , SO_4^- , Ca^{++} und Mg^{++} , gelangen durch Massenfluss in Raten an die Wurzel, die den Bedarf oft weitgehend decken. Sie werden, als Reaktion auf die Wasseraufnahme der Pflanze, über mehrere cm pro Tag radial zur Wurzel bewegt, wenn der Boden feucht ist. Bei Ionenarten, wie K^+ und $\text{H}_2\text{PO}_4^-/\text{HPO}_4^{2-}$, deren Konzentration in der Bodenlösung relativ niedrig ist, überwiegt dagegen der Anteil des diffusiven Flusses. Er ist in erheblichem Masse von Eigenschaften des Bodens und der Pflanze abhängig. Er soll im folgenden näher betrachtet werden.

Gradientenbildung

Netto-Diffusion wird durch Konzentrationsgradienten des diffundierenden Stoffes ausgelöst. Massgebend für den Diffusionsfluss vom Boden zur Wurzel ist daher die Fähigkeit von Pflanzenwurzeln, die Konzentration an der Grenzschicht zum Boden abzusenken und dadurch Gradienten zu bilden. Solche Gradienten sind von Bhat und Nye (1973), Hendriks et al. (1981) und Claassen et al (1981) an Einzelwurzeln mit Hilfe von Autoradiogrammen sowie mit einer Gefrierschnittmethode des Bodens von Kuchenbuch und Jungk (1984) gemessen worden. Daraus geht hervor, dass die P- und K-Konzentration der Bodenlösung an der Wurzeloberfläche auf sehr niedrige

Werte abgesenkt werden kann. Pflanzen sind demnach bei knapper Versorgung imstande, annähernd die maximal möglichen Konzentrationsgradienten und dadurch maximale Diffusionsflüsse vom Boden zur Wurzel zu erzeugen.

Die Absenkung der Konzentration der Bodenlösung stellt zugleich eine Störung des Gleichgewichtes dar, das zwischen der Lösung und der Festphase des Bodens besteht. Als Folge kommt es zur Desorption des Stoffes, d.h. ein Teil davon geht in die Lösung über. Da er nur in gelöster Form transportabel ist, wird er auf diese Weise mobilisiert und kann so zur Wurzel gelangen.

Die Bedeutung des Prozesses ist aus Abb. 1 ersichtlich. Man erkennt, dass die Rb-Konzentration der Bodenlösung durch eine Maiswurzel von 28 auf 1 $\mu\text{mol/L}$ abgesenkt worden ist. Die Festphase des wurzelnahen Bodens hat als Folge davon 100 $\mu\text{mol}/100\text{ g}$ Boden abgegeben. Andere Versuche haben gezeigt, dass wurzelnahe Boden auf diese Weise in wenigen Tagen P- und K-Mengen von je 200 - 300 mg/kg Boden freigeben kann. Die Pflanze erschliesst durch diese Gradientenbildung auch relativ fest gebundene Phosphatvorräte des Bodens (Hendriks et al., 1981) und Anteile des durch NH_4^+ nicht austauschbaren Kaliums (Kuchenbuch und Jungk, 1984).

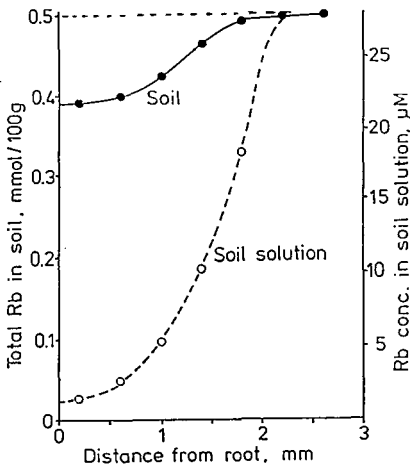


Abb. 1: Absenkung der Rb-Konzentration der Bodenlösung und der Gesamt-Rb-Konzentration eines Lösslehm Bodens (Bülten) durch einen 3 Tage alten Maiswurzelabschnitt. (Claassen et al., 1981).

Wie aus Abb. 1 zugleich hervorgeht, ist die räumliche Ausdehnung der Entleerungszone mit $\approx 2\text{ mm}$ relativ gering. Nur bei hoher Wurzel-dichte ($\approx > 10\text{ cm}/\text{cm}^3$) trägt daher das gesamte Bodenvolumen zur Versorgung der Pflanze bei. Weiterhin ist zu sehen, dass die Konzentration der Lösung an der Wurzeloberfläche sehr weit zurückgeht. Da die Aufnahme in die Wurzel konzentrationsabhängig ist, muss in dieser Situation mit der Beeinträchtigung der Versorgung der Pflanze gerechnet werden (Jungk et al., 1990).

Diffusion im Boden

Der Diffusionsfluss, F , ist nach dem ersten Gesetz von Fick

$$F = -D \frac{dC}{dx} \quad (2)$$

wobei C die Konzentration des diffusiblen Stoffs und X die Entfernung, dC/dX also der Konzentrationsgradient ist. D bezeichnet den Diffusionskoeffizienten, einen Proportionalitätsfaktor, der das Mass der Mobilität eines Stoffes unter den gegebenen Bedingungen ist. Die Gleichung gilt für homogene Systeme, z.B. Stoffe, die in einer Flüssigkeit gelöst sind. In porösen Systemen, wie im Boden, findet Diffusion gelöster Stoffe nur im Wasser der Poren statt. Man bezieht den Fluss dennoch i.a. auf das Gesamtbodenvolumen als wäre der Boden homogen, und spricht dann vom effektiven Diffusionskoeffizienten, D_e . Dieser ist für P und K im Boden meist um mehrere Potenzen niedriger als im Wasser. Dies hat seinen Grund in der Tatsache, dass mehrere Eigenschaften des Bodens die Diffusion massiv behindern. Nach einem Vorschlag von Nye (1968) ist

$$D_e = D_1 \theta f / b \quad (3)$$

Darin ist

- D_1 = Diffusionskoeffizient im Wasser
- θ = Vol. Wassergehalt des Bodens
- f = ein Hemmfaktor, der vor allem von der Tortuosität des Diffusionswegs bestimmt wird
- b = die Pufferung des betreffenden Stoffs, die häufig als dC/dC_1 angegeben wird, wobei C die Konzentration des insgesamt diffusiblen Stoffs und C_1 seine Konzentration in der Bodenlösung ist.

Die Diffusion im Boden lässt sich quantifizieren, indem man von einem Boden eine Teilprobe mit dem betreffenden Nährstoff düngt, beide Proben mit identischer Lagerungsdichte und Bodenfeuchte in Blockform aneinander fügt und nach einigen Tagen die Nährlementverteilung durch schichtweise Analyse der Blöcke erfasst (Kaselowsky et al., 1990). Aus Abb. 2 ist zu entnehmen, dass die P-Diffusionsstrecken nach zwei Wochen etwa 2 mm betragen. Die Form des Profils in dem Block, aus dem P herausdiffundiert ist, entspricht P-Verarmungsprofilen, die im wurzelnahen Boden gemessen worden sind (Jungk und Claassen, 1989).

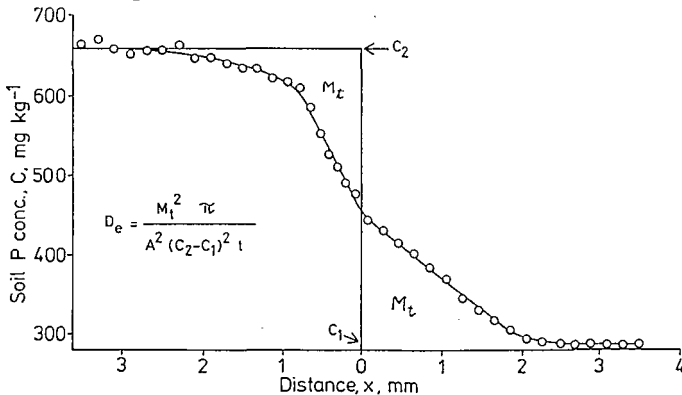


Abb. 2: Phosphatverteilung durch Diffusion in einem Lösslehm nach zwei Wochen Diffusionszeit bei Feldkapazität links: P-Düngung 400 mg/kg; rechts: ohne P-Düngung. P-Extraktion: 4 M HCl Boden: Lösslehm Hottenrode. (Kaselowsky et al., 1990).

Mit dieser Technik kann die Bedeutung von Parametern der Diffusion im Boden gemessen und die Gültigkeit von Gleichung (3) geprüft werden. Untersuchungen über die Wirkung der P-Konzentration und der Phosphatpufferung (Bhadoria et al., 1991a) sowie über den Wassergehalt und die Lagerungsdichte des Bodens (Bhadoria et al., 1991b) auf die P-Diffusion im Boden haben gezeigt, dass Gleichung (3) mit Messergebnissen befriedigend in Einklang steht. Gleichung (3) ist demnach geeignet, um D_e aus seinen Parametern zu errechnen und Modellrechnungen zum Übergang der Nährstoffe aus dem Boden in die Pflanze durchzuführen.

Zu den Problemen, die hier noch nicht befriedigend gelöst sind, gehört die Quantifizierung der Pufferung in Wurzelnahe.

Einfluss der Lagerungsdichte des Bodens auf die Ernährung von Pflanzen.

Untersuchungen über den Einfluss der Lagerungsdichte des Bodens auf die P-Ernährung von Zuckerrüben haben zu den Daten der Tabelle 1 geführt. Sie zeigen, dass die Verdichtung des Bodens zu einer erheblichen Verminderung des P-Entzuges der Pflanzen geführt hat. An den Parametern der P-Diffusion fällt auf, dass sich D_e , also die P-Mobilität, nicht verändert hat. Dies ist darauf zurückzuführen, dass durch Verdichtung sowohl der volumetrische Wassergehalt (bei gleichem Gew.-% Wasser) als auch die Phosphatpufferung zugenommen haben. Da beide Größen nach Gleichung (3) in entgegengesetzte Richtung wirken, bleibt D_e in diesem Fall unbeeinflusst. Die Beeinträchtigung der P-Aufnahme durch Verdichtung ist demnach nicht mit dem P-Transport vom Boden zur Wurzel (also der P-Verfügbarkeit), sondern mit der Hemmung des Wurzelwachstums (Tab. 1) (dem Aneignungsvermögen) zu erklären.

Tabelle 1: Wirkung einer Bodenverdichtung auf die Parameter der Phosphatdiffusion, die Wurzellänge und den P-Entzug von Zuckerrübe. Boden: Lösslehm Hottenrode. (Altwicker, 1990).

		Dichte 1,3	Dichte 1,6	g cm ⁻³
D_1	Diff.-Koeff. in H ₂ O	$8,9 \times 10^{-6}$	$8,9 \times 10^{-6}$	cm ² s ⁻¹
θ	Vol. Wassergehalt	0,25	0,30	cm ³ cm ⁻³
f	Hemmfaktor	0,25	0,26	
dC_1	Diff. Konz. Bd.Lösg.	1,36	1,66	µmol cm ⁻³
dC	Diff. Konz. CAL	0,002	0,002	µmol cm ⁻³
b	Pufferung	680	830	
D_e	eff. Diff.-Koeff. Boden	8×10^{-10}	8×10^{-10}	cm ² s ⁻¹
Wurzellänge nach				
	21 Tagen	38	12	m/Pfl.
	28 Tagen	160	59	m/Pfl.
P-Entzug nach				
	21 Tagen	70	34	µmol/Pfl.
	28 Tagen	256	167	µmol/Pfl.

Mit dieser Information kann man die Wirkung einer Aggregation des Bodens auf die Ernährung von Pflanzen abschätzen: Sind Aggregate genügend dicht, so werden die Wurzeln auf die Zwischen-

aggregaträume abgedrängt. Infolge der hierin dann hohen Wurzel-dichte werden deren Nährstoffvorräte rasch erschöpft, während die Aggregate, wenn sie im Vergleich zur Diffusionsstrecke gross sind, nur aus Peripherzonen Nährstoffe abgeben. Als Resultat ist die Minderung der Nährstoffaufnahme durch Rückgang der Effizienz des Wurzelsystems anzunehmen.

Beziehung zwischen Nährstoff-Fluss im Boden und Influx in Wurzeln.
Die Wechselwirkungen zwischen dem Fluss im Boden und dem Influx in die Pflanze lassen sich nur selten direkt messen. Mit den Computern haben sich Modellrechnungen zu Instrumenten entwickelt, die es zunehmend ermöglichen, die beteiligten Prozesse zu verstehen und ihre Einflussfaktoren zu quantifizieren. Das Simulationsmodell von Claassen und Barber (Claassen, 1990) beruht auf der Vorstellung, dass der Transport vom Boden zur Wurzel den Gesetzmässigkeiten von Massenfluss und Diffusion und der Influx in die Pflanze denen der Michaelis-Menten-Kinetik folgt. Dieser Sachverhalt ist in Abb. 3 skizziert. Der linke Teil der Abbildung beschreibt den Antransport vom Boden, der rechte Teil den Influx in ein Wurzelement. Die Gesamtrechnung umfasst ausserdem die Grösse des Wurzelsystems und morphologische Eigenschaften wie Radius der Wurzeln und Wurzelhaare. Die Mobilisierung von Nährstoffen des Bodens durch Stoffabscheidung der Wurzeln (Marschner et al., 1986) wird bisher allerdings nicht berücksichtigt.

Flux from soil = Influx into plant

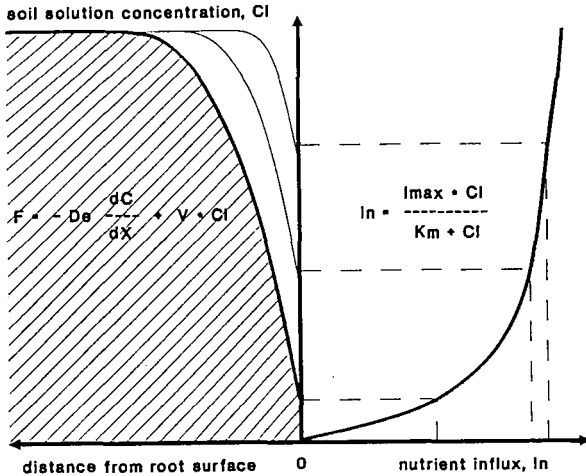
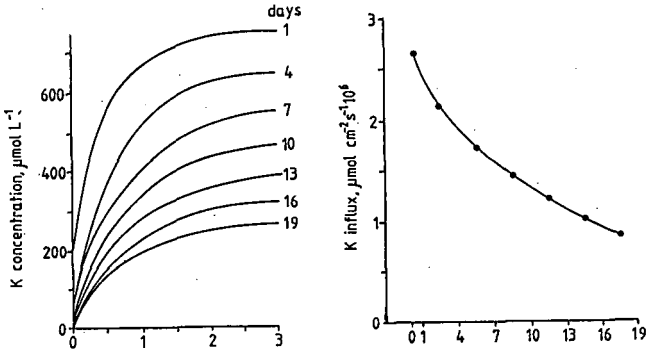


Abb. 3: Beziehung zwischen dem Antransport vom Boden, F , und dem Influx in die Wurzeln, I_n , als Basis von Modellrechnungen zur Nährstoffaufnahme von Pflanzen.

Abbildung 4 zeigt ein Beispiel dieser Modellrechnung: Bei geringer Bodenfeuchte, bei relativ geringem K-Flux zur Wurzel, wird die K-Konzentration im wurzelnahen Boden rasch abgesenkt. Als Folge davon geht der K-Influx in die Wurzeln schon vom ersten Tag an zurück. Der K-Transport vom Boden begrenzt also den Influx. Bei hoher Bodenfeuchte ist D_d und daher der K-Flux zur Wurzel grösser, die K-Konzentration an der Wurzeloberfläche sinkt nicht so rasch

ab. Deshalb bleibt der K-Influx eine Woche lang fast auf der anfänglichen Höhe. Weiterhin ist zu sehen, dass der Boden im Fall der höheren Feuchte und der dadurch bewirkten grösseren Transportentfernung in seinem gesamten Volumen fast gleichmässig, der trockenere Boden dagegen zunächst nur an der Grenzschicht zur Wurzel ausgeschöpft wird.

rel. trocken: $\theta = 0,1 \text{ cm}^3 \text{ H}_2\text{O}/\text{cm}^3 \text{ Bd.}$



rel. feucht: $\theta = 0,36 \text{ cm}^3 \text{ H}_2\text{O}/\text{cm}^3 \text{ Bd.}$

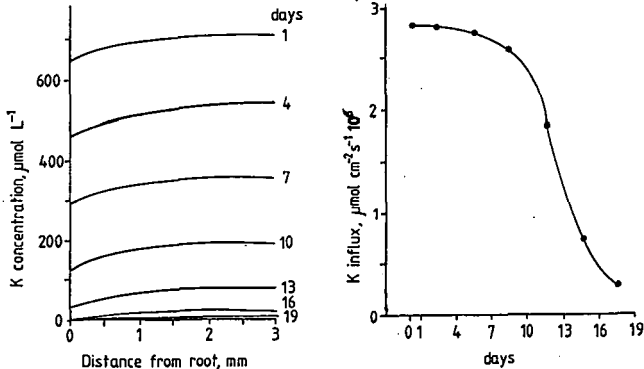


Abb. 4: Kaliumverarmung der Rhizosphäre und K-Influx von Zwiebelwurzeln bei niedriger (oben) und hoher Bodenfeuchte (unten). Boden: Lösslehm Söderhof (Kuchenbuch et al., 1986)

Einfluss von Wurzeigenschaften auf den Transport im Boden.

Bei knapper Versorgung, d.h. bei niedrigem D_e und hohem I_{max} , entstehen im wurzelnahen Boden steile Gradienten wie Abb. 4 gezeigt hat. Dies bewirkt zwar den jeweils maximalen Diffusionsfluss zur Wurzel aber bald auch die Limitierung des Influxes (Jungk et al., 1990). Pflanzen mit grösseren Wurzelsystemen sind hier im Vorteil, weil sie mit geringerem Influx je Einheit Wurzel auskommen, um ihren Nährstoffbedarf zu decken.

Hierzu ist ein Beispiel in Abb. 5 dargestellt. Weizen bildet je Einheit Sprossgewicht grössere Wurzellängen als Raps, I_{max} ist hingegen erheblich kleiner. Nimmt man an, dass die P-Aufnahme nur durch die Wurzelzylinder, also nicht die Wurzelhaare erfolgt, dann

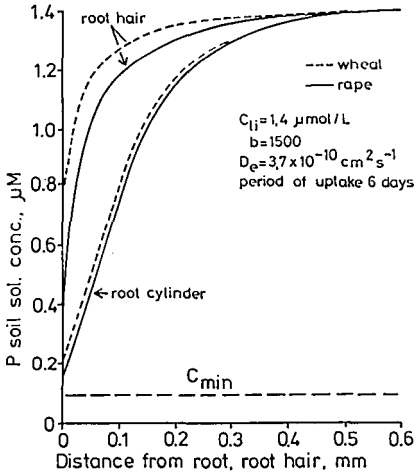


Abb. 5: Berechnete Profile der Phosphatverarmung eines P-armen Lösslehms in der Umgebung der Wurzeln bzw. der Wurzelhaare von Weizen und Raps. C_{ii} ist die anfängliche P-Konzentration der Bodenlösung, C_{\min} die Konzentration, bei der netto-Influx gleich null ist. (Föhse et al., 1991).

entstehen in beiden Fällen fast gleiche Verarmungsprofile mit fast maximaler Absenkung der P-Konzentration der Bodenlösung. Der Transport vom Boden hat demnach in beiden Fällen den P-Influx limitiert. Bezieht man dagegen die Wurzelhaare in die Modellrechnung ein, so kommt man zur Differenzierung der Pflanzenarten: Weizen senkt die Konzentration weniger als Raps ab, weil er infolge seines grösseren Wurzelsystems den P-Bedarf mit geringerem Influx pro Einheit Wurzel deckt. Wegen der höheren Konzentration an der Wurzeloberfläche kann Weizen - in % von I_{\max} - einen höheren Influx aufrechterhalten als Raps. Folglich wird die P-Versorgung von Weizen höher sein als die von Raps, eine Folgerung aus der Rechnung, die durch die Messung der P-Konzentration der Pflanzensubstanz bestätigt wurde.

Auch die morphologischen Eigenschaften des Wurzelsystems stellen demnach durch ihre Wirkung auf den Diffusionsfluss vom Boden ein beachtenswertes Element des Aneignungsvermögens dar.

Literatur

ALTWICKER, B. 1990: Einfluss der Lagerungsdichte des Bodens und der Phosphatdüngung auf das Wachstum und die Phosphaternährung von Zuckerrüben. Diplomarbeit Göttingen.

BHADORIA, P.B.S., KASELOWSKY, J., CLAASSEN, N., JUNGK, A. 1991a: Soil Phosphorus Diffusion Coefficients: Their Dependence on Phosphorus Concentration and Buffer Power. Soil Sci. Soc. Am. J. (accepted).

BHADORIA, P.B.S., KASELOWSKY, J., CLAASSEN, N., JUNGK, A. 1991b: Phosphate Diffusion Coefficients in Soil as Affected by Bulk Density and Water Content. Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd. (zum Druck eingereicht).

BHAT, K.K.S., NYE, P.H. 1973: Diffusion of phosphate to plant roots in soil I. Plant and Soil 38, 161-175.

CLAASSEN, N. HENDRIKS, L., JUNGK, A. 1981: Rubidium-Verarmung des wurzelnahen Bodens durch Maispflanzen. Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd. 144, 533-545.

CLAASSEN, N. 1990: Nährstoffaufnahme höherer Pflanzen aus dem Boden. Ergebnis von Verfügbarkeit und Aneignungsvermögen. Habilitationsschrift Göttingen. Severin Verlag Göttingen.

- FÖHSE, D., CLAASSEN, N., JUNCK, A. 1991: Phosphorus efficiency of plants. II. Significance of root radius, root hairs and cation-anion balance for phosphorus influx of seven plant species. *Plant and Soil*. (im Druck).
- HENDRIKS, L., CLAASSEN, N., JUNCK, A. 1981: Phosphatverarmung des wurzelnahen Bodens und Phosphataufnahme von Mais und Raps. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd.* 144, 486-499.
- JUNCK, A., CLAASSEN, N. 1989: Availability in Soil and Acquisition by Plants as the Basis for Phosphorus and Potassium supply to Plants. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd.* 152, 151-157.
- JUNCK, A., ASHER, C.J., EDWARDS, D.G., MEYER, D. 1990: Influence of phosphate status on phosphate uptake kinetics of maize (*Zea mays*) and soybean (*Glycine max*). *Plant and Soil* 124, 175-182.
- KASELOWSKY, J., BHADORIA, P.B.S., CLAASSEN, N., JUNCK, A. 1990: A Method for Determining Phosphate Diffusion Coefficients by Bulk Diffusion in Soil. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd.* 153, 89-91.
- KUCHENBUCH, R., JUNCK, A. 1984: Wirkung der Kaliumdüngung auf die Kaliumverfügbarkeit in der Rhizosphäre von Raps. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd.* 147, 435-448.
- KUCHENBUCH, R., CLAASSEN, N., JUNCK, A. 1986: Potassium availability in relation to soil moisture. II. Calculations by means of a mathematical simulation model. *Plant and Soil* 95, 233-243.
- MARSCHNER, H., RÖMHELD, V., HORST, W.J., MARTIN, P. 1986: Root-induced changes in the rhizosphere: Importance for the mineral nutrition of plants. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd.* 149, 441-456.
- NYE, P.H. 1968: The use of exchange isotherms to determine diffusion coefficients in soil. 9th Int. Congr. Soil Sci. Trans. 1, 117-126.

Bestimmen von mikrobieller Biomasse in mechanisch belastetem Boden

von

KAISER, E.-A. und O.HEINEMEYER*)

Einleitung

Der in der Landwirtschaft erkennbare Trend zum Einsatz von Fahrzeugen und Maschinen mit steigenden Radlasten gibt Anlaß zu der Befürchtung, daß dadurch verursachte Bodenbelastungen zu vermehrten Bodenverdichtungen und Struktur-schädigungen führen können. Da hieraus langfristige und möglicherweise irreversible Beeinträchtigungen der Bodenfruchtbarkeit resultieren könnten, bedarf diese Problematik dringend einer wissenschaftlichen Klärung.

Für die Bodenfruchtbarkeit ist das Vorhandensein von Mikroorganismen und deren Stoffwechselaktivität eine wesentliche Voraussetzung. Wir untersuchen daher in einem Verbundforschungsvorhaben (BMFT 033 9060) die Auswirkungen der Bodenbearbeitung mit variierten Radlasten auf die Entwicklung mikrobieller Biomassegehalte unter Feldbedingungen.

Im Gegensatz zur Makro- und Mesofauna ist eine direkte mechanische Schädigung von Mikroorganismen durch Bodenverdichtung wegen deren geringer Größe kaum zu erwarten. Erst indirekte Wirkungen des veränderten Bodenhabitats dürften die mikrobielle Biomasse beeinflussen.

Wegen der relativ geringen Einwirkungsdauer der gesetzten Belastungsvariationen konnten im ersten Versuchsjahr nur schwache Effekte erwartet werden. Um diese statistisch sicher fassen zu können, wurde großer Wert auf eine umfassende und vollständige Beprobung des Versuchs gelegt.

MATERIAL UND METHODEN

Feldversuch: Die Arbeiten wurden auf einer Parabraunerde aus Löss in Braunschweig durchgeführt. Der Feldversuch (4 ha) umfaßt eine dreigliedrige Fruchtfolge (Zuckerrüben, Weizen und Gerste) mit 8 Belastungsvarianten in 3 Wiederholungen. Die Belastungen wurden durch flächendeckendes Befahren (Spur an Spur) mit definierten Radlasten nach jedem Bearbeitungsgang aufgebracht. Eine Übersicht über Belastungsvarianten und benutzte Radlasten zeigt Tabelle 1 (Steinkampf et al., 1988). Die angewandten Radlasten orientieren sich an Praxis-Untersuchungen (Olfe u. Schön, 1986), die Belastungen erfolgten zu den üblichen Bearbeitungsterminen. In der Fahrspurvariante war das Pflanzenwachstum aufgrund des Befahrens während der Vegetationszeit gehemmt. Die Bestellung erfolgte jedoch wie bei den übrigen Varianten.

Probenahme: Der Gesamtversuch wurde ab April 1988 in monatlichen Abständen vollständig beprobt. Dabei wurde der A_p -Horizont in die Tiefenstufen 0-10, 10-20 und 20-30 cm aufgliedert und Mischproben aus je 15 Bohrstock-Entnahmen pro Parzelle gebildet. Der Boden wurde falls erforderlich bis zur Messung bei +4 °C aerob zwischengelagert (Anderson, 1988).

*) Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft (FAL), Bundesallee 50, 3300 Braunschweig

Tabelle 1: Zusammenstellung der angewandten Radlasten [t] und Belastungsvarianten im Feldversuch des Verbundforschungsvorhabens

Belastungs-gang	Belastungsvariante						
	0 ohne Befahren	Betrieb					
		klein		groß			
	1	2	3	4	5	Tierlak-kerung	Fahr-spur
Pflügen		2,0		3,7		3,7	3,7
Düngen							1,7
Saatbetri-berung		1,2	1,2	2,2	2,2	2,2	2,2
Drillen							1,2
Pflanzen-schutz							1,7
Ernte					4,0		4,0
Stoppel-bearbeitung		1,2	1,2	2,2	2,2	2,2	2,2
Grund-düngung							1,7

Biomasse-Messung: Die Gehalte an mikrobieller Biomasse wurden nach dem Verfahren der Substrat-induzierten-Respiration (Anderson und Domsch, 1978) bestimmt. Mikrobielle Biomasse wird dabei als mikrobieller Biomasse Kohlenstoff ausgedrückt.

Auf Grund des sehr hohen Probenaufkommens war es erforderlich, die technische Ausstattung für dieses Verfahren zu optimieren. Durch Entwicklung und Bau einer rechnergesteuerten Meßanlage mit 24 Kanälen, die auf Verwendung eines CO₂-Infrarot-Gasanalysators basiert (Heinemeyer et al., 1989), konnte die erforderliche Meßkapazität erreicht werden. Jeder einzelne Biomassewert basiert auf 4 Parallelbestimmungen. Der Variationskoeffizient lag in der Regel unter 1%.

Die Richtigkeit der mit dieser Anlage gewonnen Ergebnisse wurde durch vergleichende Messungen nach dem Chloroform-Fumigation-Incubation Verfahren (Jenkinson and Powelson, 1976) überprüft.

ERGEBNISSE UND DISKUSSION

Abbildung 1 zeigt die monatlichen Mittelwerte der Biomassegehalte aus allen 8 Varianten, 3 Wiederholungen, 3 Tiefenstufen und 4 Meßwiederholungen aufgestellt nach Feldfrüchten. Es läßt sich eine klare Abhängigkeit der mikrobiellen Biomasseentwicklung von den Feldfrüchten erkennen. Pflanzen- und mikrobielle Biomasseentwicklung sind augenscheinlich positiv korreliert. Bei den Zuckerrüben kam es im April-Juni 1988 zu einer Abnahme der mikrobiellen Biomasse, was sich durch die geringe Pflanzenentwicklung zum damaligen Zeitpunkt und den späten Reihenschluß erklärt. Auch später erreichten die mikrobiellen Biomassegehalte der Zuckerrüben- und späteren Winterweizenparzelle nicht die Werte der Sommerweizen- und späteren Wintergerstenparzelle.

Nach der Sommerweizenernte kam es infolge der Bodenbearbeitung im Oktober und November zu einem starken Rückgang der mikrobiellen Biomasse, der allerdings während der Entwicklung der nachgebauten Wintergerste im extrem milden Winter 88/89 wieder ausgeglichen wurde.

Der Einfluß unterschiedlicher Belastungsvarianten wird in Abbildung 2 für die Feldfrucht Weizen dargestellt. Dabei wurden die "Extrem-Varianten" (0 = kein Befahren und Fahrspur = 8-maliges Befahren mit maximal 4 t Radlast) gegenübergestellt. Ergänzend muß festgestellt werden, daß die mikrobiellen Biomassegehalte in den weiteren, hier nicht dargestellten Belastungsvarianten sich nur unwesentlich von denen der 0-Variante unterscheiden.

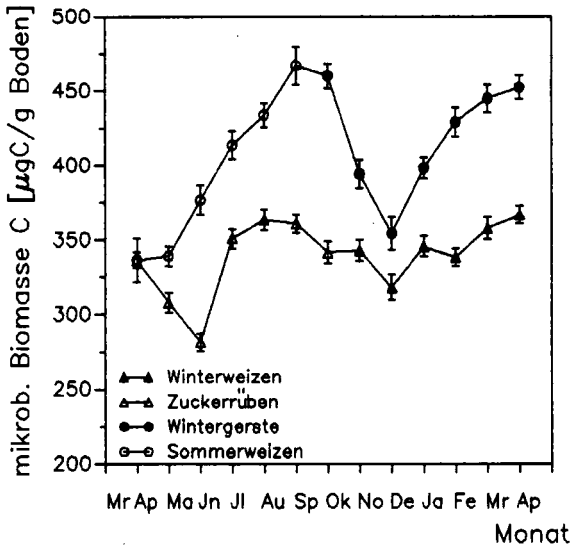


Abbildung 1: Mikrobielle Biomasse im A_p -Horizont des Versuchsfeldes unter verschiedenen Feldfrüchten, ($P=5\%$, $n=288$).

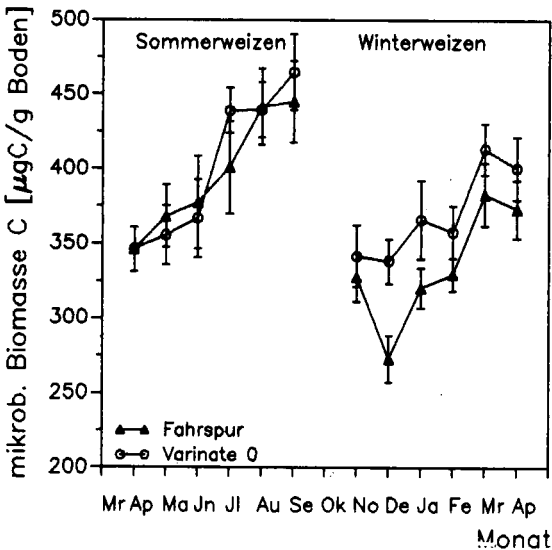


Abbildung 2: Mikrobielle Biomasse im A_p -Horizont verschiedener Belastungsvarianten unter Weizen, ($P=5\%$, $n=72$).

Unter dem Sommerweizen des 1. Versuchsjahres konnten auch zwischen den "Extrem-Varianten" keine gesicherten Unterschiede in den mikrobiellen Biomassegehalten gefunden werden. Unter dem Winterweizen des 2. Versuchsjahres traten dagegen verminderte mikrobielle Biomassegehalte in der Fahrspur gegenüber der 0-Variante auf. Für die Termine Dezember, Januar und Februar lassen sich diese Unterschiede statistisch sichern.

Ein gegenteiliger Effekt wurde im Laborversuch bei unbepflanzten Bodensäulen unterschiedlicher Lagerungsdichte nach 18 Monaten Versuchsdauer festgestellt. In der höchsten Verdichtungsstufe war die Abnahme der mikrobiellen Biomasse am geringsten, die hohe Dichte hatte einen konservierenden Effekt (Anderson, 1989). Eine Erklärung für diesen Widerspruch könnte der Einfluß des Pflanzenbewuchses sein, der in der Fahrspur gegenüber den anderen Varianten reduziert war. Die Pflanzenwurzeln erhöhen den Eintrag an organischem Kohlenstoff im Boden, den die Mikroorganismen als Energiequelle benötigen. Da das Wachstum der Mikroorganismen im Boden in der Regel durch diesen Parameter limitiert ist, wurden enge Korrelationen zwischen den Gehalten an Kohlenstoff und mikrobieller Biomasse festgestellt (Anderson u. Domsch, 1985).

Die dargestellten Ergebnisse lassen den Schluß zu, daß die Ausprägung unterschiedlicher mikrobieller Biomassegehalte eine längerfristige und intensivere Belastung des Bodens erfordert, als sie im beschriebenen Versuchszeitraum gegeben war. Die Ursache für den verringerten Gehalt an mikrobieller Biomasse in der Fahrspur konnte bisher nicht eindeutig geklärt werden.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Auswirkung der Bodenbelastung mit variierten Radlasten auf die Entwicklung der mikrobiellen Biomasse im Boden wurde im Rahmen eines Feldversuches mit Hilfe der Substrat-induzierten-Respirationsmethode (SIR) gemessen. Fruchtart und Jahresgang ließen einen deutlichen Einfluß auf den Gehalt an mikrobieller Biomasse erkennen. Die Belastung mit unterschiedlichen Radlasten führte im dargestellten Untersuchungszeitraum kaum zu unterschiedlichen Gehalten an mikrobieller Biomasse. Lediglich in der Fahrspurvariante wurden in den Monaten Dezember bis Februar 1988/89 verminderte Gehalte gegenüber der 0-Variante festgestellt.

LITERATUR

- Anderson, J.P.E. (1987) Handling and storage of soils for pesticide experiments. In: L. Somerville and M.P. Greaves (eds.). Pesticide effects on soil microflora. Taylor & Francis, London 1987. 15-43.
- Anderson, J.P.E. and K.H. Domsch (1978) A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils. Soil Biol. Biochem. 10, 215-221.
- Anderson, T.-H. (1989) Persönliche Mitteilung.
- Anderson, T.-H. and K.H. Domsch (1985) Maintenance requirements of actively metabolizing microbial populations under *in situ* conditions. Soil Biol. Biochem. 17, 197-203.
- Heinemeyer O., H. Insam, E.-A. Kaiser and G. Walenzik (1989) Soil microbial biomass and respiration measurements: An automated technique based on infra-red gas analysis. Plant and soil 116, 191-195.
- Jenkinson D.S., and Powelson D.S. (1976) The effects of biocidal treatments on metabolism in soil - A method for measuring soil biomass. Soil Biol. Biochem 8, 109-213.
- Olfe G. und Schön H. (1986) Bodenbelastung durch Schlepper- und Maschinen-einsatz in der Landwirtschaft. In: KTBL (eds.) Bodenverdichtung, Darmstadt 1986, Schrift 308, 35-47.
- Steinkampf H., G. Olfe, J. Bartels, H. Schön (1988) Minimierung des Bodendrucks beim Schlepper- und Maschineneinsatz. Interner Arbeitsber. Inst. f. Betriebstechnik FAL, Braunschweig.

Bodenmikrobiologische Prozesse und Aggregatstabilität einer
25-jährigen Dauerbrachefläche mit unterschiedlicher
mineralischer und organischer Düngung

von

KANDELER, E. *) und G. EDER**)

ZUSAMMENFASSUNG

Mineralische Düngung führte bei Dauerbrache zu einer Erniedrigung bodenmikrobiologischer Prozesse und der Aggregatstabilität. Organische Düngung führte bei allen Varianten zu einer Erhöhung der untersuchten Parameter.

Durch Rapsanbau auf einem Teil der bestehenden Dauerbracheflächen konnte ein rapider Anstieg der Biomasse, der Nitrifikation und zahlreicher Enzyme des C-, N- und P-Kreislaufes auf organisch gedüngten Parzellen festgestellt werden. Bei mineralischer Grunddüngung (PK) zeigte sich nach Rapsanbau eine geringere Regenerationsfähigkeit bodenmikrobiologischer Prozesse als bei organischer Düngung.

Die Bedeutung der mikrobiellen Biomasse und der Enzyme des Kohlenstoffkreislaufes (Xylanase und β -Glucosidase) für den Aufbau stabiler Aggregate konnte durch die signifikante bzw. hoch signifikante Korrelation dieser Parameter zueinander festgestellt werden.

EINLEITUNG

Die mikrobielle Biomasse und verschiedene Enzymaktivitäten werden durch Bewirtschaftung beeinflusst (Beck 1985). Bracheflächen zeigen dabei in der Regel niedrigere mikrobielle Stoffumsetzungen als bepflanzte Flächen (Speir et al. 1980). Bei fehlender Pflanzendecke kann jedoch der direkte Einfluß der Düngung auf bodenmikrobiologische Prozesse untersucht werden.

Das Ziel dieser Arbeit war es, die Wirkung von mineralischer und organischer Düngung auf die mikrobielle Biomasse und Enzyme des C-, N- und P-Kreislaufes einer Schwarbrachefläche zu bestimmen. Zusätzlich sollte untersucht werden, ob 1-jähriger Rapsanbau diese Stoffumsetzungen fördern kann und welchen Beitrag diese Prozesse für die Ausbildung von stabilen Aggregaten liefern können.

MATERIAL UND METHODIK

Für die Untersuchungen wurden Bodenproben eines Feldversuches zur Prüfung des Einflusses von mineralischer und organischer Düngung auf einer Dauerbrachefläche in Gumpenstein/Steiermark verwendet. Der Feldversuch wurde 1962 auf einer kalkfreien Lockersedimentbraunerde aus feinen und groben fluvioglazialen Sedimenten mit folgenden Versuchsvarianten angelegt: PK-Grunddüngung, NPK-Volldüngung, Rindergülle-, Rindergülle + Stroh- und Stallmistdüngung. Die Probenahme erfolgte am 1. 7. 1987, 24. 7. 1987, 12. 10. 1987, 6. 7. 1988 und 28. 9. 1988 aus einer Tiefe von 0 - 20 cm.

+) Ellen Kandler, Bundesanstalt für Bodenwirtschaft, Denisgasse 31-33, A-1200 Wien

++) Gerfried Eder, Bundesanstalt für alpenländische Landwirtschaft Gumpenstein,
A-8952 Irdning

Aggregatstabilität und bodenmikrobiologische Untersuchungen wurden nach folgenden Methoden durchgeführt: Aggregatstabilität (Kosmat, 1964), Biomasse (Isermeyer 1952, mod. Kandeler 1986), Xylanase und Cellulase (Schinner und von Mersi 1990), β -Glucosidase (Hoffmann und Dedeken 1965), Protease (Ladd und Butler 1972), Urease (Kandeler und Gerber 1988) und saure Phosphatase (Hoffmann 1968). Für die Bestimmung der Glutamindesaminierung wurden 5 g Boden mit 2,5 ml einer 54,7 mM Glutaminlösung 2 Stunden bei 37°C inkubiert. Nach Extraktion von Ammonium mit 50 ml 1M Kaliumchloridlösung erfolgte die Ammoniumbestimmung nach Kandeler und Gerber (1988).

Tab. 1: Physikalische-, chemische- und mikrobiologische Bodeneigenschaften der Versuchspartzellen mit unterschiedlicher mineralischer und organischer Düngung

	Düngungsvariante				
	PK	NPK	Gülle	Gülle+ Stroh	Stall- mist
Aggregatstabilität (%)	7,3	10,4	20,9	20,9	10,0
pH (CaCl ₂)	6,5	6,3	6,3	5,7	6,4
Humus (%)	1,9	2,9	2,8	4,1	6,4
N _t (%)	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3
Biomasse (SIR) ¹	1,4	2,2	3,7	4,7	3,0
Xylanase ²	1,0	1,3	1,8	3,8	1,9
Cellulase ³	145,6	170,4	248,8	326,4	269,7
β -Glucosidase ⁴	49,6	68,8	84,7	118,1	97,9
Protease ⁵	292,2	352,0	497,6	536,6	591,4
Glutamindesaminierung ⁶	57,9	64,1	155,4	145,9	156,9
Urease ⁷	32,6	44,2	123,6	122,6	87,4
saure Phosphatase ⁸	141,8	212,0	285,1	404,5	355,1
1 mg CO ₂ · 100 g TS ⁻¹ · h ⁻¹		5	μ g Tyrosinäquivalente · g TS ⁻¹ · 2 h ⁻¹		
2 mg Glucoseäquivalente · g TS ⁻¹ · 24 h ⁻¹		6,7	μ g N · g TS ⁻¹ · 2 h ⁻¹		
3 μ g Glucoseäquivalente · g TS ⁻¹ · 24 h ⁻¹		8	μ g Phenol · g TS ⁻¹ · 3 h ⁻¹		
4 μ g Saleginin · g TS ⁻¹ · 3 h ⁻¹					

ERGEBNISSE UND DISKUSSION

Nach 25-jähriger Versuchsdauer besitzen die Parzellen unterschiedliche C_t und N_t Gehalte (Tab. 1). Die Phosphor- und Kaliumgehalte im CAL-Extrakt liegen nach dieser langjährigen Düngung bereits deutlich über dem für Pflanzenwachstum notwendigen Versorgungsniveau. Trotz dieses hohen Nährstoffangebots wurden bodenmikrobiologische Umsetzungen im Vergleich zu den drei organischen Düngungsvarianten stark reduziert (Tab. 1). Diese geringeren Enzymaktivitäten wurden hauptsächlich durch die Abnahme der organischen Substanz verursacht. Durch den geringeren Humusgehalt und die fehlende Pflanzendecke stehen nur wenig leicht abbaubare organische Verbindungen zur Verfügung. Die Möglichkeit der Adsorption und damit der Stabilisierung von Enzymen an Huminstoffe wurde bei diesen Flächen ebenfalls reduziert.

Nach Anbau von Raps auf einem Teil der bestehenden Versuchsfelder beobachtet man einen Anstieg der Xylanaseaktivität innerhalb eines Versuchsjahres (Abb. 1). Alle Parzellen erreichen relativ rasch ein neues Aktivitätsniveau, die organisch gedüngten Varianten

steigen stärker als die mineralisch gedüngten. Ein Jahr nach der Wiederbepflanzung änderte sich jedoch die mikrobielle Biomasse und die Proteaseaktivität der mineralisch gedüngten Parzellen nur mehr geringfügig (Tab. 2).

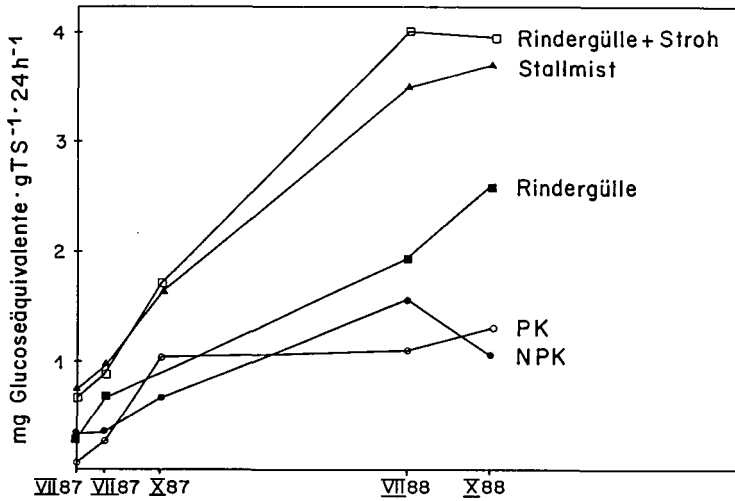


Abb. 1: Zeitliche Veränderung der Xylansaseaktivität nach Anbau von Raps auf Dauerbrachefflächen mit unterschiedlicher mineralischer und organischer Düngung

	Krümestab.	Biomasse	Xylanase	Cellulase	β-Glucosidase	alk. Ph.	saur. Ph.	bod. Ph.	akt. Nitrifikation	pot. Nitrifikation	Protease	Urease	Glutamindes.	pH	Humus	N _t
Krümestabilität																
Biomasse																
Xylanase																
Cellulase																
β-Glucosidase																
alk. Phosphatase																
saur. Phosphatase																
bod. Phosphatase																
akt. Nitrifikation																
pot. Nitrifikation																
Protease																
Urease																
Glutamindesaminase																
pH																
Humus																
N _t																

■ P < 0,001 ▨ P < 0,010 ▤ P < 0,050

Abb. 2: Korrelationsmatrix physikalischer, chemischer und mikrobiologischer Bodeneigenschaften. Als Signifikanzgrenzen wurde die Irrtumswahrscheinlichkeit von P = 0,1 %, 1,0 % und 5,0 % berechnet (n = 24).

Die Regenerationsfähigkeit eines Bodens scheint also von der Art der Düngung abhängig zu sein. Der Vergleich der Bracheflächen mit den bepflanzten Flächen zeigte, daß die Aggregatstabilität bei Rapsanbau erhöht wird. Der Zusammenhang der mikrobiellen Biomasse und verschiedener Enzymaktivitäten mit der Ausbildung stabiler Aggregate konnte durch die hoch signifikante Korrelation dieser Parameter miteinander festgestellt werden (Abb. 2). Die Abhängigkeit der aktuellen Nitrifikation von der nachgelieferten Menge an Ammonium wird durch die signifikante bzw. hoch signifikante Korrelation zwischen Urease, Protease, Glutamin-Desaminierung und der aktuellen Nitrifikation gezeigt.

Tab. 2: Aggregatstabilität, Biomasse (SIR) und Proteaseaktivität bepflanzter und unbepflanzter Parzellen mit unterschiedlicher mineralischer und organischer Düngung.

Düngungs- variante	Aggregatstabilität %		Biomasse *		Protease **	
	Brache	Raps	Brache	Raps	Brache	Raps
PK	7,3	9,5	1,39	1,01	292,2	318,0
NPK	10,4	12,1	2,18	2,08	334,1	352,0
Gülle	20,9	25,0	3,74	4,68	497,6	690,9
Gülle+Stroh	20,9	35,8	4,68	6,30	536,6	723,1
Stallmist	10,1	14,5	3,00	5,88	506,5	659,5

* $\text{mg CO}_2 \cdot 100 \text{ g TS}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$

** $\mu\text{g Tyrosinäquivalente} \cdot \text{g TS}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$

Die Ergebnisse stellen Mittelwerte von drei Wiederholungen dar.

LITERATUR

- Beck Th. (1985): Veränderungen der relativen Stabilität der organischen Bodensubstanz bei verschiedenen Bewirtschaftungsmaßnahmen. *Landw. Forschung* 38: 1-7.
- Hoffmann G. (1968): Eine photometrische Methode zur Bestimmung der Phosphatase-Aktivität in Böden. *Z. Pflanzenernaehr. Düng. Bodenkd.* 118: 161-172.
- Hoffmann G. und Dedeken M. (1965): Eine Methode zur kolorimetrischen Bestimmung der β -Glucosidaseaktivität in Böden. *Z. Pflanzenernaehr. Düng. Bodenkd.* 108: 195-201.
- Isermayer H. (1952): Eine einfache Methode zur Bestimmung der Bodenatmung und der Carbonate im Boden. *Z. Pflanzenernaehr. Düng. Bodenkd.* 56: 26-38.
- Kandeler E. (1986): Der Einsatz enzymatischer Methoden am Beispiel eines Stroh- und Klärschlammdüngungsversuches. *Mitt. Österr. Bodenkundl. Ges.* 33: 117-133.
- Kandeler E. und Gerber H. (1988): Short-term assay of soil urease activity using colorimetric determination of ammonium. *Biol. Fertil. Soils* 6: 479-487.
- Kosmat H. (1964): Bestimmung der Bodenkrümelstabilität mit Hilfe eines Aufgußtestes mit aräometrischer und photometrischer Auswertung. *Z. Ackerbau Pflanzenbau* 120: 79-91.
- Ladd J.N. und Butler J.H.A. (1972): Short-term assays of soil proteolytic enzyme activity using proteins and dipeptide derivatives as substrates. *Soil Biol. Biochem.* 4: 19-30.
- Schinner F. und von Mersi W. (1990): Xylanase-, CM-cellulase- and invertase activity in soil, an improved method. *Soil Biol. Biochem.* 22: 511-515.

Kennzeichnung komplexer organischer Verbindungen in Humussickerwässern aus ballungsraumnahen Waldökosystemen mit der Pyrolyse-Feldionisation-Massenspektrometrie (Py-FIMS).

von

Kratz, W.^{*)} und H. R. Schulten^{**)}

Einleitung

Bodenorganismen sind in erster Linie für die im Boden ablaufenden physikalisch-chemischen Aufbau- und Abbauprozessen verantwortlich. Sie sind durch Ihre Aktivität (Metabolismus u. Bioturbation) direkt an der Entwicklung der Bodenstruktur beteiligt. Zentraler ökosystemarer Prozeß für die Bereitstellung entsprechender organischer Substanzklassen zum Aufbau von Bodenaggregaten ist die Dekomposition toter organischer Substanz.

Material und Methoden

Eine detaillierte Beschreibung der Py-FIMS-Methode ist bei Schulten (1987) zu finden.

Die Untersuchungen erfolgten in einem 140-jährigen Pino-Quercetum im Jagen 91 des Berliner Grunewaldes. Zur Erfassung der Humussickerwässer wurden Humuslysimeter (Typ Höglwald) benutzt.

Ergebnisse und Diskussion

In Abb.1 ist ein Py-FI-Massenspektrum (fingerprint) der untersuchten Humussickerwässer aus den Septemberproben von 1989 dargestellt. Man erkennt in dem integrierten Gesamtspektrum eine Vielzahl von organischen Verbindungsgruppen. Die vorläufige Zuordnung der einzelnen Massensignale zu Stoffklassen ist Tab. 1 zu entnehmen. Neben mono- und dimeren Ligninbausteinen dominieren aromatische Benzol- und Phenolderivate, mit Hydroxy- und Carboxygruppen. Die festgestellten Phenolcarbonsäuren (u.a. Vanillinsäure) stellen Ligninoxidationsprodukte dar. Für die Freisetzung bzw. Neubildung der verschiedenen Ligninderivate sind bei der gegebenen standörtlichen Rohhumussituation in erster Linie Pilze, insbesondere Weißfäulepilze verantwortlich zu machen.

Polysaccharide, die zwischen den Signalen m/z 58 -162 erscheinen, sind auch von anderen Autoren beschrieben worden (Hempfling et al. 1987). Die große Zahl von Polysaccharidspaltprodukten in den Humussickerwässern läßt sich zum Teil auf die bevorzugte Aufnahme

+*) Institut für Bodenzologie und Ökologie der Freien Universität Berlin,
Tietzenweg 85-87, 1000 Berlin 45

+**) Abt. f. Spurenanalytik, Fachhochschule Fresenius, Dambachtal 20,
6200 Wiesbaden

polysaccharidreicher Streupartikel durch die Bodentiere zurückführen. Die Bodentierlösungen enthalten nämlich im allgemeinen mehr Polysaccharide und weniger Ligninoxidationsprodukte (Beudert 1988). Daneben spielt sicherlich auch die Zersetzung der pflanzlichen Strukturpolysaccharide durch Bodenpilze und Bakterien eine Rolle.

Das Spektrum der im Humussickerwasser gefundenen Polysaccharide und aromatischen Substanzen weist eine Reihe von Verbindungstypen auf, die als sogenannte Kittsubstanzen für die Aggregatbildung in unseren Böden verantwortlich gemacht werden können. Auch Hempfling u. Schulten (1990) beschreiben die Kohlenhydrate, die kondensierten Lignin-Untereinheiten, die gebundenen n-Fettsäuren und die aliphatischen Polymere als die wichtigsten Stoffgruppen für die physiko-mechanische Stabilität der Agrarböden.

Es muß ein Ziel der zukünftigen bodenbiologischen Forschung sein die bodenphysikalischen und bodenchemischen Milieubedingungen zu erkennen, die die Genese solcher aggregatbildender Verbindungsgruppen beschleunigt und somit die großen Probleme in unserem heutigen Bodenzustand, wie Verdichtung und daraus resultierende schlechte Belüftung und Wasserführung, gelöst werden können.

Literatur

- Beudert, G. (1988): Mikromorphologische, naßchemische und ^{13}C -NMR-spektroskopische Kennzeichnung der organischen Substanz von Waldhumusprofilen nach Dichtefraktionierung. Bayreuther Bodenk. Ber., Bd.8.
- Hempfling R., Ziegler F., Zech W. und Schulten H.-R. (1987): Litter decomposition and humification in acidic forest soils studied by chemical degradation, IR and NMR spectroscopy and pyrolysis-field ionization mass spectrometry. Z. Pflanzenernaehr. Bodenk. 150, 179-186.
- Hempfling, R. and Schulten H.-R. (1990): Relevance of humus composition to the physical/mechanical stability of agricultural soils: A study by direct pyrolysis-mass spectrometry. J. Anal. Appl. Pyrol. 17, 275-281.
- Hempfling, R. und Schulten, H.-R. (in press): Direct chemical characterization of dissolved organic matter in water by pyrolysis-field ionization mass spectrometry. Intern. J. Environ. Anal. Chem.
- Schulten, H.R. (1987): Pyrolysis and soft ionization mass spectrometry of aquatic/terrestrial humic substances and soils. J. Anal. Appl. Pyrol. 12, 149-186.

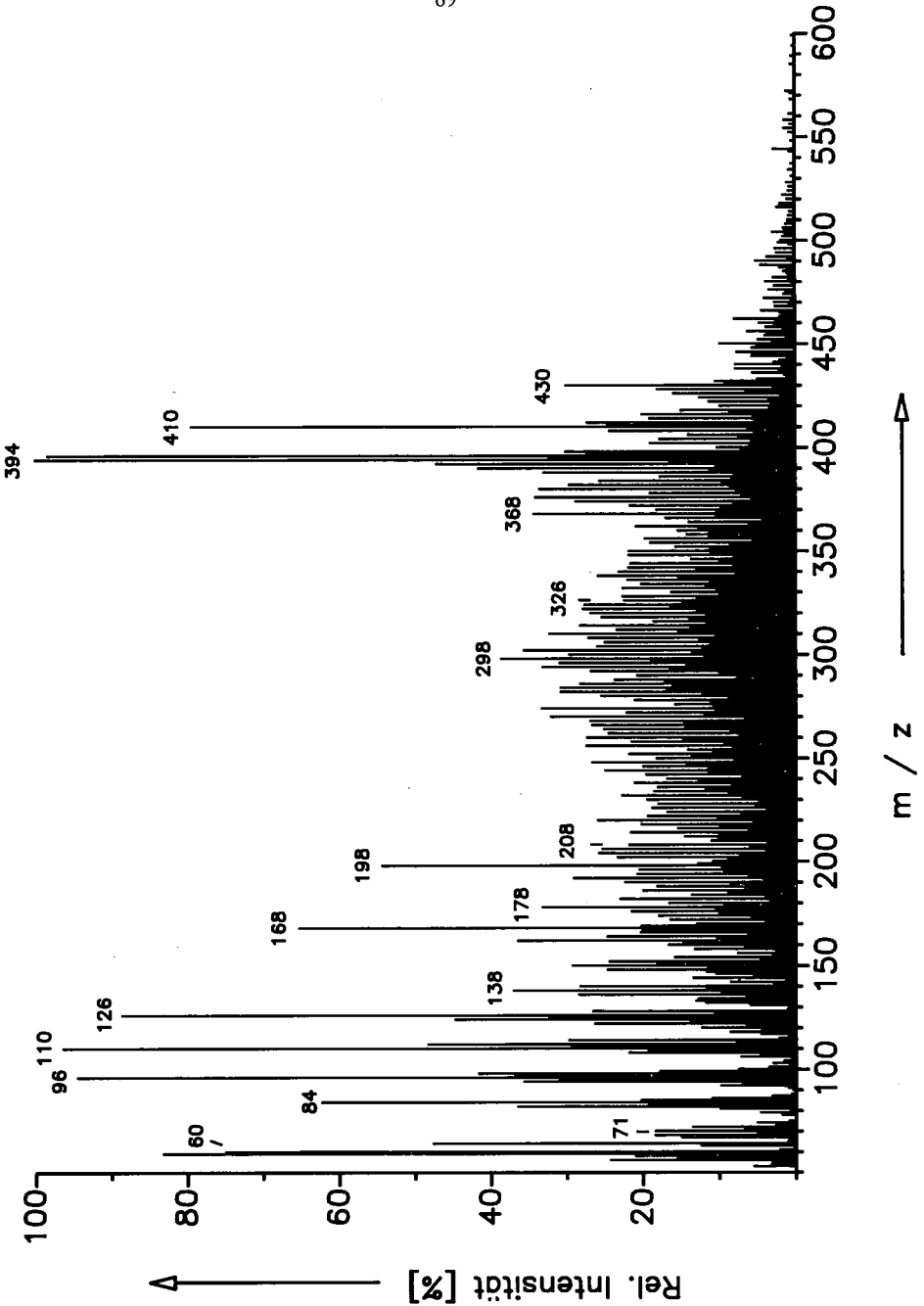


Abb. 1: Py-FI-Massenspektrum der untersuchten Humussickerwässer aus dem Pino-Quercetum im Grunewald in Berlin.

Table 1

Tentative assignment of mass signals obtained by Py-FIMS of DOM in forest soil leachate. Hempfling and Schulten, 1990

Mass signals	Compound classes
m/z 58, 60, 68, 72, 74, 82, 84, 85, 86, 96, 98, 110, 112, 114, 126, 128, 132, 144, 162	carbohydrates
m/z 110, 124, 136, 138, 140, 148, 150, 152, 154, 156, 164, 166, 168, 178, 180, 182, 192, 196, 198, 208, 210, 212, 246, 260, 272, 284, 286, 298, 300, 302, 312, 314, 326, 328, 330, 332, 340, 342, 344, 356, 358, 360, 362, 372, 374, 376, 386, 388, 402, 416, 418	monomeric/dimeric lignin subunits
m/z 59, 67, 71, 79, 81, 83, 85, 93, 95, 97, 103, 107, 109, 117, 121, 125, 131, 137, 139, 147, 167, 185, 203	amino acids, peptides, proteins, N-acetyl amino sugars and other nitrogen containing compounds
m/z 78, 92, 94, 104, 106, 108, 110, 116, 118, 120, 122, 130, 132, 134, 136, 148, 150, 162, 164, 176, 178, 186, 190, 192, 204, 206, 218, 220, 232, 234, 246, 248, 260, 262, 274, 276, 288, 290, 302, 304, 316, 318, 330, 332	benzene, phenol and their hydroxy-, carboxy-, and alkyl-derivatives
m/z 386, 388, 390, 392, 394, 396, 398, 410, 412, 414, 430	sterols, steranes, tocopheroles
m/z 158, 172, 186, ..., 508	n-fatty acids
m/z 56, 58, 70, 72, 84, 86, ..., 532, 534	alkenes/alkanes

Die Bedeutung des Bodengefüges für die mechanische Belastbarkeit von Böden

von

Lebert M. T. Baumgartl und H. Semmel

Einführung: Die mechanische Belastbarkeit von Böden kann quantifiziert werden durch den Wert der Vorbelastung. Die Vorbelastung kennzeichnet den maximalen Druck, den ein Bodengefüge kompensieren kann, ohne dabei seine Struktureigenschaften zu verändern (Abb. 1). Solange auf das Gefüge Kräfte einwirken, die kleiner sind als die Vorbelastung, ist die Verformung nur geringfügig und reversibel (= Wiederverdichtung). Erst wenn Auflasten einwirken, die größer sind als die Vorbelastung, findet eine zusätzliche, irreversible Verschiebung von Bodenpartikeln statt, wobei das Setzungsverhalten des Bodens durch eine Erstverdichtungsgerade beschrieben wird.

Zahlreiche Untersuchungen an verschiedenen texturierten und strukturierten Acker- und Waldstandorten haben gezeigt, daß die Aggregatstruktur des Bodens einen deutlichen Effekt auf die Vorbelastung ausübt (Horn 1988, Lebert 1989, Katou et al. 1990).

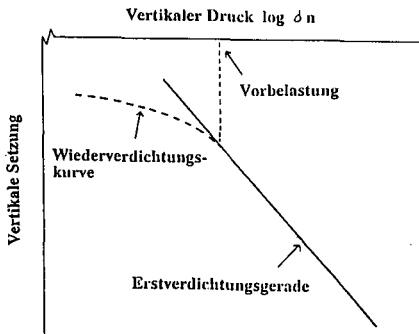


Abb. 1: Ermittlung der mechanischen Belastbarkeit = Vorbelastung aus der Drucksetzungskurve (schematisch).

Verformungsverhalten im nicht aggregierten Boden:

Abb. 2 zeigt das typische Verformungsverhalten eines nicht aggregierten Sandbodens mit Einzelkorngefüge. Zwei Horizonte des gleichen Bodens zeigen eine identische, der Körnung und dem Gefüge des Materials entsprechende Erstverdichtungsgerade. Der Horizont mit der höheren Dichtlagerung schneidet lediglich die Erstverdichtungskurve bei einem höheren Wert für die Vorbelastung. Im Einzelkorngefüge wird also die Festigkeit über die Zahl der Kornkontakte und damit über die Dichtlagerung gesteuert.

*¹) Inst. f. Pflanzenern. u. Bodenk., Olshausenstr. 40, 2300 Kiel

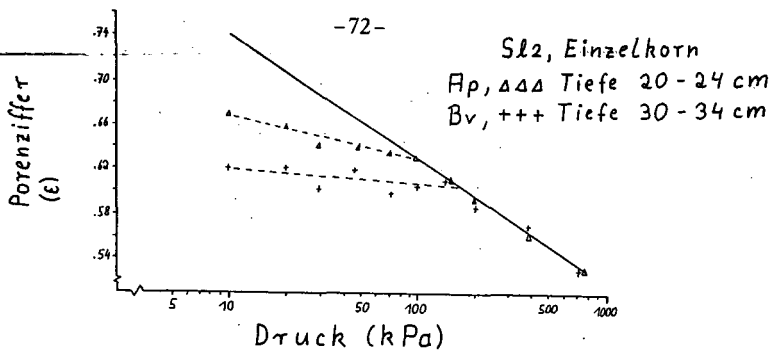


Abb. 2: Druck - Porenziffer Beziehung zweier unterschiedlich dicht gelagerter Horizonte einer Braunerde aus schwach lehmigem Sand (Vorentwässerung: 60 hPa).

Verformungsverhalten im aggregierten Boden:

Das Verformungsverhalten aggregierungsfähiger Böden unterscheidet sich deutlich von dem der Böden mit homogener Struktur. Abb. 3 zeigt die Drucksetzungskurve eines kohärenten Horizontes aus dem Sd - Horizont eines Pseudogleys aus mittel schluffigem Ton. Die Wiederverdichtungskurve geht bei einer Vorbelastung von 120 kPa in die Erstverdichtungsgerade über. Als zweite Kurve zeigt Abb. 3 die Verdichtungskurve des subpolyedrisch aggregierten Ap - Horizontes des gleichen Bodens. Bei Anwendung der für homogene Böden in Abb. 2 gefundenen Gesetzmäßigkeit, die auch den Ergebnissen von Hartge und Sommer (1982) entsprechen, müßte die Porenziffer des Oberbodens, vorausgesetzt eine Überverdichtung hat nicht stattgefunden, auf der Erstverdichtungsgeraden des kohärenten Ausgangsmaterials der Bodenbildung liegen. Dies ist auch tatsächlich der Fall, jedoch zeigt der subpolyedrisch aggregierte Horizont in seinem Ausgangslagerungszustand kein Erstverdichtungsverhalten. Es ist eine deutliche Vorbelastung von 60 kPa feststellbar. Der aggregierte Horizont weist also unterhalb der Vorbelastung bei gleicher Druckbelastung eine erheblich höhere Porenziffer und damit geringere Lagerungsdichte auf, als das kohärente Ausgangs-

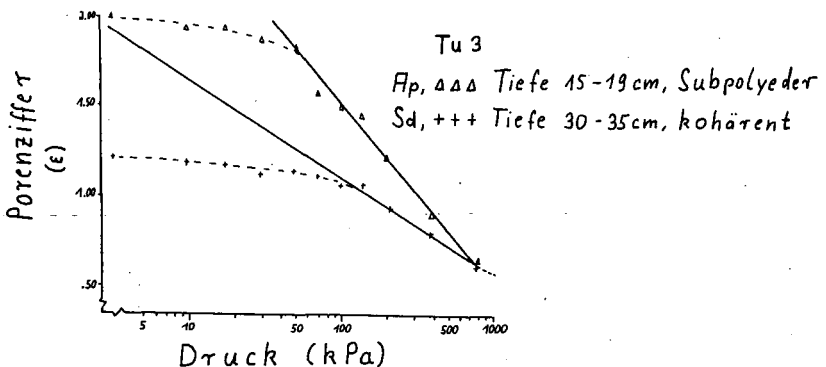


Abb. 3: Druck - Porenziffer Beziehung zweier unterschiedlich aggregierter Horizonte eines Pseudogleys aus mittel schluffigem Ton (Vorentwässerung: 60 hPa).

material. Durch Prozesse der Aggregation wurde trotz gleichbleibender Porenziffer die Stabilität deutlich erhöht. Die Mechanismen, die diesen Sachverhalt hervorrufen (hoher Interaggregatreibungswinkel und hohe Intraaggregatkohäsion) sind ausführlich beschrieben bei Lebert (1989) und Baumgartl und Horn (1990).

Einfluß der Bodenwasserdynamik auf das Verformungsverhalten:

Nach Überschreitung der Vorbelastung zeigt die Erstverdichtungskurve des subpolyedrisch aggregierten Horizontes in Abb. 3 einen erheblich steileren Verlauf als diejenige des kohärenten Horizontes. Dies bedeutet, daß die Scherwiderstände in dem subpolyedrisch aggregierten Boden, nach der Zerstörung der Einzelaggregate, gegenüber dem kohärenten Material geringer sind. Dennoch liegt die Porenziffer bis zu einer Belastung von 800 kPa bei einem höheren Wert. Das ist aus rein mechanischen Gesichtspunkten zunächst nicht erklärbar. Baumgartl und Horn (1987) stellten anhand von Messungen mit Kleintensiometern fest, daß während des Setzungsprozesses in feintexturierten Böden in Abhängigkeit vom Wassergehalt und der Wasserleitfähigkeit deutlich positive Porenwasserdrücke auftreten. Abb. 4 zeigt einen Vergleich des Scherwiderstandes (Abb. 4a) und der Wasserspannungsänderung (Abb. 4b) mit steigender Auflast, zwischen herauspräparierten Einzelaggregaten und Gesamtbodenproben.

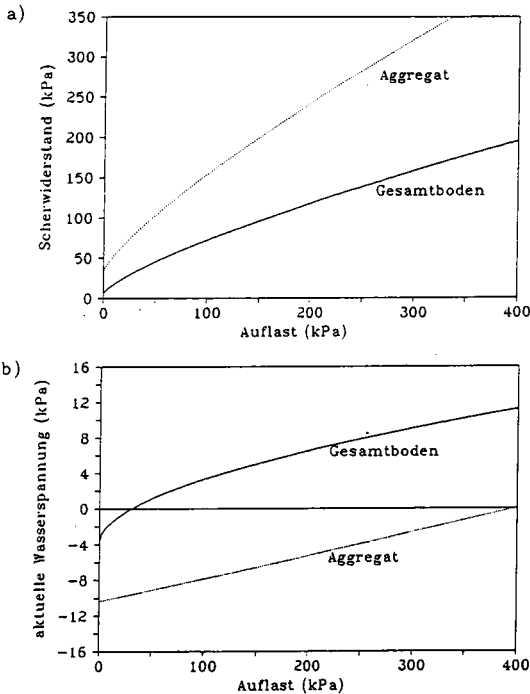


Abb. 4: Verlauf des Scherwiderstandes (kPa) (a) und der aktuellen Wasserspannung (kPa) (b) in Abhängigkeit von der Auflast (kPa) von Gesamtbodenproben und herauspräparierten Einzelaggregaten (P - Horizont eines Pelosols, Poleydergefüge, Vorentwässerung: 60 hPa).

Infolge der kürzeren Fließstrecke des Wassers baut sich beim herauspräparierten Einzelaggregat der während des Setzungsprozesses auftretende Wasserspannungsgradient schneller ab. Dadurch steigt entsprechend der effektiven Spannungsgleichung nach Terzaghi der Anteil der effektiven, durch die feste Phase übertragenen Spannungen. Da Scherwiderstände im Boden nur über die feste Phase wirksam werden und daher auch nur von effektiven Spannungen mobilisiert werden können, steigt der Scherwiderstand im herauspräparierten Einzelaggregat stärker an. In den Gesamtbodenproben baut sich infolge längerer Fließwege ein höherer Wasserspannungsgradient auf, wobei bereits bei geringen Auflasten positive Porenwasserdrücke auftreten. Dadurch werden die effektive Spannung und damit auch der Scherwiderstand herabgesetzt. Dieser Sachverhalt erklärt die stärkere Steigung der Erstverdichtungsgeraden des aggregierten Bodenmaterials: nach Überschreiten der Vorbelastung wird das ehemals aggregierte Material homogenisiert und die Scherwiderstände werden nur noch texturabhängig wirksam. Die im Außenbereich feiner texturierten Aggregate (Horn 1987) können mehr Wasser speichern als ein vergleichbares homogenes Bodenmaterial. Das nach der Aggregatzerstörung frei werdende Wasser setzt einerseits durch Minderung der effektiven Spannung die Scherwiderstände weiter herab, bringt aber gleichzeitig der Setzung einen Widerstand entgegen. Daher sind Erstverdichtungsgeraden aggregierter Horizonte nie allein typisch für einen qualitativ ansprechbaren Aggregierungsgrad (z.B. Polyeder, Subpolyeder), sondern stellen immer ein Gleichgewicht aus mechanischen und hydraulischen Kräften dar.

Schlußfolgerungen:

Eine Belastung aggregierter Böden über die Vorbelastung hinaus führt zu intensiv zunehmender Dichtlagerung. Gleichzeitig werden die Stabilitätseigenschaften nicht - wie beim Einzelkorngefüge - erhöht, sondern infolge sich ändernder Scherwiderstände durch Homogenisierung und durch das Auftreten neutraler Spannungen zusätzlich herabgesetzt. Daher ist zur Beurteilung der mechanischen Belastbarkeit strukturierter Böden die Vorbelastung zu ermitteln. Die Lagerungsdichte quantifiziert nicht die Festigkeit! Bodenbelastungen sind durch Regulierung von Masse und Aufstandsfläche so zu steuern, daß die Vorbelastung nicht überschritten wird.

Literatur:

- Baumgartl, T. und R. Horn, 1987: Bodenphysikalische Untersuchungen zur Aggregatstabilität im Hinblick auf die mechanische Belastbarkeit von Böden. *Mittel. Dtsch. Bodenk. Gesellsch.* 55, 111-116.
- Baumgartl, T. und R. Horn, 1990: The effect of aggregate stability on soil compaction. *Soil Til. Res.* im Druck.
- Hartge, K.-H. u. C. Sommer, 1982: Einfluß der Bodenentwicklung auf den Zusammenhang zwischen Lagerungszustand und vertikaler Spannung im Boden. *Z. Pflanzenern. u. Bodenk.* 145, 25-35.
- Horn, R., 1987: Die Bedeutung der Aggregation für die Nährstoffsorption in Böden. *Z. Pflanzenern. u. Bodenk.* 149, 9-18.
- Horn, R., 1988: Compressibility of arable land. *Catena supplement* 11, 53-71.
- Katou, H., J. Matsumoto a. T. Kubota, 1990: Susceptibility of arable soils to compression-induced structural degradation. *Transactions 14 th Int. Congr. ISSS, Kyoto 1990, Vol I*, 107-112.
- Lebert, M., 1989: Beurteilung und Vorhersage der mechanischen Belastbarkeit von Ackerböden. *Bayreuther Bodenkundl. Berichte*, Band 12, ISSN 0931-6442.

Wurzelwachstum von Wintergerste bei unterschiedlicher
mechanischer Bodenbelastung

A. Müller, H. M. Helal und D. Sauerbeck +)

Einleitung

Im Rahmen eines vom BMFT geförderten Verbundforschungsvorhabens werden von 9 Teilprojekten in einem mehrjährigen Feldversuch die Auswirkungen von mechanischen Bodenbelastungen durch landwirtschaftliche Maschinen untersucht. Die Belastungsvarianten unterscheiden sich dabei hinsichtlich der Radlasten sowie Häufigkeit und Zeitpunkt der Überfahrten. Beim Bodentyp des Versuchsstandortes (Braunschweig-Timmerlah) handelt es sich um eine Parabraun-erde aus Löß.

Vom Teilprojekt 7 wird schwerpunktmäßig die Frage nach der Beeinflussung des Wurzelwachstums und der Nährstoffaufnahme durch verschiedene Kulturpflanzenarten bearbeitet. Im folgenden wird davon berichtet, wie sich die mechanische Bodenbelastung auf das Wurzelwachstum von Wintergerste im Versuchsjahr 1989 auswirkte.

Methoden

Die Wurzellängendichte wurde zur Zeit der Blüte mittels der Profilwandmethode (Böhm, 1976) erfaßt. Die Untersuchung beschränkte sich dabei (ohne Wiederholung) auf eine mechanisch höher belastete Parzelle (Radlasten: Stoppelbearbeitung 2,2 t; Pflügen 3,7 t; Saatbettbereitung 2,2 t) im Vergleich zur unbelasteten Kontrolle. Anschließend wurden zur Bestimmung der Trockenrohddichte des Bodens Stechzylinderproben entnommen, mit jeweils fünffacher Wiederholung je Tiefenabschnitt. Der volumetrische Wassergehalt in der Krume konnte auf der Basis von Trockenrohddichte und gravimetrischem Wassergehalt berechnet werden.

+) Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft, Bundesallee 50, 3300 Braunschweig

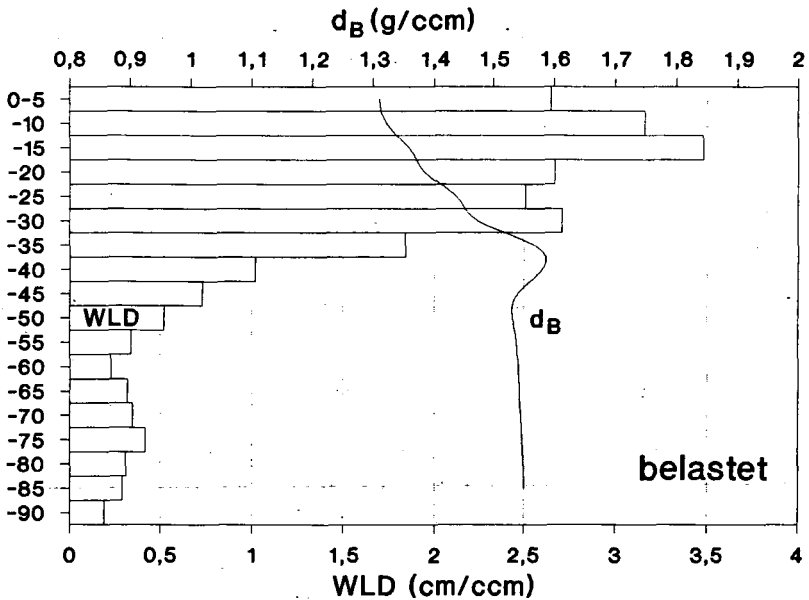
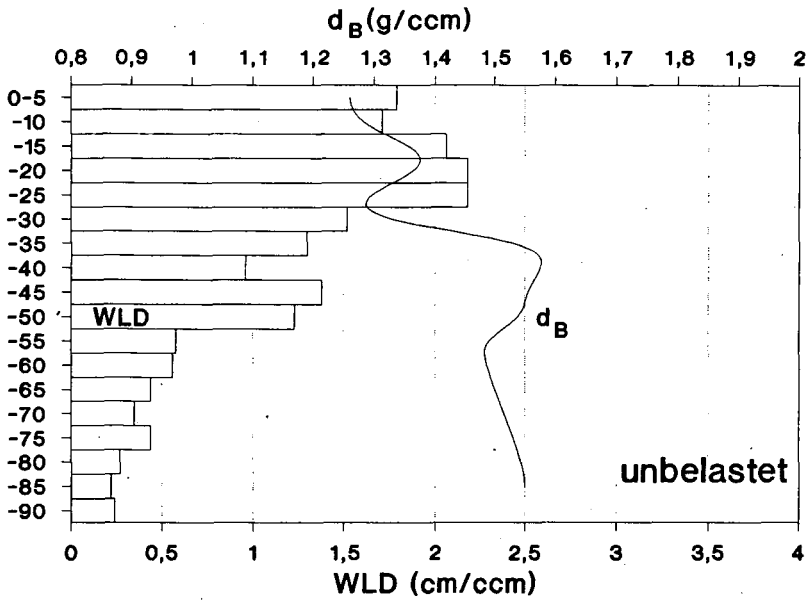


Abb. 1: Wurzellängendichte (WLD) und Trockenrohdichte des Bodens (d_B) bei unterschiedlicher mechanischer Bodenbelastung

Ergebnisse und Diskussion

In der mechanisch höher belasteten Parzelle war ein abweichendes Wurzelverteilungsmuster gegenüber der unbelasteten Kontrolle festzustellen (Abb. 1). Bis in 40 cm Tiefe war der Boden deutlich intensiver durchwurzelt. Im Bereich zwischen 40-60 cm ging hingegen die Wurzellängendichte im Vergleich zur Kontrolle geringfügig zurück. Die stärkere Durchwurzlung der Krume zeigte sich auch 1990. Die Unterschiede im Unterboden traten allerdings nicht wiederholt auf, sodaß diese nicht ohne weiteres auf die Bodenbelastung zurückgeführt werden können.

Die Trockenrohdichte des Bodens ließ ebenfalls nur im Oberboden Unterschiede zwischen den Varianten erkennen (Abb. 1). Bei der unbelasteten Variante fiel besonders die unregelmäßige Dichtlagerung bzw. der sehr lockere untere Krumbereich auf, während die Trockenrohdichte im belasteten Boden mit der Tiefe gleichmäßiger anstieg.

Dies wirkte sich unter Berücksichtigung der trockenen Witterungsverhältnisse des Jahres 1989 - möglicherweise günstig auf die Wassernachlieferung aus dem Unterboden aus. So zeigte sich im Juni im belasteten Boden ein, wenn auch nicht erheblich, erhöhter volumetrischer Wassergehalt im Ap-Horizont, der diese Hypothese zu bestätigen scheint (Abb. 2). Der mechanisch nicht belastete Boden war unter diesem Aspekt für die Durchwurzlung offenbar eher zu locker bzw. im Verhältnis zu trocken.

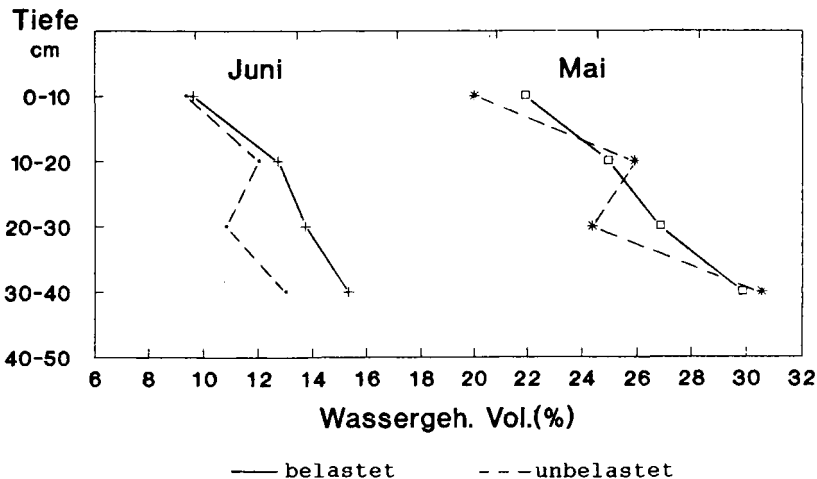


Abb. 2: Volumetrischer Wassergehalt unter Wintergerste bei unterschiedlicher mechanischer Bodenbelastung (1989)

Die mechanische Bodenbelastung führte unter den genannten Bedingungen demnach nicht zu "Schadverdichtungen", sondern wirkte sich in der Tendenz sogar positiv auf die Durchwurzelung der Krume aus.

Ergänzend muß an dieser Stelle jedoch vermerkt werden, daß sich im Fall der sproßtrockenmasse ein entgegengesetztes Bild ergab. So wurden an mehreren Terminen der Vegetationsperiode ein etwas geringerer Trockenmasseaufwuchs in der Belastungsvariante festgestellt. Dies führte jedoch nicht zu signifikanten Ertragsunterschieden.

Schlußfolgerung

-Bei der Beurteilung der Dichtlagerung des Bodens im Hinblick auf die Durchwurzelung gibt es neben dem "zu dichten" auch den Fall des "zu lockeren" Bodens. Es bietet sich - ähnlich wie beim Kornertrag (vgl. Sommer et al., 1981; Boone, 1988)- die Vorstellung von einer Optimumskurve an, deren Verlauf maßgeblich vom Bodenwassergehalt bzw. den Witterungsverhältnissen bestimmt wird.

-Ob sich die veränderte Krumendurchwurzelung auf die Nährstoffaufnahme sowie den Ertrag auswirkt, hängt vor allem vom Nährstoffangebot des Bodens ab.

Danksagung

Herr W. Söchtig und Herr Dr. C. Heisler (Institut für Zoologie der TU Braunschweig) lieferten die Wassergehaltsdaten, Herr J. Bartels (Institut für Betriebstechnik, FAL Braunschweig) sowie Prof. Dr. C. Sommer (Institut für Pflanzenbau und Pflanzenzüchtung, FAL Braunschweig) stellten Daten zum Trockenmasseaufwuchs zur Verfügung. Ihnen sei an dieser Stelle gedankt.

Literatur:

- Böhm, W. (1976): In situ estimation of root length at natural soil profiles. J.Agric.Sci., **87**, 365-368.
- Boone, F.R. (1988): Weather and other environmental factors influencing crop responses to tillage and traffic. Soil & Tillage Research, **11**, 283-324.
- Sommer, C.; Ruhm, E.M. und Altemüller, H.J. (1981): Direkt- und Nachwirkungen starker Verdichtungen auf das Bodengefüge und den Pflanzenertrag. Kali-Briefe (Büntehof), **15**, 429-448.

*Simulation mikrobiologischer Wachstums- und Transformationsprozesse
in aggregierten Böden*

von
Priesack, E.*

1. Einleitung

Ziel ist es, durch ein Simulationsmodell die Dynamik des Wachstums der mikrobiellen Biomasse in natürlichen aggregierten Böden besser zu verstehen und zu quantifizieren. Es gilt den Einfluß der geometrischen Anordnung der Biomasse und der ihre Entwicklung steuernden Substrate in Abhängigkeit der Aggregation zu beschreiben. Dazu wurde das Modell für den Stofftransport und des Mikroorganismenwachstums im Einzelaggregat (Nietfeld und Beese 1987, Priesack 1989) in ein Modell für den vertikalen Stofftransport eingebunden, das die Diffusion in Aggregaten berücksichtigt. (Rosen 1952, Rasmussen & Neretnieks 1980, Parker & Valocchi 1986)

2. Modellgleichungen

Massenbilanzgleichung für den vertikalen Substrat-Transport mit dem mobilen Porenwasser:

$$\vartheta_m \frac{\partial c_m}{\partial t} + \vartheta_{im} \frac{\partial c_{im}}{\partial t} = \vartheta_m D_m \frac{\partial^2 c_m}{\partial x^2} - q \frac{\partial c_m}{\partial x} \quad (1)$$

wobei t die Zeit (s^{-1}), x die Tiefe (cm), c_m und c_{im} die Substratkonzentration im mobilen und immobilen Porenwasser ($\mu g\ cm^{-3}$), ϑ_m und ϑ_{im} der Wassergehalt der mobilen und immobilen Porenraumzone ($cm^3\ cm^{-3}$), D_m der Dispersionskoeffizient der mobilen Zone ($cm^2\ s^{-1}$) und q die Fließgeschwindigkeit ($cm\ s^{-1}$) bezeichne.

Unter der Annahme, daß die immobile Zone aus gleichgroßen kugelförmigen Aggregaten umgeben von Wasserfilmen konstanter Dicke d (cm) besteht, ist die mittlere Konzentration in den zusammengesetzten Kugeln gegeben durch

$$c_{im}(x,t) = \frac{3}{b^3 - a^3} \int_a^b c_0(x,r,t) r^2 dr + \frac{3}{a^3} \int_0^a c_1(x,r,t) r^2 dr \quad (2)$$

wobei c_0 und c_1 die lokale Konzentration ($\mu g\ cm^{-3}$) im Wasserfilm und im Aggregat, r die radiale Koordinate (cm), a der Aggregatradius und $b = a + d$ ist.

* GSF Inst. f. Bodenökologie, Ingolstädter Landstraße 1, D-8042 Neuherberg

Diffusions-Gleichungen für Wasserfilm und Aggregat:

$$\frac{\partial c_0}{\partial t} = D_0 \left(\frac{\partial^2 c_0}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial c_0}{\partial r} \right) \quad (3)$$

$$\vartheta_{\text{iml}} \frac{\partial c_1}{\partial t} = \vartheta_{\text{iml}} D_1 \left(\frac{\partial^2 c_1}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial c_1}{\partial r} \right) - \frac{1}{Y} \mu M + \sigma M_I \quad (4)$$

wobei ϑ_{iml} der Wassergehalt ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) im Aggregat, D_0 und D_1 der Diffusionskoeffizient ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$) des Substrats in der freien Bodenlösung und im Aggregat, sowie Y der Ertragskoeffizient ($\mu\text{g} \mu\text{g}^{-1}$), μ die Wachstumsrate (s^{-1}), τ die Sterberate (s^{-1}), σ die Substratverbrauchsrate (s^{-1}) für den Erhaltungsstoffwechsel, M die Konzentration ($\mu\text{g} \text{cm}^{-3}$), und M_I die Anfangskonzentration ($\mu\text{g} \text{cm}^{-3}$) der mikrobiellen Biomasse bezeichne.

Wachstumsgleichung für die mikrobielle Biomasse:

$$\frac{\partial M}{\partial t} = (\mu - \tau) M \quad (5) \quad \mu = \mu_{\text{max}} c_1 / (c_1 + \vartheta_{\text{iml}} K_C) \quad (6)$$

wobei K_C die Michaelis-Menten Konstante ($\mu\text{g} \text{cm}^{-3}$) und μ_{max} die maximale Wachstumsrate (s^{-1}) ist.

Randbedingungen:

a) für den vertikalen Transport

obere Randbedingung

$$\left(c_m - \frac{\vartheta_m D_m}{q} \frac{\partial c_m}{\partial x} \right) \Big|_{x=0} = \begin{cases} c_{\text{im}0}, & 0 < t \leq t_0 \\ c_{\text{im}1}, & t > t_0 \end{cases} \quad (7)$$

untere Randbedingung

$$\frac{\partial c_m}{\partial x} \Big|_{x=\infty} = 0, \quad t \geq 0 \quad (8)$$

wobei t_0 die Pulsdauer (s) kennzeichnet.

b) für die radiale Diffusion

äußere Randbedingung

$$c_0(x, b, t) = c_m(x, t) \quad (9)$$

innere Randbedingung

$$\frac{\partial c_1}{\partial r} \Big|_{r=0} = 0 \quad (10)$$

Randbedingung zwischen den Kugelkomponenten

$$c_0(x, a, t) = c_1(x, a, t) \quad (11)$$

$$D_0 \frac{\partial c_0}{\partial r} \Big|_a = \vartheta_{\text{iml}} D_1 \frac{\partial c_1}{\partial r} \Big|_a \quad (12)$$

Anfangsbedingungen:

$$c_m(x,0) = C_I \quad (13) \quad c_0(x,r,0) = C_I \quad (14) \quad c_1(x,r,0) = C_{min} \quad (15)$$

$$C_{min} = \tau K_C s_{lim} / (\mu_{max} - \tau) \quad (16) \quad M(r,0) = M_I \quad (17)$$

Die Gleichungen werden durch ein vollimplizites finite Differenzen Verfahren iterativ gelöst. (s. Priesack 1989, F.J. Molz et al. 1986)

3. Ergebnisse:

Tab. 1 gibt die Werte an, die den Simulationsrechnungen zugrunde liegen. Bild 1 zeigt nach einem Puls von $100 \mu\text{g cm}^{-3}$ wie das Substrat durch das Profil sickert, dabei abgebaut wird und mikrobielles Wachstum induziert. Das Maximum der Biomassekonzentration wird zeitverzögert nach dem Durchlauf der maximalen Substratkonzentration erreicht.

Bild 2 zeigt den Einfluß der Aggregatgröße. Bei kleinen Aggregaten ($b=0,1\text{cm}$) diffundiert das Substrat bis ins Innere des Aggregats und induziert dort noch Wachstum, während bei den größeren Aggregaten ($b=0,5\text{cm}$) das Substrat von den äußeren Mikroorganismen schon verbraucht wird und im Innern kein Wachstum stattfindet, so daß dadurch die gesamte Biomassekonzentration im Profil niedriger ist.

Man erkennt hier auch den Einfluß der Dispersion bei hohen Puls-Konzentrationen. Ist der Substratpuls wie am Anfang eng, erhalten die Mikroben nur kurzzeitig ausreichend Nahrung und die Wachstumsphase ist kurz, später bei verbreitertem Substratpuls sind sie länger ausreichend mit Nahrung versorgt und wachsen daher auch stärker an. Die Simulationen zeigen auch, daß sich in den unteren Aggregaten stärkere von außen nach innen abnehmende Biomassegradienten aufbauen.

4. Literatur:

Molz F.J., M.A. Widdowson, L.D. Benefield, 1986: Simulation of microbial growth dynamics coupled to nutrient and oxygen transport in porous media, Water Resour. Res., 22, 1207-1216

Nietfeld H., F. Beese, 1987: Modellierung des Stofftransports in Bodenaggregaten, Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 53, 447-452

Parker J.C., A.J. Valocchi, 1986: Constraints on the Validity of Equilibrium and First-Order Kinetic Transport Models in Structured Soils, Water Resour. Res., 22, 399-407

Priesack E., 1989: Modellierung von Mikroorganismenwachstum in Bodenaggregaten in Abhängigkeit vom Stofftransport, Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 59, 607-612

Rasmusen, A., I. Neretnieks, 1980: Exact solution of a model for diffusion in particles and longitudinal dispersion in packed beds, AIChE J. 26, 686-688

Rosen, J.B., 1952: Kinetic of a fixed bed system for solid diffusion into spherical particles, J.Chem.Phys 20, 387

Input Parameters for Vertical Transport

$$\delta_{in}^* = 0.15$$

$$D_m = 6.73 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$$

$$v = q \delta_{in}^* = 0.5, 0.25 \text{ cm h}^{-1}$$

$$C_{I,0} = 5.0 \mu\text{g/cm}^3 \text{ for } t = 0$$

$$C_{in,0} = 100.0, 1000.0 \mu\text{g/cm}^3 \text{ for } 0 < t < 1.0 \text{ h}$$

$$C_{in,t} = 10.0 \mu\text{g/cm}^3 \text{ for } t > 1.0 \text{ h}$$

Input Parameters for Spherical Diffusion and Microbial Growth

$$a = 0.1 - 0.5 \text{ cm}$$

$$b = 0.11 - 0.55 \text{ cm } \mu_{max} = 0.1 \text{ h}^{-1}$$

$$\delta_{in}^* = 0.25 \quad \epsilon = 0.02 \text{ h}^{-1}$$

$$D_0 = D_m$$

$$C_{I,0} = 5.0 \mu\text{g/cm}^3 \quad Y = 0.4$$

$$D_0 = 1.0 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1} \quad M = 100 \mu\text{g/cm}^3$$

$$K_c = 50 \mu\text{g/cm}^3 \quad \tau = \epsilon \cdot Y$$

Tabelle 1 a) und b): Die den Simulationen zugrundeliegenden Parameterwerte (vgl. Priesack 1989)

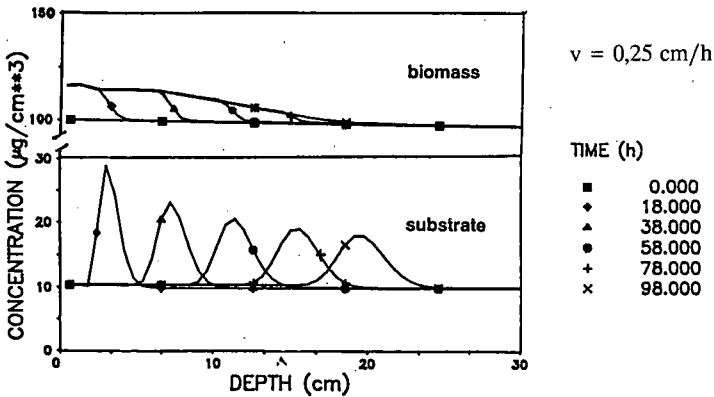


Bild 1: Simulation der Biomasseentwicklung induziert durch einen Glukosepuls von $100 \mu\text{g cm}^{-3}$ bei einem mittleren Aggregat-Radius von 0,1 cm

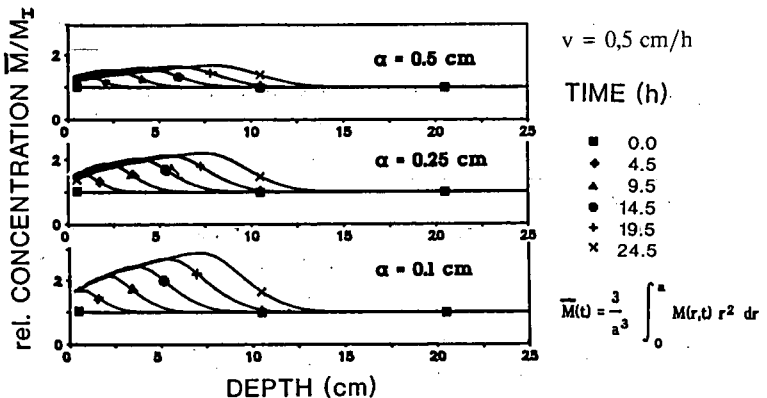


Bild 2: Simulation der Biomasseentwicklung induziert durch einen Glukosepuls von $1000 \mu\text{g cm}^{-3}$ in Abhängigkeit der Aggregatgröße

Bildung und Stabilität von Aggregaten in Sandböden

von

Schäfer, W., O. Düwel u. H. Kuntze*

I. Einleitung

Die Bildung von Aggregaten erwartet man in der Regel nur bei bindigen Böden, während man Sandböden im allgemeinen ein Einzelkorngefüge zuschreibt.

Im Rahmen einer Erhebungsuntersuchung an 25 winderosionsgefährdeten Standorten in Niedersachsen konnte nachgewiesen werden, daß auch in Sandböden mit Feianteilen ($T+U < 15$ Gew.%) noch Aggregate gebildet werden, allerdings mit einer gegenüber bindigen Böden erheblich geringeren Stabilität.

Aufgrund dieser geringen Stabilität ist die Anwendung der für bindige Böden beschriebenen Methoden zur Bestimmung der Aggregation und Aggregatstabilität (z.B. Naßsiebung) nicht geeignet. Im folgenden werden für Sandböden modifizierte Methoden beschrieben und erste Ergebnisse dargestellt.

II. Methoden

1. Aggregatdichte

Die Messung der Aggregatdichte erfolgt nach Frede & Meyer (1983) mittels Tauchwägung. Um ein Zerbrechen der extrem instabilen Sandaggregate zu verhindern, werden sie durch Einsprühen mit einem Zelluloselack gefestigt und um ein Eindringen von Wasser zu verhindern in eine Lösung von Dow Saran Resin F 220 getaucht.

2. Aggregatgrößenverteilung, Aggregatstabilität

Anstelle der von Hartge & Horn (1989) vorgeschlagenen Naßsiebung wird auf ähnliche Weise eine Trockensiebung durchgeführt. Die ermittelten Parameter sind Aggregatgrößenverteilung zu Anfang der Siebung (GMDa), die Endaggregation (GMDb) sowie die 'Änderung des Gewogenen Mittleren Durchmessers' (ΔGMD). Zusätzlich wird ein GMD der Textur berechnet (GMDt), um so die durch die Siebung erfolgte Änderung des GMD einer maximal möglichen Änderung gegenüber stellen zu können. Auf diese Weise wird ein mechanischer Stabilitätsindex (I) berechnet:

$$I = 100 - [(GMDa - GMDb / GMDa - GMDt) * 100]$$

* Bodentechnologisches Inst. des Nieders. Landesamtes f. Bodenforschung, Friedr.-Mißlerstr.46-50,2800 Bremen

3. Einaxialer Druckversuch ("modulus of rupture")

In Anlehnung an Methoden zur Messung von Aggregat- und Krustenfestigkeit (Hillel, 1980) wurde ein einaxialer Druckversuch entwickelt, wie er in ähnlicher Weise in der Bodenmechanik durchgeführt wird.

Künstliche, zylindrische Aggregate mit einem Volumen von 6,5 cm³ und unterschiedlichen Dichten werden nach einer 105° C Trocknung auf einer Waage mit einem Stempel zerdrückt. Die maximale Anzeige der Waage charakterisiert die einaxiale Druckfestigkeit.

Eine Übersicht über die angewandten Methoden, die ermittelten Parameter sowie die Meßwerte gibt Tab. 1:

Tab. 1: Bildung und Stabilität von Aggregaten in Sandböden
Sandböden (n=25); < 15% T+U; 0-5 % gS; 1-10 % org. Subst.

Parameter	Methode	Dimension	Meßwerte		
			x	min	max
Aggregierung	"schonende" Trockensiebung	Anteil Agg.>1mm (Gew.%) GMD (mm)	32	4	86
			2,5	0,4	7,8
Aggregatstabilität	Trockensiebung mit unterschiedl. Intensität	AGMD (mm)	0,9	0,03	2,9
Kohäsionskraft	einax.Druckversuch (modulus of rupture)	N/cm ²	1,5	0,3	5,1
Aggregatdichte	Tauchwägung	g/cm ³	1,5	1,0	1,8
mechanischer Stabilitätsindex (I)	$I=100 \frac{GMDa-GMDb}{GMDa-GMDt} * 100$	dimensionslos	53	15	96

III. Ergebnisse

1. Im Mittel der 25 untersuchten Sandböden (Krume) sind 32 Gew.% (min. 4 Gew.%, max 86 Gew.%) der Bodenmasse in Aggregaten > 1 mm gebunden. Da auch in den Siebfractionen < 1 mm noch Aggregate vorhanden sind, bleibt festzustellen, daß auch in Sandböden erhebliche Bodenanteile als Aggregate vorliegen.

2. Durch Trockensiebung mit zunehmender Schwingungsintensität werden Aggregate zerstört, wobei die Geschwindigkeit des Aggregatzerfalls ein Maß für die Aggregatstabilität ist. Bei einer Naßsiebung, wie bei bindigen Böden üblich, werden alle Aggregate zerstört. Ob man in Sandböden Aggregate findet und wieviel man findet, hängt also von der angewandten Methode ab.

3. In einaxialen Druckversuchen mit künstlich erstellten Aggregaten unterschiedlicher Dichte konnte bei allen Böden erwartungsgemäß eine positive Korrelation zwischen Aggregatdichte und einaxialer Druckfestigkeit festgestellt werden. Bei einem hohen Ungleichförmigkeitsgrad des Bodens steigt die einaxiale Druckfestigkeit mit zunehmender Aggregatdichte deutlich stärker an. Hierin kommt die Bedeutung der Korn- zu Korn- Kontakte für die Aggregatstabilität zum Ausdruck.

4. Die Aggregatdichte der natürlichen Aggregate liegt im Mittel der 25 untersuchten Böden bei $1,5 \text{ g/cm}^3$ und weicht damit nicht wesentlich von der mittleren Rohdichte des Gesamtbodens ab. Bei bindigen Böden ist häufig eine deutlich höhere Aggregatdichte zu beobachten, die in der Regel auch deutlich über der Rohdichte des Gesamtbodens liegt. Es ist zu fragen, ob dieser unterschiedliche Sachverhalt mit einer zumindest teilweise unterschiedlichen Entstehung der Aggregate zu erklären ist. Während bei bindigen Böden z.B. durch Schrumpfung abiologisch Aggregate entstehen, ist dieser Weg bei den nicht schrumpfenden Sandböden nicht denkbar.

Die relativ geringe Rohdichte der Aggregate in Sandböden könnte ein Indiz dafür sein, daß diese Aggregate durch Zusammenballung infolge stärkerer 'Vernetzung' entstanden sind.

5. Sowohl T+U als auch die org. Substanz üben wichtige Klebefunktionen in Sandböden aus. Die starke Streuung um die Regressionsgerade in Abb. 1 zeigt, daß nicht nur die Masse an org. Substanz sondern auch die Qualität der org. Substanz zu beachten ist. Dies wird besonders deutlich, wenn man Sand/Torfgemische mit in die Betrachtung einbezieht (vgl. Abb. 1). Trotz hoher Gehalte an org. Substanz ist die Aggregation dieser Gemische selbst 10-20 Jahre nach ihrer 'Mischung' noch deutlich geringer als bei 'natürlichen' alten Ackerböden mit entsprechenden Humusgehalten. Es stellt sich die Frage 1.) nach den Prozessen, die von einem solchen Substratgemisch zu einem 'vernetzten' Bodengefüge führen, und 2.) nach der Rolle und Bedeutung der Bodenorganismen für die Entstehung und Stabilität von Aggregaten in Sandböden.

IV. Literatur

- Düwel, O. (1990): Kennzeichnung der Aggregation und Aggregatstabilität aktuell winderosionsgefährdeter Böden Nordwestdeutschlands.- Diplomarbeit, Fachbereich Agrarwissenschaften, Göttingen
- Frede, H.G. & Meyer, B. (1983): Bestimmung der Dichte von Bodenaggregaten durch Messung des Auftriebs.- Zeitschrift f. Pflanzenernährung und Bodenkunde 146:365-368
- Hartge, K.H. & Horn, R. (1989): Die physikalische Untersuchung von Böden.- 2. Aufl. Stuttgart (Enke)
- Hillel, D. (1980): Fundamentals of Soil Physics.- Academic Press

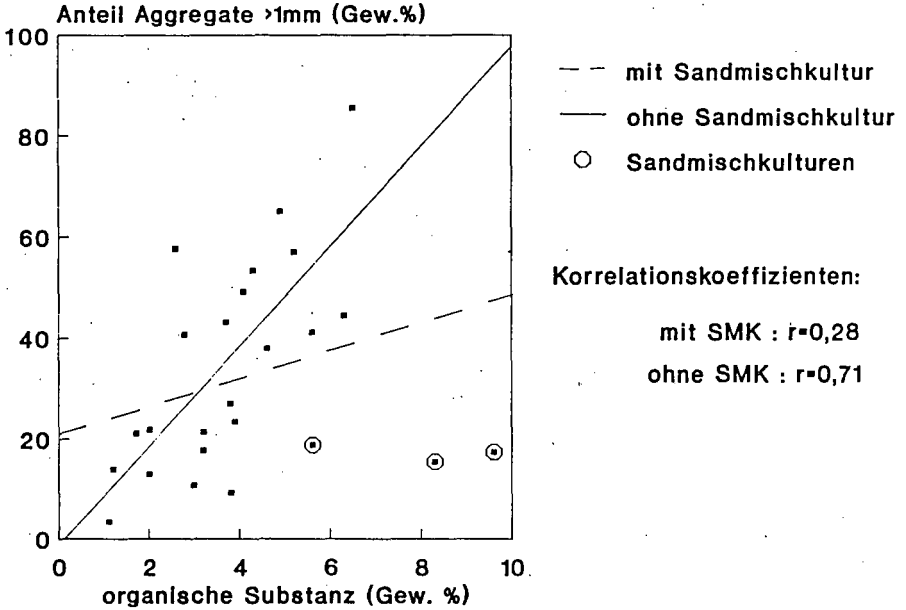


Abb. 1: Beziehung zwischen dem Anteil an Aggregaten > 1 mm und dem Gehalt an org. Substanz [Vergleich der Regressionsgeraden mit Sandmischkultur / ohne Sandmischkultur (SMK)]

Zusammenhänge zwischen bodenmikrobiologischen und -zoologischen Parametern sowie Gefügeeigenschaften in Neulandböden aus Löß und Hafenschlick

Schneider, H., R. Schneider u. D. Schröder*)

Infolge der Abhängigkeit des Wasser-, Luft-, Wärme- und Nährstoffhaushaltes des Bodens vom Gefüge, ist es für Neulandflächen wichtig, daß sich möglichst bald günstige Gefügevhältnisse einstellen. Über die physikalischen Aspekte der Gefügeentwicklung von Neulandböden liegen schon einige Ergebnisse vor (z.B. SCHNEIDER u. SCHRÖDER 1989). Verknüpfend damit wird nachfolgend der Einfluß der Mikro- und Makrofauna auf die Bildung und Stabilität des Gefüges untersucht.

Material und Methoden

Beim gespülten Neuland aus Löß im Rheinischen Braunkohlenrevier handelt es sich um einen lehmigen Schluff bis stark schluffigen Lehm mit 70-80 % Schluff, beim Hafenschlick-Neuland von Emden um lehmigen Ton mit 50-60 % Ton. Beide Substrate sind karbonathaltig. Es sind zwei bzw. drei Neuland-Altersstufen sowie zum Vergleich Altland (gewachsene Parabraunerden bzw. Marschen) beprobt worden. Ermittelt wurden: die Substratinduzierte Respiration (SIR) nach ANDERSON u. DOMSCH (1978), die Dehydrogenasaktivität (DHA) nach THALMANN (1967), der Kohlenstoffgehalt nach der LICHTERFELDER-Methode (SCHLICHTING u. BLUME 1966), der Regenwurmbesatz und die Sackungsneigung nach HARTGE (1969). Ausgehend von der Annahme, daß die Probenvorbehandlung bei mikrobiologischen Untersuchungen eine entscheidende Rolle spielt, wurden gesiebte, aggregierte und ungestörte Proben untersucht. Zudem stellte sich die Frage, ob hinsichtlich der mikrobiologischen Aktivität Unterschiede zwischen Aggregatäußerem und -innerem bestehen.

Ergebnisse und Diskussion

Beim Lößneuland nimmt die Sackungsneigung vom jungen, 5-10 Jahre alten (21%) über 20-25 Jahre altes Neuland zum Altland (11%) ab (Fig. 1). Das Gefüge der jungen Rekultivierungsböden ist wegen des hohen Ton- und niedrigen Kohlenstoffgehaltes und der geringen biologischen Aktivität instabil.

Die geringe Abnahme der Sackungsneigung von "jung" nach "alt" erklärt sich mit der allmählichen Zunahme des Kohlenstoffgehaltes

*) Universität Trier, FB VI, Bodenkunde, PF 3825, 5500 Trier

im Zuge der landwirtschaftlichen Nutzung des Neulandes und der damit einhergehenden Steigerung der mikrobiellen Aktivität (vgl. INSAM u. DOMSCH 1988). Damit steigt das Nahrungsangebot für Regenwürmer, die zunehmend günstigere Einwanderungs- und Lebensbedingungen vorfinden und ebenfalls zur Bildung stabiler Aggregate durch Verklebung und Verbaunung beitragen (SATCHELL 1983).

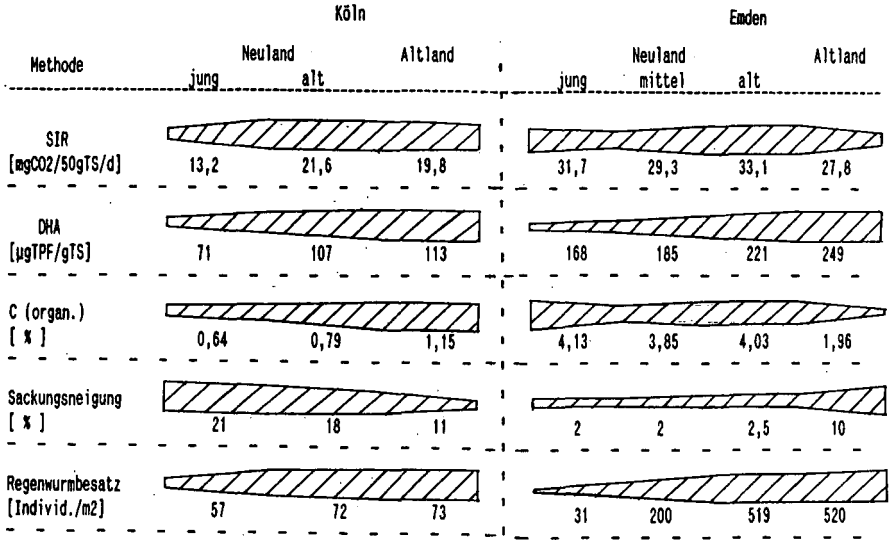


Fig. 1: Zeitliche Entwicklung verschiedener Kennwerte von Neulandböden aus Löss (Köln) und Hafenschlick (Emden)

Von den alt-rekultivierten zu den gewachsenen Lössböden ergibt sich hinsichtlich der mikrobiologischen Parameter und des Regenwurmbesatzes keine Zunahme. Ab einem gewissen Alter haben sich die Populationen offensichtlich auf ein relativ konstantes Niveau eingestellt, das auch durch ein höheres Kohlenstoffangebot nicht weiter steigt (stabile C-Verbindungen, die von Mikroorganismen schwerer erschließbar sind). Die dennoch deutlich geringere Sackungsneigung des Altlandes erklärt sich zum einen mit einem höheren Gehalt an organischer Substanz, zum anderen spielt die Entwicklungsdauer eine Rolle. Bei gleichbleibender biologischer Aktivität und kontinuierlicher landwirtschaftlicher Nutzung entwickelt sich im Laufe der Jahre ein für das Substrat und den Raum typisches Gefüge bestimmter Stabilität.

Im Gegensatz zum Löss-Neuland scheinen die mikrobiologische Aktivität und der Regenwurmbesatz beim tonigen Hafenschlick-Neuland

keinen meßbaren Einfluß auf die Aggregatestabilität auszuüben. Hier ist die Sackungsneigung unabhängig vom Alter des Neulandes mit 2% sehr gering, die des Altlandes hingegen deutlich größer (Fig. 1). Ersteres läßt sich mit den hohen C-Gehalten um 4% und Tongehalten von 50-60% erklären und den sich daraus ergebenden Anziehungskräften. Die größere Sackungsneigung der gewachsenen Marschen von 10% resultiert aus einem deutlich geringeren Kohlenstoffgehalt (2%) und einem etwas geringeren Tonanteil von 45-50%.

Die Annahme, daß durch das Sieben von Bodenproben und die damit einhergehende Belüftung und bessere C-Verfügbarkeit eine Anregung der Mikroorganismenpopulationen stattfindet, wodurch höhere Aktivitäten gemessen werden als im aggregierten Material, hat sich für die DHA (Fig.2) und die SIR (o.Fig.) bestätigt. Dieser Effekt ist in tonigem Substrat sehr viel deutlicher ausgeprägt als in leichterem Material.

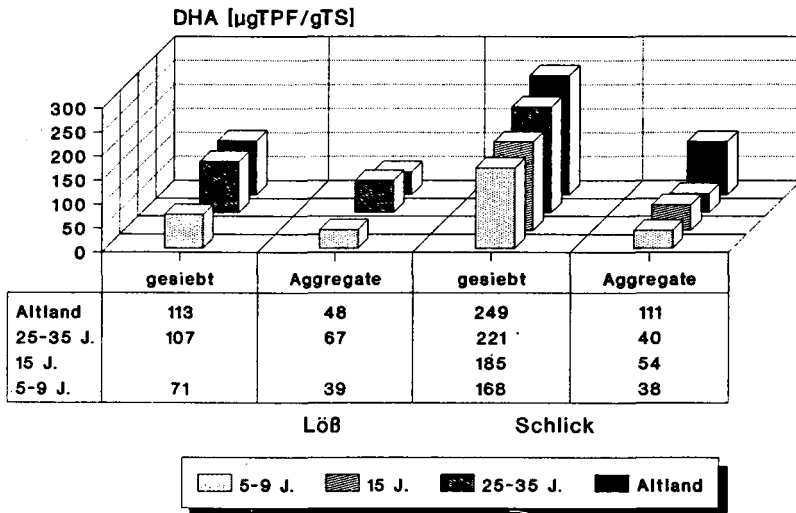


Fig. 2: Dehydrogenasenaktivität von Neulandböden aus Löss und Hafenschlack verschiedenen Alters (Material gesiebt und aggregiert)

Außerdem zeigen geschälte Aggregate höhere mikrobiologische Aktivitäten im Aggregatäußeren bei 5-10 Jahre altem Neuland sowie Altland (Fig 3). Die mittleren Altersstufen verhalten sich indifferent. Vergleichbare Tendenzen ergeben sich für die SIR.

Bei den Altlandstandorten beruht der Unterschied auf der im Laufe der Jahrhunderte erfolgten Marschenentwicklung, wobei sich die Mikroorganismen in dem zunehmend C-ärmeren Substrat auf den besser belüfteten Außenbereich der Aggregate konzentrieren. Bei den ganz jungen Böden ist die Reifung erst wenig ins Aggregatinnere vorgedrungen, sodaß sich hier die höchsten mikrobiellen Aktivitäten in den Außenbereichen ergeben.

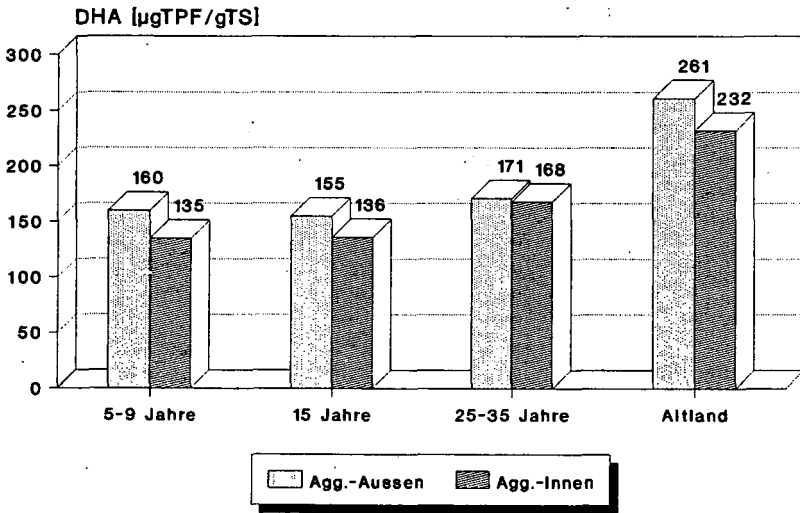


Fig. 3: Dehydrogenasenaktivität von Neulandböden aus Hafenschlick verschiedenen Alters (Aggregat-Aussen u.-Innen)

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die mikrobiologische und biologische Aktivität für die Entwicklung eines stabilen Gefüges von Neulandböden beim schluffreichen und primär humusarmen Ausgangssubstrat des rheinischen Braunkohlenreviers eine entscheidendere Rolle spielt als beim ton- und humusreichen Hafenschlick-Neuland.

Um den natürlichen Verhältnissen näherkommende mikrobiologische Untersuchungsergebnisse zu erzielen, sollte künftig dem aggregierten Boden sowie der Differenzierung in Aggregatinneres und -äußeres stärkere Bedeutung zugemessen werden.

Literatur

- ANDERSON, J. u. DOMSCH, K.H. (1978): A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils.- Soil Biol. Biochem., 10, 215-221 // HARTGE, K.H. (1989): Die Sackungsneigung als Aspekt der Strukturstabilität.- Z. f. Pflanzenern. Bodenk., 122, 250-259 // INSAM, H. u. DOMSCH, K.H. (1988): Relationships between soil organic carbon and microbial biomass on chronosequences of reclamation sites.- Microb. Ecol., 15, 177-188 // SATCHELL, E. (Ed.) (1983): Earthworm Ecology.- London // SCHLICHTING, E. u. BLUME, H.P. (1986): Bodenkundliches Praktikum.- Berlin, Hamburg // SCHNEIDER, R. u. SCHRODER, D. (1989): Gefügeentwicklung in gespülten und geschütteten Neuland aus Löß und Hafenschlick.- Mitteilgn. Dtsch. Bodenk. Ges., 59, 239-244 // THALMANN, A. (1987): Über die mikrobielle Aktivität und ihre Beziehungen zu Fruchtbarkeitsmerkmalen einiger Ackerböden unter besonderer Berücksichtigung der Dehydrogenaseaktivität (TTC-Reduktion.- Diss. Gießen

Stofftransport in bimodalen Porensystemen

von

R. Schulin¹ und H. Flühler²

Einleitung

Die Verlagerung von gelösten Stoffen durch Böden mit ausgeprägter Sekundärstruktur ist in der Vergangenheit oft mit Hilfe von "Zwei-Regionen-Modellen" beschrieben worden (van Genuchten und Wierenga, 1976; Schulin et al., 1986). Diese Modelle gehen von der Vorstellung aus, dass der Boden aus zwei sich überlagernden Kontinua ("Regionen") besteht, zwischen denen diffusiver Stoffaustausch stattfindet. In der "mobilen Region" werden gelöste Stoffe konvektiv-dispersiv verlagert, während die Bodenlösung in der "immobilen Region" stagniert. Obschon dieses Konzept eine starke Vereinfachung der wirklichen physikalischen Situation darstellt, hat es doch im Vergleich zum "Ein-Region-Modell" der klassischen Konvektions-Dispersions-Transportgleichung in strukturierten Böden oftmals zu einer wesentlich verbesserten Beschreibung von Transportvorgängen geführt.

Die Fähigkeit eines Modells, Phänomene zu beschreiben, ist aber weder ein Beweis für seine Gültigkeit, noch für seine Brauchbarkeit. Stehen genügend Parameter zur Anpassung zur Verfügung, so ist es im allgemeinen möglich, auch Modelle, die auf falschen Annahmen beruhen, an beobachtete Daten anzupassen. Soll ein Modell einen Vorhersagewert haben, müssen die Modellparameter extrapolierbar sein. Soll ein Transportmodell darüberhinaus auch Einblick in die physikalischen Mechanismen gewähren, müssen die Modellparameter eine modellunabhängige physikalische Bedeutung haben und damit auch modellunabhängig messbar sein.

Angesprochen ist mit diesen Bemerkungen die Problematik des "splitting or lumping?" von Teilprozessen in Modellen. Übertriebenes "lumping" verdeckt die physikalische Bedeutung der Parameter und schränkt damit die Übertragbarkeit eines Modells ein, zu starkes "splitting" lässt ein Modell unüberblickbar werden und macht die Bestimmung einer allzu grossen Anzahl von Parametern erforderlich, von denen viele zudem häufig nur schwierig und ungenau zu erheben sind. Bei den Zwei-Regionen-Modellen ist insbesondere die Bestimmung der Austauschrate und der relativen Anteile der beiden Regionen problematisch (Schulin et al., 1989).

¹Fachbereich Bodenschutz, Institut für terrestrische Ökologie, ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich

²Fachbereich Bodenphysik, Institut für terrestrische Ökologie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich

Gegenstand dieser Arbeit ist ein Vergleich der Ein- und Zwei-Regionen-Modelle MONOV und TRMONOV (Selim et al., 1987) in bezug auf ihre Brauchbarkeit, das Durchbruchverhalten von Calcium- und Magnesium-Kationen durch Bodenaggregat-Säulen a) zu beschreiben, b) vorherzusagen und c) Transportmechanismen zu identifizieren.

Material und Methoden

An gepackten Bodenaggregat-Säulen wurden bei Wassersättigung und einer gleichmässigen Durchflussrate von etwa zwei Porenvolumen pro Tag Durchbruchkurven für die Verdrängung von Calcium durch Magnesium bei variabler Totalkonzentration bestimmt (Schulin et al., 1989). Die Aggregate wurden durch Lufttrocknung und Siebung auf 2-4 mm Durchmesser aus zwei Waldböden, "Lägern" (B-Horizont einer leicht pseudovergleyten, lehmigen Parabraunerde) und "Abist" (A_h-Horizont einer basenreichen Braunerde über Gley) gewonnen. Zur Beschreibung der Durchbruchkurven wurden die beiden Modelle mit Hilfe einer modifizierten Version des Kurvenanpassungs-Programms CFITIM (van Genuchten, 1981) an die experimentellen Kurven angepasst. Um den Vorhersagewert der beiden Modelle zu vergleichen, wurde nur der erste Teil der Durchbruchkurven zur Parameter-Eichung angepasst und der weitere Verlauf extrapoliert. Zum Vergleich der physikalischen Validität der beiden Modelle wurden die Parameter durch unabhängige Versuche bestimmt oder im Falle des relativen Anteils von mobiler und immobilter Region geschätzt. Die Dispersivität wurde aus Tritium- und Chlorid-Durchbruchkurven bestimmt. Der Selektivitätskoeffizient für den Ionenaustausch zwischen Calcium und Magnesium wurde mit Schüttelversuchen und die Kationenaustauschkapazität durch Ammoniumacetat-Auszug bestimmt.

Resultate

Beide Modelle können die erhaltenen Durchbruchkurven für den Boden "Lägern" sehr gut anpassen, beim Boden "Abist" dagegen nur beschränkt. Namentlich das Überschreiten der Ausflusskonzentrationen unmittelbar nach vierfacher Erhöhung der Konzentration der zugegebenen Magnesiumlösung wird durch die Modelle nicht erfasst (Abb. 1a). Ein ähnliches Bild ergibt sich, wenn nur der erste Teil der Durchbruchkurven angepasst und der zweite extrapoliert wird (Abb. 1b). Bei unabhängiger Parameterbestimmung ergeben sich jedoch starke Abweichungen zwischen Beobachtung und Vorhersage und im Falle des Lägern-Bodens auch zwischen den Vorhersagen der beiden Modelle (Abb. 1c). Anfangs liefert das Ein-Region-Modell die bessere Simulation, insgesamt gibt jedoch das Zwei-Regionen-Modell die

erhaltenen Durchbruchkurven besser wieder. Die Diskrepanz zwischen Vorhersage und Beobachtung ist in erster Linie auf die Unterschätzung des effektiven Sorptionsvermögens durch die im Batchversuch bestimmte Kationenaustauschkapazität zurückzuführen.

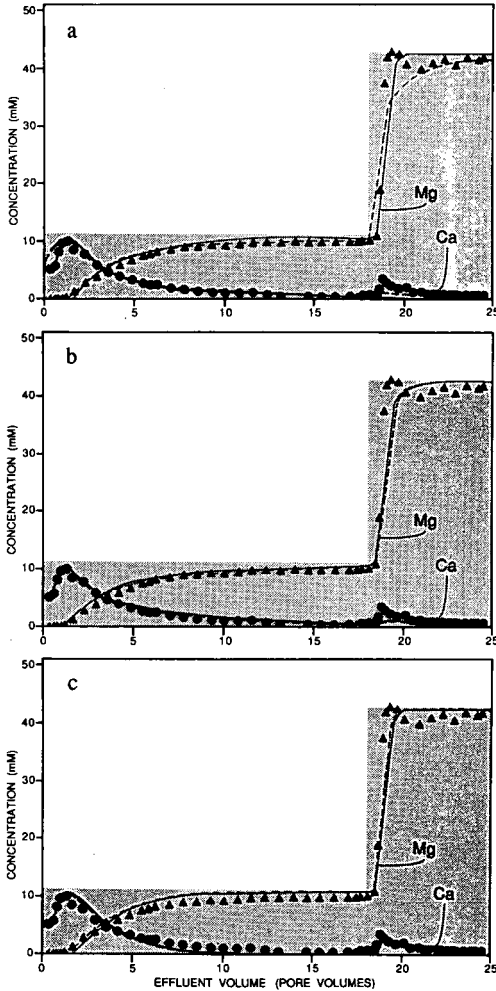


Abb. 1. Gemessene (Punkte) und simulierte (Ein-Region-Modell: durchgezogene Linien; Zwei-Regionen-Modell: unterbrochene Linien) Ausflusskonzentrationen von Magnesium und Calcium für "Abist"-Boden (grau: Input-Konzentration). Die Model-Parameter sind a) durch Anpassung an die gesamten Kurven, b) durch Anpassung an den ersten Abschnitt der Kurven und c) unabhängig bestimmt.

Schlussfolgerungen

Die erhaltenen Resultate sprechen dafür, dass im vorliegenden System "Ionen-austausch" der dominierende Retentionsmechanismus ist und dass die verwendeten Modelle diesen Mechanismus strukturell richtig wiedergeben. In bezug auf den Austausch zwischen Inter- und Intraaggregat-Lösung kann von der Annahme lokalen Gleichgewichts ("local equilibrium assumption") ausgegangen werden.

Dass bei den länger andauernden Säulenversuchen eine wesentlich grössere Sorptionskapazität wirksam wurde als bei den Schüttelversuchen, ist vermutlich darauf zurückzuführen, dass neben relativ raschen auch langsamere Austauschvorgänge stattfanden. Der Begriff "Ionenaustausch" ist in diesem Zusammenhang in einem allgemeinen stöchiometrischen Sinn zu verstehen, der sich nicht auf den klassischen Mechanismus einer schnellen Oberflächenreaktion beschränkt.

Beim Boden "Abist" hat sich im Überschiessen der Ausflusskonzentrationen nach der Erhöhung der Gesamtkonzentration der Lösung neben dem Ionenaustausch ein weiterer Mechanismus manifestiert, der in den verwendeten Transportmodellen nicht berücksichtigt ist. Dieser Effekt entspricht der Mobilisierung einer nahezu unverzögert verlagerungsfähigen Stofffraktion. Dies setzt Neutralisation der kationischen Ladung voraus. Es könnte sich mithin um die Verlagerung organisch komplexierter Kationen oder um partikelgebundenen Transport handeln.

Literatur

- Schulin, R., H. Flühler, R. Mansell, and H. M. Selim. 1986. Miscible displacement of ions in aggregated soils. *Geoderma*, 38: 311-322.
- Schulin, R., A. Papritz, H. Flühler, and H. M. Selim. 1989. Calcium and magnesium transport in aggregated soils at variable ionic strength. *Geoderma*, 44: 129-141.
- Schulin, R., A. Papritz, H. Flühler, and H. M. Selim. 1990. Parameter estimation for simulating binary homovalent cation transport in aggregated soils at variable ionic strength. *J. Contam. Hydrol.*, 7 (in press).
- Selim, H. M. R. Schulin and H. Flühler. 1987. Transport and ion exchange of calcium and magnesium in an aggregated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51: 876-884.
- van Genuchten, M. Th. 1981. Non-equilibrium transport parameters from miscible displacement experiments. Research Report no. 119. U.S. Salinity Laboratory, Riverside, Calif. 80 pp.
- van Genuchten, M. Th. and P. J. Wierenga. 1976. Mass transfer studies in sorbing porous media, I. Analytical solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40: 473-480.

Aufbau organo-mineralischer Komplexe und Aggregatbildung durch Regenwürmer *)

von

Frank Ziegler **)

Einleitung und Versuchsansatz

Die Bedeutung von Regenwürmern für den Aufbau organo-mineralischer Komplexe und die Bildung stabiler Aggregate wurde im **Laborversuch** überprüft. Hierzu erfolgte die **Inkubation von Buchenstreu und Gerstenstroh** ($n=5$) mit **künstlichem Bodenmaterial** (Gemenge aus Sand, Schluff, Ton, CaCO_3) über 446 Tage bei 20°C und 70% Wasserkapazität **In Gegenwart und Abwesenheit streufressender Lumbriciden**. Als Modellorganismus diente *Eisenia fetida* (SAV.). **Organo-mineralische Komplexe** wurden als Anteil der schweren organischen Dichtefraktion $1.6\text{-}2.4\text{ g cm}^{-3}$ an der Gesamtsubstanz quantifiziert. Berechnungs-Experimente auf einem Siebsatz von 2000, 630, 200 und $63\ \mu\text{m}$ Maschenweite erlaubten die Erfassung der aktuellen **Aggregatgrößen-Verteilung**.

Ergebnisse und Diskussion

Tab. 1 informiert über den Abbau der organischen Substanz (OS) von Buchenstreu und Gerstenstroh, sowie die Einbindung von OS und mineralischer Substanz (M) in organo-mineralische Komplexe (OMK). Im Verlauf von 446 Versuchstagen wurde die Buchenstreu **etwa zur Hälfte abgebaut**, Gerstenstroh ohne Regenwürmer auf $\frac{2}{3}$, mit *E. fetida* auf gut $\frac{1}{3}$ der Ausgangsmenge reduziert. Gleichzeitig war in den Streu-Varianten die Einbindung von bis zu **52%** (Stroh: **29%**) der gesamten mineralischen und bis zu **83%** (Stroh: **34%**) der gesamten organischen Substanz in OMK zu beobachten. Im allgemeinen verlief der **Aufbau von OMK In Gegenwart von Regenwürmern um 2-5mal intensiver als in ihrer Abwesenheit**.

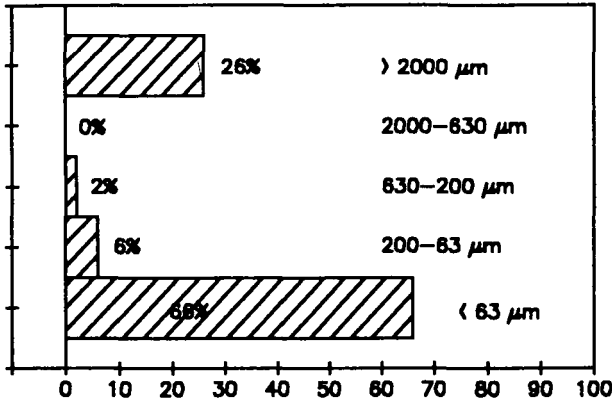
Abb. 1 illustriert die Verteilung der mineralischen Substanz der Buchenstreu-Varianten zu Beginn und bei Abbruch des Gefäßversuchs auf 5 Fraktionen unterschiedlicher (Äquivalent-) Durchmesser nach einem Berechnungs-Experiment. Entsprechend der Textur des verwendeten künstlichen Bodenmaterials verblieb der überwiegende Anteil anfangs (0 Tage) in der Fraktion $< 63\ \mu\text{m}$ (Schluff + Ton). Im Laufe des Experimentes war eine merkbare **Verschiebung des Korngrößen-Spektrums** (oder besser **Aggregatgrößen-Spektrums**) **zugunsten größerer Fraktionen** zu verzeichnen.

*) Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse ist an anderer Stelle vorgesehen.

**) Lehrstuhl für Bodenkunde und Bodengeographie, Universität Bayreuth, Postf. 101251, D-8580 Bayreuth.

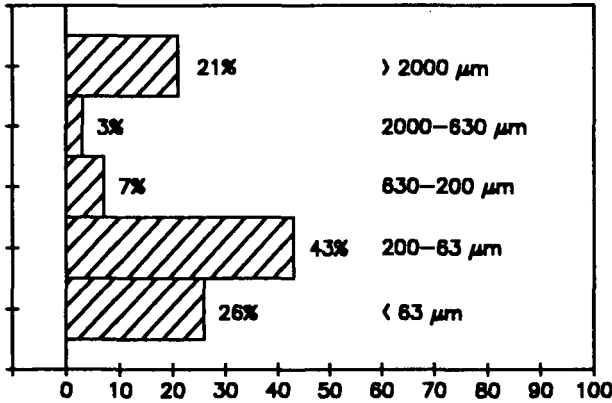
Tab. 1: Abbau der organischen Substanz (OS) und Einbindung von OS und mineralischer Substanz (M) in organo-mineralische Komplexe (OMK)

	Versuchsdauer (Tage)	OS (% von t ₀)	% - Anteil in OMK	
			OS	M
Buchenstreu + "künstl. Boden"	0	100.0 ± 1.1	0	12
	179	66.0 ± 4.0	4	17
	446	51.3 ± 1.4	17	22
Buchenstreu + "künstl. Boden" + Regenwürmer	0	100.0 ± 1.1	0	12
	179	55.0 ± 1.5	38	32
	446	51.0 ± 1.0	83	52
Gerstenstroh + "künstl. Boden"	0	100.0 ± 1.8	0	14
	179	83.4 ± 1.2	4	19
	446	67.3 ± 5.6	7	21
Gerstenstroh + "künstl. Boden" + Regenwürmer	0	100.0 ± 1.8	0	14
	179	69.5 ± 6.9	25	27
	446	35.3 ± 4.2	34	29



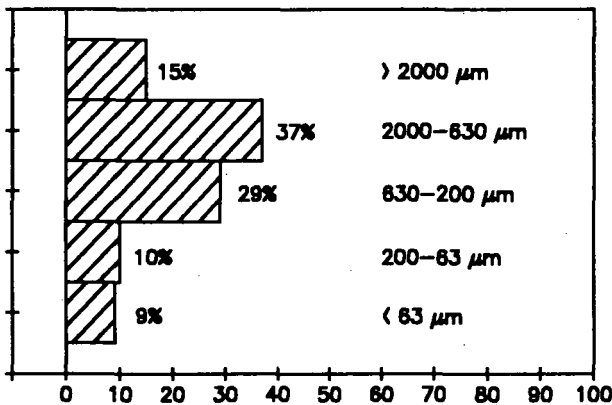
Buchenstreu +
"künstl. Boden"

0 Tage



Buchenstreu +
"künstl. Boden"

446 Tage



Buchenstreu +
"künstl. Boden" +
Regenwürmer

446 Tage

Abb. 1: Verteilung der mineralischen Substanz auf unterschiedliche Korngrößenklassen (%)

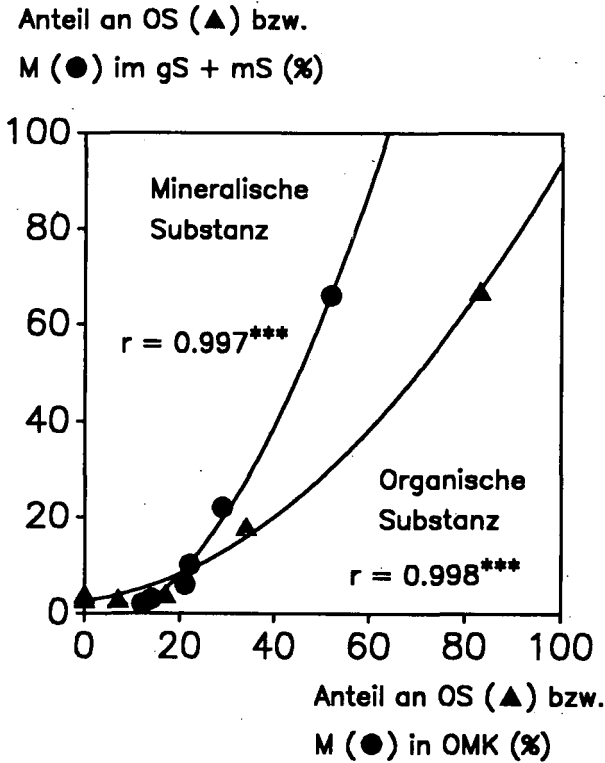


Abb. 2: Beziehung zwischen organo-mineralischen Komplexen und stabilen Aggregaten

"Grobsand + Mittelsand" (0.2 - 2 mm) vermochten am deutlichsten den Aufbau wasserstabiler Aggregate nachzuzeichnen. Nach 446 Tagen lagen im Falle von Streu und Stroh mit "künstl. Boden" ohne Regenwürmer 3-10%, **In Gegenwart von *E. fetida* etwa 5-10fach mehr**, nämlich 18-67% der gesamten organischen und mineralischen Substanz in der Fraktion "gS + mS" vor (keine Darstellung). **Abb. 2** verdeutlicht die **enge Beziehung zwischen** dem wachsenden Anteil an OMK (Dichtefraktion 1.6-2.4 g cm⁻³) einerseits **und** an **Aggregaten** des Durchmessers 0.2 - 2 mm andererseits im Laufe der Zersetzung und Humifizierung von Buchenstreu und Gerstenstroh mit mineralischem Substrat.

Schlußfolgerungen

Die vorliegende Laborstudie unterstreicht die große Bedeutung der Regenwürmer für den Aufbau organo-mineralischer Komplexe und die Bildung stabiler Aggregate. Die Tiere wirken auf lange Sicht wesentlich dem Humusschwund und Bodenabtrag entgegen, spielen also eine außerordentlich wichtige Rolle für Speicherung und Kreislauf von Kohlenstoff und Nährelementen.

Referate

Sitzung der Kommission VII:

BODENMINERALOGIE

Thema: Bodenminerale und Bodenentwicklung

4. - 6.10.1990

GÖTTINGEN

Zur Petrographie der Lockergesteinsdecken des östlichen Harzes

von
Altermann, M.⁺)

Im sachsen-anhaltinischen Anteil des Harzes erfolgten in den letzten Jahren umfangreiche quartärgeologische und bodenkundliche Untersuchungen, die auch weitere Erkenntnisse über die Zusammensetzung und den Aufbau der Lockergesteinsdecken erbrachten. Schwerpunkte der Untersuchungen waren die landwirtschaftlich genutzten Gebiete im Elbingeröder Komplex (Verbreitungsgebiet von Schalstein, Keratophyr, Massenkalk), des Tanner Zuges (Grauwacken, Grauwackenschiefer und Plattenschiefer) und der Harzgeröder Zone (Tonschiefer, Grauwacken, Diabase).

Im Untersuchungsgebiet sind im Hangenden der Festgesteine im wesentlichen dreigliedrige Lockergesteinsdecken entwickelt: an der Oberfläche befindet sich die Hauptdecke (geteilt in Mitteldecke und Zwischendecke) und über dem Anstehenden die Basisdecke. Diese genannten Einheiten können lithologisch unterschiedlich aufgebaut sein (Tab. 1).

Auf Kuppen und an stärker geneigten Hängen ist die Mitteldecke als Mittelschutt ausgebildet (\emptyset 30 Vol. % Grobskelett: über 20 mm Korndurchmesser; \emptyset 45 cm mächtig). Das Äquivalent des Mittelschutts auf Plateaus und an Flachhängen sowie in Talwannen ist Gebirgslöß (äolisch gebildetes, kryogen überprägtes Sediment mit kantigem Grobskelett unter 10 Vol. %; Verbreitung im Mittelgebirge; \emptyset 45 cm mächtig). Als eigenständige Lockergesteinsdecke zwischen Gebirgslöß und Basisdecke kommt auf Plateaus, an Flachhängen und in breiten Talwannen als unterer Teil der Hauptdecke die Zwischendecke vor, die überwiegend als Fließerde, und zwar als Löß-Fließerde (über 25 % Grobschluff), \emptyset 46 cm mächtig, entwickelt ist, jedoch gibt es auch Übergänge zum Zwischenschutt. Als Bildungen der Basisdecke dominieren Basisschutte, deren Skelettanteil zwischen 15 und 80 Vol. % gesteinsdifferenziert sowie reliefabhängig schwankt. Die Mächtigkeit streut zwischen 30 und 130 cm. Basisfließerden sind wenig verbreitet. In den Auen der größeren Wasserläufe und in schmalen Nebentälern sind an der Oberfläche Talsedimente und Auensedimente als Umlagerungsbildungen der Lockergesteinsdecken der Hochflächen verbreitet.

In der Korngrößenzusammensetzung bestehen zwischen den Lockergesteinsdecken markante Unterschiede. Nach dem Mittelwertvergleich für die Anteile der Kornfraktionen in den Lockergesteinsdecken ergeben sich statistisch gesicherte Unterschiede in den meisten Fällen für alle Fraktionen, in einigen für 6 von 8 Kornfraktionen. So sind beispielsweise die Unterschiede für fU, T zwischen Mittelschutt und Gebirgslöß, für fS, gU zwischen Gebirgslöß und Zwischenfließerde, für fU bzw. mU, T beim Vergleich von Zwischenfließerde und Basisschutt bzw. Basisfließerde nicht gesichert. Neben den Körnungsunterschieden werden hiermit auch die Beziehungen zwischen den Deckengliedern deutlich. Gleiche Schlüsse kann man auch aus dem Vergleich der Schwankungsbreite der Mittelwerte von Kornquotienten ziehen (Tabelle 2).

⁺) Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Landwirtschaftliche Fakultät, Institut für Standortkunde und Agrarraumgestaltung, Weidenplan 14, Halle, 0-4020

Tabelle 1: Übersicht zur Vertikalabfolge der Lockergesteinsdecken in landwirtschaftlich genutzten Gebieten des östlichen Harzes in Abhängigkeit von Relief und Grundgestein

H o c h f l ä c h e n							T ä l e r						
Reliefposition		Kuppen, Hänge > 5...6		Flachhänge, Plateaus		Plateaus, Flachhänge, Talwannen		Nebentäler		Auen			
Locker- gesteinsdecke	Profilausprägung	Normalprofil	Abweichung vom Normalprofil	Normalprofil	Abweichung vom Normalprofil	Normalprofil	Abweichung vom Normalprofil	wichtigste Normalprofile, ohne Zuordnung zu lithostratigraphischen Einheiten					
	Hauptdecke	Mitteldecke	Mittelschutt	Mittelschutt-schleier	Gebirgslöß	Gebirgslöß-schleier	Gebirgslöß	kolluvial überpr. Gebirgslöß	Talsediment	Talsediment	Auen-sediment	Schotter	
Zwischendecke						Zwischenfließ- erde Zwischenschutt	nur Reste vorhanden						
Basisdecke		Basis-schutt	fehlend	Basis-schutt Basis-fließerde	fehlend	Basis-schutt Basis-fließerde	fehlend	Basis-schutt Basis-fließerde	Basis-schutt	Basis-schutt	Basis-schutt		
anstehendes Gestein		Tonschiefer / Grauwacke Diabas Keratophyr / Schalstein		Tonschiefer / Grauwacke Diabas Keratophyr / Schalstein Rotliegend- / Oberkarbon-sedimente		Tonschiefer / Grauwacke Kalkstein (Keratophyr / Schalstein)		anstehendes Gestein					
Deckschichtentypen		Schuttdeckentyp		Gebirgslöß - Basisdeckentyp						Talsedimenttyp		Auensedimenttyp	
		N 2	N 1	GöBn 2 GöBf 2	Gö 1	GöBn 3 GöBf 3	Gö 2	T 1	T 3	T 2	A1, A2		

Abb. 1: Schwermineral-
führung der Lockergesteins-
decken und von Festge-
steinen des östlichen
Harzes

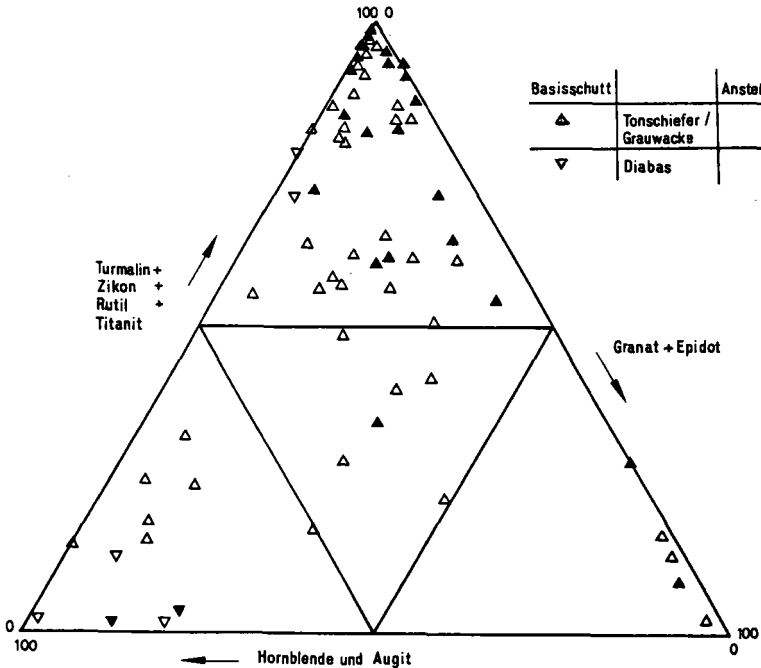
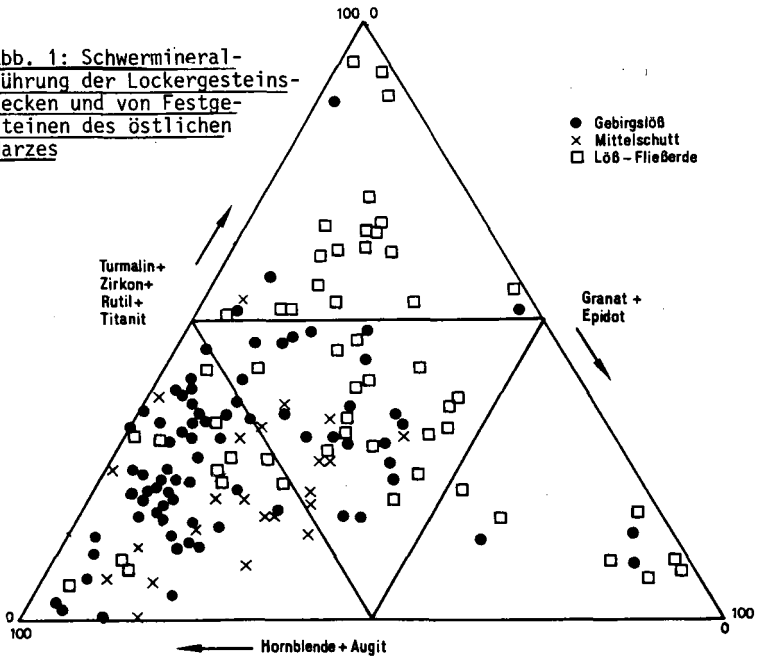


Tabelle 2: Schwankungsbereich der Mittelwerte von Kornquotienten für verschiedene Lockergesteinsdecken

Lockergesteinsdecke	Kornquotienten			
	fS/gS	mS/fS	gU/mS	gU/mU
Mittelschutt	0,3 - 2,6	1,0 - 1,5	3,0 - 6,0	1,2 - 2,3
Gebirgslöß	0,3 - 2,6	0,5 - 2,7	2,5 - 30,0	1,0 - 2,3
Zwischenfließerde	0,4 - 3,5	0,4 - 1,5	6,5 - 32,0	1,5 - 2,5
Basisschutt	0,4 - 7,0	0,8 - 2,1	0,6 - 8,0	1,1 - 2,2

Nach der Körnung setzen sich die Lockergesteinsdecken aus einem Lokalteil und einem Fremddanteil zusammen. Letzterer beschränkt sich im allgemeinen auf die Fraktionen gU, mU und fS. Der Lokalteil spiegelt sich in der Skelettkomponente (bei Schutten gesteins- und reliefabhängig) sowie im gS, mS und fU wider. Die ortsständige Prägung der Lockergesteinsdecken paust sich vom Anstehenden bis zur Oberfläche durch, jedoch schwächt sich dies mit zunehmender Mächtigkeit der Hauptdecke ab.

Auch die Schwermineraluntersuchungen bestätigen die vorgenommene lithologische Differenzierung der Lockergesteinsdecken (Abb. 1). Die Schwermineralführung der Basisdecken ist nicht einheitlich. Neben Basisdecken mit einem Schwermineralspektrum der anstehenden Gesteine kommen andere mit Fremdmineralien vor. Die Zwischendecke (Löß-Fließerde) nimmt hinsichtlich des Schwermineralspektrums eine Zwischenstellung von der Mitteldecke zur Basisdecke ein. Gebirgslöß und Mittelschutt weisen als lithofazielle Sedimente im wesentlichen gleichartige Schwermineralführung auf. Hohe Hornblendegehalte in den Mitteldecken deuten auf Fremdlob hin, da die hornblendeführenden Gesteine im Harz (z.B. Brockengranit) nicht die Schluffmengen geliefert haben können. Geringe Anteile von rotbrauner Hornblende (max. 3 rel. Korn-%) und Titanit in den Mitteldecken zeigen die allerödzeitlicher Tuffüberprägung der bereits weitgehend gebildeten Mitteldecken an. Die Schwermineralführung der Lockergesteinsdecken im Vertikalprofil läßt sowohl deutliche Beziehungen zum Anstehenden als auch Fremddanteile erkennen (Beispiel Abb. 2). Die Ergebnisse der Körnungsanalysen werden hiermit bestätigt.

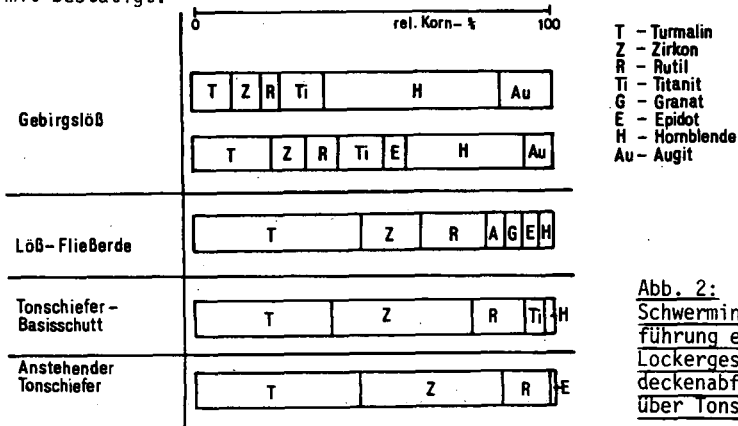


Abb. 2: Schwermineralführung einer Lockergesteinsdeckenabfolge über Tonschiefer

Literatur: ALTERMANN, M.: Standortkennzeichnung landwirtschaftlich genutzter Standorte des östlichen Harzes. - Diss. B, Univ. Rostock, 1985.

**Die Mineralbestimmung in der Schlufffraktion
von Böden mit Hilfe der temperaturgesteuerten
Karl-Fischer-Titration**

von

Dultz, S.*¹⁾ und Graf von Reichenbach, H.*²⁾

Einleitung

Wenn über Silikatverwitterung von Böden gearbeitet wird, steht die Tonfraktion häufig im Mittelpunkt des Interesses. Um die Umsetzungen in dieser Fraktion zu verstehen, ist es wichtig, die Mineralnachlieferungen aus gröberen Fraktionen zu kennen. Typischer Mineralbestand von Schlufffraktionen vieler Ausgangsgesteine sind die Minerale Quarz, Feldspat, Muskovit, Biotit, Vermiculit und Kaolinit. Im Gegensatz zu den Gerüstsilikaten enthalten die Schichtsilikate erhebliche Mengen an Kristallwasser. Mit Hilfe der temperaturgesteuerten Karl-Fischer-Titration können die H₂O- und Hydroxylgehalte von Mineralen und Gesteinen bestimmt werden. Die Wasserfreisetzung ab bestimmten Temperaturen korreliert mit den Gehalten an Dreischichtsilikaten in Proben der Schlufffraktionen von Böden.

Material und Methoden

Die Untersuchungen erfolgten an Reinmineralen unterschiedlicher Herkünfte. Das Verfahren wurde an Bodenproben, die einer Parabraunerde aus weichselzeitlichem Geschiebelehm (Profil Siggen) entnommen wurden, angewendet. Aus den Bodenproben wurden die organische Substanz durch H₂O₂-Behandlung, die Carbonate mit einer Natrium-Acetat-Pufferlösung und die Eisenoxide nach der Dithionit-Citrat-Methode entfernt und die Korngrößenfraktionen der Schlufffraktionen 2-6, 6-20 und 20-60 µm durch Sedimentation gewonnen. Die Elementgehalte wurden durch RFA-Analysen, die Fe²⁺-Gehalte nach der Permanganat-Methode bestimmt. Um das Entwässerungsverhalten der Minerale zu charakterisieren, wurden TG-Kurven aufgenommen. Zur Berücksichtigung des bei der Oxidation von zweiwertigem oktaedrischem Eisen freiwerdenden Wasserstoffes (WONES et al., 1971) und als wesentlich zeitsparenderes Verfahren wurde die temperaturgesteuerte Karl-Fischer-Titration (LINDNER und RUDERT, 1969, FARZANEH und TROLL, 1977) zur Bestimmung des Kristallwassers verwendet.

*¹⁾ Inst. f. Bodenkunde, Universität Hannover,
Herrenhäuser Str. 2, 3000 Hannover 21

Ergebnisse und Diskussion

In Abb. 1 sind die TG-Aufnahmen von drei Korngrößenfraktionen der Schlufffraktion von einem Muskovit (Herkunft Spittal) zu sehen. Die Aufheizrate beträgt 5 °C/min. Der theoretische Gehalt an Kristallwasser für Muskovit beträgt 4,5 %. Der steilere Kurvenverlauf bei 600 °C der Fraktion 2-6 µm weist darauf hin, daß die Dehydroxilierung in dieser Fraktion bei niedrigeren Temperaturen beginnt.

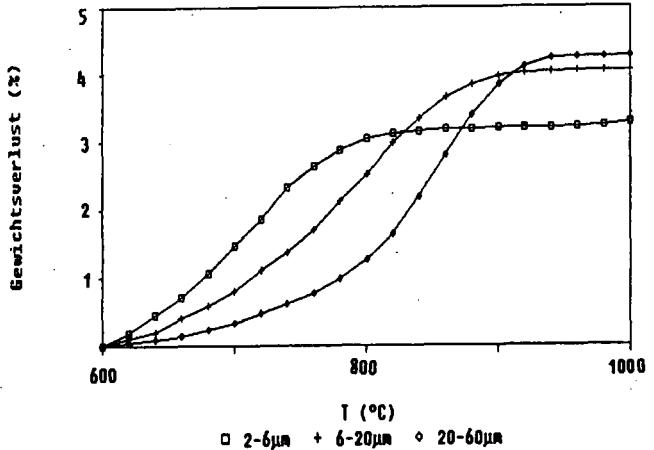


Abb.1: TG-Messungen Muskovit Spittal

Die TG-Kurve vom Kaolinit Rosenthal (Abb.2) zeigt, daß das Reaktionsratenmaximum bei 520 °C liegt. Somit ist die Temperatur von 600 °C geeignet, die Entwässerung von Muskovit und Kaolinit zu trennen.

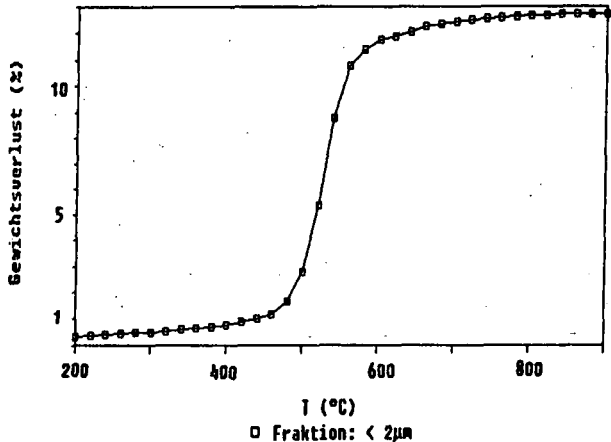


Abb.2: TG-Messung Kaolinit Rosenthal

Die Ergebnisse der TG-Messungen sind auf die temperaturgesteuerte Karl-Fischer-Titration nur bedingt übertragbar. Wegen der Aufheizrate von 100 °C/min, der besseren Wärmeübertragung, der geringeren

Probeneinwaage und des perkolierenden Argonstroms ist der Wasserpartialdruck über der Probe bei der temperaturgesteuerten Karl-Fischer-Titration verändert und die Geschwindigkeit der Entwässerung beeinflusst. Um die Entwässerung von Kaolinit und Muskovit zu trennen, wird bei diesem Verfahren die Temperatur beim Aufheizvorgang zehn Minuten lang bei 550 °C konstant gehalten. Die Wasserfreisetzungen von Muskoviten der Grobschlufffraktion sind am größten (Abb. 3).

Fraktion (μm)	Spittal	Weißdorf	St.Leonhard	Schwarzenbach	Puy de Dome
2-6	3,09	2,60	2,41	2,78	2,97
6-20	3,98	3,59	3,87	3,68	3,79
20-60	4,30	4,40	4,60	4,43	4,23

Abb. 3: Wasserfreisetzungen von Muskoviten ab 550 °C (g/100g)

Die auftretenden Wassergehaltsdifferenzen zwischen den drei verwendeten Korngrößenfraktionen der Muskovite lassen sich auf eine Korngrößenabhängigkeit der Wasserabgabe zurückführen. Die Varianz in der Wasserfreisetzung ist in der Feinschlufffraktion am größten. Unterschiedliche Korngrößenverteilung innerhalb einer Korngrößenfraktion ist die Ursache. Nach den Bestimmungen an Reinmineralen können Wasserfreisetzungen aus Muskoviten von 2,8 % für die Feinschluff-, 3,8 % für die Mittelschluff- und 4,4 % für die Grobschlufffraktion angenommen werden.

Differenzen in den Wasserfreisetzungen können durch die unterschiedlichen Fluoridgehalte der Minerale erklärt werden. Die Fluoridgehalte von Reinmineralen und Bodenproben sind durch entsprechende Analysen zu bestimmen (BLANCHE, 1970).

Die Wasserabgabe ab 550 °C für Kaolinit wurde mit 0,8 %, die für Feldspäte mit kleiner 0,02 % und für Quarz mit weniger als 0,01 % bestimmt. Für die Endglieder der Mischkristallreihe Phlogopit-Annit ergeben sich theoretische Wassergehalte von 4,3 bzw. 3,5 %.

Für die Schlufffraktionen der Parabraunerde (Profil Siggen) ergeben sich folgende Wasserfreisetzungen ab 550 °C (Abb. 4).

Frakt. (μm)	Horizont					
	Ah	Al	Bt1	Bt2	Ct	C
2-6	0,62	0,63	0,80	0,91	0,87	0,90
6-20	0,34	0,33	0,42	0,47	0,45	0,51
20-60	0,12	0,13	0,16	0,22	0,20	0,21

Abb. 4: Profil Siggen, Wasserfreisetzungen der Schlufffraktionen ab 550 °C (g/100g)

Da die Wasserfreisetzungen größtenteils den Dreischichtsilikaten zugeordnet werden können, liegt eine Abnahme dieser Minerale im oberen Profilbereich vor. Aus den Mg- und Fe²⁺-Gehalten der Schlufffraktionen können die Gehalte an Phlogopit und Annit errechnet werden. Diese sind für die untersuchten Bodenproben gering. Ebenso die Gehalte an Kaolinit, die über quantitative IR-Spektroskopie bestimmt wurden.

Unter Berücksichtigung der Gehalte an Phlogopit, Annit und Kaolinit ergeben sich folgende Gehalte an Muskoviten (Abb. 5).

Frakt. (µm)	Horizont					
	Ah	A1	Bt1	Bt2	Ct	C
2-6	19	19	22	27	27	28
6-20	7	7	9	10	10	11
20-60	2	2	2	4	4	4

Abb. 5: Profil Siggen, Gehalte an Muskovit in den Schlufffraktionen (g/100g)

In den oberen Bodenhorizonten liegen deutliche Abreicherungen an Muskovit vor.

Zusammenfassung

In den Schlufffraktionen von Bodenproben können die ab bestimmten Temperaturen freigesetzten Wassermengen größtenteils dem Kristallwasser der Dreischichtsilikate zugeordnet werden. Bei der temperaturgesteuerten Karl-Fischer-Titration ist eine isotherme Stufe von 550 °C geeignet, die Entwässerung des Kaolinitis von der Wasserfreisetzung der Dreischichtsilikate zu trennen. Schlufffraktionen verschiedener Horizonte eines aus gleichmäßig zusammengesetztem Ausgangsmaterial entstandenen Bodenprofils zeigen eine deutliche Abnahme der Gehalte an Dreischichtsilikaten im oberen Profilbereich.

Literatur

- BLANCHE, L. INGRAM, 1970: Determination of fluoride in silicate rocks without separation of aluminium using a specific ion electrode, Anal. Chem., Vol. 42, No. 14, 1825-1827
- FARZANEH, A., TROLL, G., 1977: Quantitative Hydroxyl- und H₂O-Bestimmungsmethode für Minerale, Gesteine und andere Festkörper, Fresenius Z. anal. Chem., 287, 43-45
- LINDNER, B., RÜDERT, V., 1969: Eine verbesserte Methode zur Bestimmung des gebundenen Wassers in Gesteinen, Mineralen und anderen Festkörpern, Z. Anal. Chem., 248, 21-24
- WONES, D.R., BURNS, R.G., CAROLL, B.M., 1971: Stability and properties of synthetic annite, Am. Geophys. Union Trans., 52, 369

**Bildung und Kristallinität von Kaolinit in der mesozoisch-tertiären
Verwitterungsdecke des Rheinischen Schiefergebirges**

P. Felix-Henningsen¹⁾

1. Einleitung

In bodenkundlichen Untersuchungen werden dioctaedrische Minerale der 7 Å-Gruppe meist zusammenfassend mit dem Begriff "Kaolinit" belegt. Dahinter kann sich eine Reihe von verschiedenen Mineralen (Kaolinit, Halloysit, Dickit, Nacrit) mit unterschiedlichen Struktureigenschaften verbergen. Im Röntgendiagramm können sie nach Lage und Intensität der Nebenreflexe, insbesondere zwischen 4,5 und 3,5 Å, identifiziert werden. Außerdem lassen sich durch ihre unterschiedliche Temperaturbeständigkeit Dickit (> 600°C) und Kaolinit (< 550°C) voneinander unterscheiden.

Kaolinite werden weiter in strukturell geordnete und fehlgeordnete Varietäten untergliedert. Letztere sind die typischen Kaolinitneubildungen in Böden, Saprolitzonen und Sedimenten. Als Folge der Fehlordnung im Kristallgitter sind in Röntgendiagrammen nur die Basisreflexe bei 7,2 Å (001), 3,58 Å (002) und 2,39 Å (003) ausgebildet. Durch Aufweitung mit Dimethylsulfoxid (DMSO) können die fehlgeordneten Kaolinite weiter klassifiziert werden (s. RANGE et al. 1969, LAGALY 1981). Diese stark polare organische Verbindung drängt sich zwischen die Silicatschichten, die durch elektrostatische Anziehung zwischen den O-Atomen der Tetraeder und den OH-Gruppen der Oktaeder zusammengehalten werden. Die DMSO-Moleküle bilden eine Zwischenschicht, die die aufgeweiteten Silicatschichten in einem Basisabstand von 11,2 Å fixiert (Abb.1).

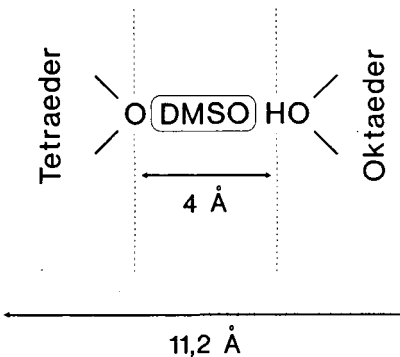


Abb.1: Aufweitung einer Silicatschicht von Kaolinit durch DMSO-Moleküle

Alle strukturell gut geordneten Kaolinite sowie Kaolinite mit der sog. b-Achsen-Fehlordnung (s. BRINDLEY 1961, BAILY 1963, RANGE et al. 1969) können mit DMSO auf 11,2 Å aufgeweitet werden. Nur die fehlgeordneten Kaolinite vom Typ der sog. Fireclay-Minerale reagieren nicht mit DMSO und zeigen damit eine "Einlagerungsfehlordnung" (RANGE et al. 1969). Aufgrund fehlender systematischer Untersuchungen an kaolinitischen Böden und Verwitterungsdecken sind die

¹⁾ Institut f. Geographie, Robert-Koch-Str. 26, 4400 Münster

Milieubedingungen, die zur Entstehung von Fireclay-Mineralen führen, noch weitgehend ungeklärt. Daher wurde bei den mineralogischen Untersuchungen zur Kaolinitbildung in der mesozolsch-tertiären Verwitterungsdecke des Rheinischen Schiefergebirges der DMSO-Test durchgeführt.

Die Verwitterungsdecke untergliedert sich in zwei morphogenetischen Haupteinheiten (s. FELIX-HENNINGSSEN 1990). Unter dem einige Meter mächtigen tertiären Solum mit den Bodenhorizonten und Gefügebildung folgt ein bis zu 150 m mächtiger, zonierter, kaolinithaltiger Saprolit mit ungestörter Gesteinsstruktur, der gleitend in das unverwitterte Gestein übergeht.

2. Kaolinitisierung im Saprolit

Die unterdevonischen Schiefer weisen einen primären Mineralbestand aus Fe-Mg-Chlorit (ca. 30 Gew.%), Illit-Muskovit (ca.30 Gew.%) und Quarz (ca.40 Gew.%) auf. Die Tiefenverwitterung unter warm-humiden Klimabedingungen im Mesozoikum und Tertiär führte zur Neubildung von Kaolinit aus dem primären Fe-Mg-Chlorit der unterdevonischen Schiefer und Sandsteine. Zudem wurde ein Teil der illitischen Glimmerminerale kaolinitisiert. Der Muskovit überdauerte die Verwitterung weitgehend unbeschadet. Die Kaolinitisierung ging mit starken Massenverlusten des Gesteins (ca. 25 %, s. FELIX-HENNINGSSEN 1990) durch Auswaschung einher. Der Kaolinitgehalt des Saprolits beträgt in allen Tiefenzonen mit vollständiger Umwandlung des Chlorits konstant etwa 20 - 25 Gew.%. Die Korngröße der Mineralneubildungen liegt in der Grobton- und Schluffraktion - auch bei intensiver Dispergierung ergeben sich nur bis zu 10 Gew.% Feinton ($< 0,2 \mu\text{m}$).

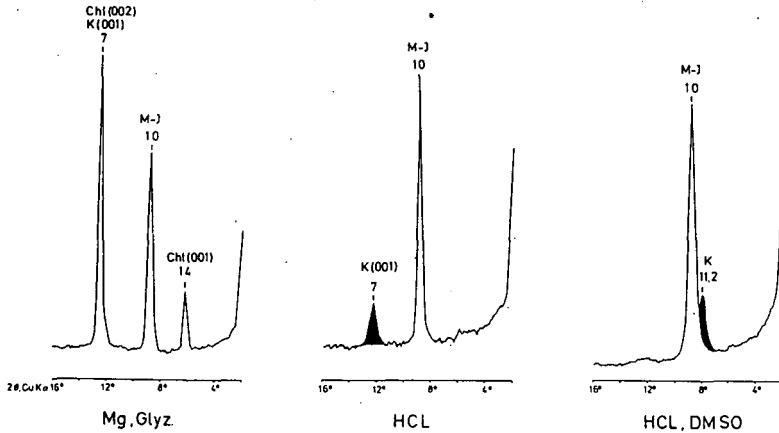


Abb. 2: Tonfraktion aus dem Saprolit der Verwitterungsbasis mit Chlorit und Kaolinit, Chloritzerstörung durch HCl und Aufweitung des b-Achsen fehlgeordneten Kaolinit auf 11,2 Å durch DMSO.

Bei DMSO-Behandlung der Gesamttionfraktion weiten 90 - 100 % der Kaolinite auf 11,2 Å auf und zeigen somit keine Einlagerungsfehlordnung. Aufgrund der fehlenden Reflexe zwischen 001 und 002 gehören diese 7 Å-Mineralite zum Typ der b-Achsen-fehlgeordneten Kaolinite. Innerhalb der einzelnen Zonen des Saprolits ergibt sich keine Differenzierung. Auch im Bereich der Verwitterungsbasis, die durch eine mehrere Meter breite Zone gekennzeichnet ist, in der Rest-Chlorit und neugebildeter Kaolinit (z.T. auch noch Smectit) nebeneinander auftreten (s. Abb.2) sind keine Fireclay-Mineralie anzutreffen. Dieses wird deutlich, wenn der primäre Chlorit durch 2 N HCl gelöst wird (Abb.2) und der zurückbleibende Kaolinit mit DMSO behandelt wird. Bei der Kaolinitisierung des Chlorits werden somit direkt die b-Achsen-fehlgeordneten Kaolinite gebildet. In den oberen Zonen des Saprolit nimmt der Fireclay-Mineralanteil nur sehr schwach zu.

3. Kaolinitisierung im Solum

Nach Erosionsphasen im Mesozoikum und Tertiär war der Saprolit das Ausgangsgestein des Solums. Das untersuchte Bodenprofil repräsentiert den Typ eines schwach ferrallitischen Rotplastosols (s. FELIX-HENNINGSEN & WIECHMANN 1985), dessen Profil differenzierung auf den Einfluß von Grundwasser mit erheblichen Spiegelschwankungen zurückgeht. Die Mineralgarnerit des Saprolits wurde in das Solum übernommen, durch Mineralumwandlung verändert und durch Mineralneubildungen ergänzt. In den Bodenhorizonten wurden vor allem die im Saprolit verbliebenen muskovitischen Glimmer von unten nach oben fortschreitend in Kaolinit umgewandelt. Die Mineralneubildung führte zu einem Anstieg der Kaolinitgehalte bis auf ca. 80 Gew.% im Konkretionshorizont. Mit den Kaolinitgehalten einhergehend nimmt der Gehalt an Feinton in den Bodenhorizonten auf etwa 30 Gew.% zu.

Die DMSO-Behandlung der Gesamtonfraktion < 2 µm zeigt einen Anstieg des Anteils an Fireclay-Mineralen von weniger als 10 % im Saprolit auf über 80 % im Konkretionshorizont an der Summe der 7 Å-Minereale. Folglich ging die Neubildung von Fireclay-Mineralen mit der Kaolinitisierung des Muskovits und der Feintonbildung einher. Wahrscheinlich wurden auch die bereits im Saprolit gebildeten b-Achsen-fehlgeordneten Kaolinite im Zuge kongruenter Kaolinitneubildung in Fireclay-Minereale überführt. Dafür sprechen die mikromorphologisch gut erkennbaren reinen Feintonakkumulationen in Gängen und Schrumpfrissen, die größer texturierte Aggregate umgeben und nicht auf eine Lessivierung zurückzuführen werden können.

In den Subfraktionen von 6 - 0,2 µm nimmt der Anteil an Fireclay-Mineralen im Solum zur Feintonfraktion hin sehr stark zu. Dagegen ist in der Feintonfraktion des Saprolits gegenüber den größeren Fraktionen nur eine schwache Zunahme zu verzeichnen. Das zeigt, daß das Auftreten der Fireclay-Minereale nicht von der Korngröße abhängt, sondern milieubedingt ist.

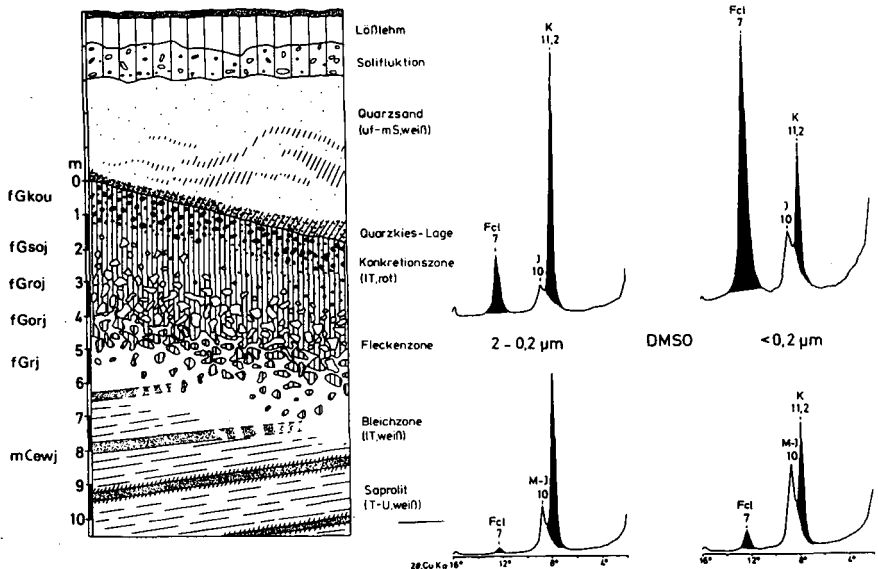


Abb.3: Präoligozäner Rotplastosol (Bengen/Eifel) und Röntgendiagramme der Tonfraktionen nach DMSO-Behandlung aus der Fleckenzone und dem Saprolit.

4. Genetische Interpretation

Nach Untersuchungen von RANGE et al. (1969) resultiert die Einlagerungsfehlordnung aus dem regellos im Kristallgitter erfolgten isomorphen Ersatz von Si durch Al in den Tetraedern. Dadurch

werden K^+ - und H^+ -Ionen in der Nachbarschaft der Tetraeder in die Zwischenschichten eingelagert. Sie führen hier zu Schichtverbiegungen und damit auch zu einer partiellen Verstärkung der Bindungskräfte zwischen den Silicatschichten. In jedem Fall werden die Zwischenschichten durch die eingelagerten Kationen blockiert, so daß eine Aufweitung mit DMSO nicht erfolgen kann. Auch wurde an Fireclay-Mineralen aus Ferrallithorizonten ein oktaedrischer Ersatz von Al durch Fe^{3+} festgestellt (HERBILLON et al. 1976). Durch den etwas größeren Ionenradius von Fe^{3+} sind offenbar die Bindungskräfte zwischen den Silicatschichten über eine Verkürzung der H-O - Bindungen so stark geworden, daß sie von den DMSO-Molekülen nicht mehr überwunden werden können.

Die bevorzugte Neubildung von Fireclay-Mineralen in den Horizonten des Paläobodens ist kennzeichnend für die gegenüber dem Saprolit veränderten Milieubedingungen. Im Saprolit fand die Kaolinitisierung der Chlorit-Mineralen unter mäßig sauren bis sauren Bedingungen im Grundwasserbereich statt. Die gleichzeitige Abfuhr von basischen Kationen und Fe^{2+} aus dem primären Chlorit hatte zur Folge, daß nur Al als Oktaederkation verblieb. In dem reduzierenden Milieu konnte kein isomorpher Ersatz durch Fe^{3+} erfolgen. Die Wassersättigung führte zur Entstehung relativ großer Kaolinit-Kristalle, meist in Form von Pseudomorphosen.

Im Solum dagegen führten die Grundwasserschwankungen als Folge eines wechselfeuchten Klimas zu einem Pedomilieu, das in den oberen Horizonten durch stärkere Versauerung und Desilifizierung geprägt war. Hinzu kamen Prozesse der Ferrolyse (s. AMBROSI et al. 1986) bei der Bildung von Fe-Oxiden, bei denen Kaolinit in der Konkretionszone gelöst wurde. Infolge kongruenter Kaolinitlösung wurde in tieferen Horizonten neugebildeter Kaolinit in feinen Kristallen ausgeschieden.

Eine zeitweilig geringe Si-Aktivität der perkolierenden Bodenlösung bei Grundwassertiefstand könnte zu einem verstärkten tetraedrischen Ersatz von Si durch Al in den sich neubildenden Mineralen geführt haben. Zum Ladungsausgleich standen K^+ -Ionen aus den verwitternden Glimmermineralen zur Verfügung.

Ebenfalls war hier ein isomorpher oktaedrischer Ersatz von Al durch Fe^{3+} -Ionen möglich, die durch Oxidation im Kapillarsaum des Grundwassers entstanden und letztlich zur Bildung der Fe-Oxide im Konkretions- und Fleckenhorizont führten.

Neben den pedogenetischen Aspekten untermauern die Ergebnisse dieser Untersuchungen paläopedologische und geomorphologische Ergebnisse. So belegt das Fehlen der Fireclay-Mineralen in den Graulehmen des Rheinischen Schiefergebirges, daß diese nicht das Solum der Verwitterungsdecke repräsentieren, sondern durch periglaziale Umlagerung aus dem Saprolit hervorgegangen.

Andererseits weisen Tonsedimente des Mitteltertiärs einen relativ hohen Anteil an Fireclay-Mineralen auf, da diese Sedimente die Abtragungsprodukte der älteren Böden darstellen.

5. Literatur

- AMBROSI, J.P., NAHON, D. & HERBILLON, A.J. (1986): The epigenetic replacement of kaolinite by hematite in laterite - petrographic evidence and the mechanisms involved. - *Geoderma*, **37**: 283 - 294.
- BAILEY, S.W. (1963): Polymorphism of the kaolin minerals. - *Am. Miner.*, **48**: 1196 - 1209.
- BRINDLEY, G.W. (1961): Kaolin, serpentine and kindred minerals. - In: BROWN, G. (Hrsg.): *The x-ray identification and crystal structures of clay minerals*, 51 - 131, Mineral. Soc. London.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. & WIECHMANN, H. (1985): Ein mächtiges autochthones Bodenprofil präoligozänen Alters aus unterdevonischen Schieferen der nordöstlichen Eifel. - *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, **148**: 147 - 158.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozolsch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge - Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. - *Relief, Boden, Paläoklima* **9**: 192 S., Borntraeger, Stuttgart.
- HERBILLON, A.J. & NAHON, D. (1988): Laterites and lateritization processes. - In: STUCKI, J.W., GOODMAN, B.A. & SCHWERTMANN, U. (Hrsg.): *Iron in soils and clay minerals*, S. 779 - 796, NATO ASI Series, Reidel Publ. Comp., Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo.
- LAGALY, G. (1981): Characterization of clays by organic compounds. - *Clay Miner.*, **16**: 1 - 21.
- RANGE, K.J.; RANGE, A. & WEISS, A. (1970): Fireclay type kaolinite or fireclay mineral? Experimental classification for kaolinite-halloysite minerals. - *Proc. Int. Clay Conf. Tokyo*, **1**: 3 - 13.

Zur Kinetik der Dehydratation von Vermiculiten

von

GORNY, A.*) und H. Graf von Reichenbach*)

Einführung

Die Wasserabgabe der silikatischen Dreischichttonminerale wie Vermiculit und Smectit erstreckt sich über den Temperaturbereich von ca. 30 °C bis ca. 850 °C. Die Entwässerung läßt sich in zwei Bereiche gliedern. Es wird eine Differenzierung zwischen dem Wasser, das bis 300 °C abgegeben wird, und dem Wasser, das bei Temperaturen größer als 500 °C abgegeben wird, vorgenommen. Im Temperaturbereich größer als 500 °C wird das Kristallwasser der Schichtsilikate, das in Form von OH-Ionen im Gitter vorliegt, freigesetzt. Die bis 300 °C abgegebenen Wassermengen werden nochmals unterteilt. Dabei wird zwischen dem Wasser auf den äußeren Oberflächen und Kanten des Minerals und dem Wasser, das in den Zwischenschichten der Vermiculite und Smectite als Hydratwasser gebunden ist, unterschieden.

Die Hydratations- oder Dehydratationsreaktionen von Mineralen werden als mehrstufige Reaktionen beschrieben und als heterogene Reaktionen bezeichnet (Brown, Dollimore, Galwey 1980). Die beobachtbaren Reaktionsschritte gliedern sich in eine Induktionsphase, eine Wachstums- oder Beschleunigungsphase und eine Bremsphase (Jacobs und Tompkins 1955). Die Reaktionsgeschwindigkeiten heterogener Reaktionen werden durch den langsamsten Teilschritt der Gesamtreaktion bestimmt (Jacobs und Tompkins 1955).

In Tabelle 1 sind die möglichen Zeitgesetze der einzelnen Reaktionsabschnitte als Funktion des Reaktionsgrades α zusammengefaßt. Untersucht wurde die Abgabe des Hydratwassers eines mit Sr-Ionen belegten eisenreichen trioktaedrischen Vermiculits und eines durch Oxidation mit H_2O_2 , dargestellten Sr-Oxivermiculits. Der Hydrationszustand der beiden untersuchten Sr-Vermiculite ist durch eine bimolekulare Wasserschicht im Silikatzwischenschichttraum gekennzeichnet. (Gorny und Graf v. Reichenbach 1989).

Material und Methoden

Das Dehydratationsverhalten des Sr-Vermiculits sowie des Sr-Oxivermiculits wurde mit Hilfe isothermer Dehydratationsexperimente untersucht.

Die isothermen Entwässerungskurven der bei 55% rel. Luftfeuchte vorgetrockneten Vermiculitproben wurden mit Hilfe einer simultanen TG/DTA gewonnen. Die Proben wurden gemäß des DTA-Meßprinzips gegen einen Al_2O_3 Standard gemessen. Während des Experiments konnten parallel der Gewichtverlust, das DTA-Signal und die Proben temperatur gemessen werden. Die Ofentemperatur wurde stufenweise in 10° Schritten erhöht. Im jeweiligen isothermen Bereich wurden Proben temperaturen solange konstant gehalten, bis kein weiterer Masseverlust zu beobachten war. Die Aufheizrate zwischen den einzelnen isothermen Haltepunkten betrug 20K/Minute.

*) Institut für Bodenkunde und Sonderforschungsbereich 173 der Universität Hannover, Herrenhäuser Str.2, 3000 Hannover 21

Tabelle 1: Zusammenfassung der möglichen Zeitfunktionen (nach Brown 1988).

$f(a) = kt$	
1. Beschleunigungsphase	
P 1 Potenzgesetz	$a^{1/n}$
E 1 Exponentialgesetz	$\ln a$
2. Sigmoid-Zeitgesetze	
A 2 Avrami-Erofe'ev	$[-\ln(1-a)]^{1/2}$
A 3 Avrami-Erofe'ev	$[-\ln(1-a)]^{1/3}$
A 4 Avrami-Erofe'ev	$[-\ln(1-a)]^{1/4}$
B 1 Prout-Tompkins	$\ln[a/(1-a)]$
3. Bremsphase	
3.1 geometrische Modelle	
R 2	$1-(1-a)^{1/2}$
R 3	$1-(1-a)^{1/3}$
3.2 Diffusionsmodelle	
D 1 eindimensional	a^2
D 2 zweidimensional	$(1-a)\ln(1-a)+a$
D 3 dreidimensional	$[-(1-a)^{1/3}]^{1/2}$
D 4 Ginstling-Bronshtein	$(1-2a/3)-(1-a)^{2/3}$
3.3 Reaktionsordnung	
F 1 erster Ordnung	$-\ln(1-a)$
F 2 zweiter Ordnung	$1/(1-a)$
F 3 dritter Ordnung	$[1/(1-a)]^2$

Ergebnisse

Die Abbildung 1 zeigt die Massenveränderungen der untersuchten Vermiculitproben während der jeweiligen konstanten Temperaturstufen über den Temperaturbereich von 20 - 160°C. Die als Treppen erscheinenden, gestrichelten Linien zeigen das theoretische Verhalten, das bei unendlich schneller Erhöhung der Proben temperatur von einer auf die nächste Temperaturstufe zu erwarten wäre (kein Gewichtsverlust während der Aufheizphase). Die durchgezogenen Kurven beschreiben das tatsächliche Verhalten des Mineralgewichts während der Aufheizphase auf die jeweilige Proben temperatur.

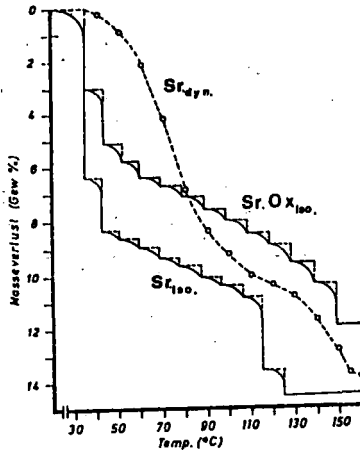


Abbildung 1: Darstellung der durch stufenweises Aufheizen erhaltenen TG-Kurven von Sr-Vermiculit und Sr-Oxidvermiculit

Die erste Hauptentwässerungsstufe des Sr-Vermiculits und des Oxivermiculits wird bei 35 °C beobachtet. Die Gewichtsverringerung fällt bei dem Sr-Oxivermiculit wesentlich geringer aus. Im Temperaturbereich von 45 °C bis 105 °C zeigen die beiden unterschiedlichen Sr-belegten Vermiculite während der verschiedenen isothermen Haltephasen das gleiche Entwässerungsverhalten. Das zweite Entwässerungsmaximum des Sr-Vermiculits wird bei einer Temperatur von 115°C beobachtet. Als Folge der Oxidation des Minerals kann eine Verschiebung der zweiten Dehydratationsstufe 146°C beobachtet werden. Das auftretende Einschwingen der Massenveränderung in die isotherme Entwässerungsphase läßt eine kinetische Auswertung nur auf den Hauptentwässerungsstufen zu. Da die Entwässerung der Probe schon vor dem Beginn des isothermen Reaktionsbereichs einsetzt, kann sich eine kinetische Auswertung solcher isotherm gewonnener Meßkurven nicht über den gesamten Verlauf einer zu beobachtenden Massenverluststufe erstrecken (vergl. Abb.1). Die Bestimmung der Zeitabhängigkeitsfunktionen beschränkt sich auf einzelne Ausschnitte der beobachteten Hauptentwässerungsstufen. Um eine Unterscheidung der verschiedenen Zeitfunktionen vornehmen zu können wurde die Methode der reduzierten Zeitkurven verwendet (Sharp et al. 1966).

Die folgenden Abbildungen 2 und 3 zeigen eine Gegenüberstellung von berechneten und experimentell ermittelten Umsatzgraden der ersten bzw. der zweiten Hauptentwässerungsstufe des mit Sr-Ionen belegten Vermiculits und Oxivermiculits.

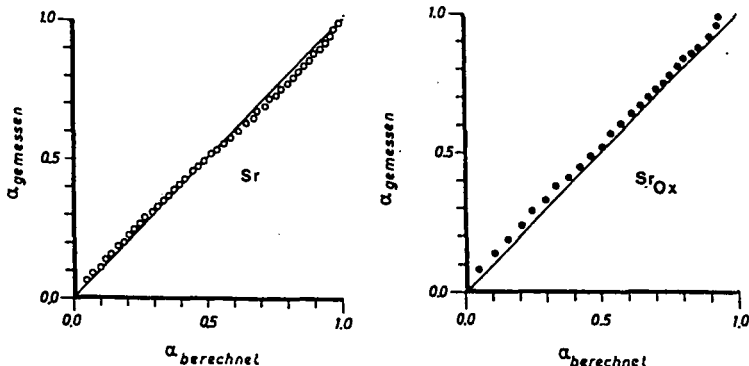


Abbildung 2: Gegenüberstellung der berechneten - und gemessenen Reaktionsgrade

-erste Hydratationstufe-

Abbildung 2 zeigt die Ergebnisse der Gegenüberstellung der ersten Dehydratationstufe des Sr-Vermiculit und Sr-Oxivermiculits. Die Berechnung des theoretischen Reaktionsverlaufs wurde mit dem rechnerischen Ansatz des Modells R2 vorgenommen. In beiden Fällen konnte eine hinreichend genaue Übereinstimmung der berechneten mit den gemessenen Umsatzgraden α erreicht werden. Die Abbildung 3 zeigt eine Gegenüberstellung der berechneten und gemessenen Reaktionsgrade der zweiten Hauptentwässerungsstufe von Sr-Vermiculit und Sr-Oxivermiculit.

Die erste Hauptentwässerungsstufe des Sr-Vermiculits und des Oxivermiculits wird bei 35 °C beobachtet. Die Gewichtsverringerung fällt bei dem Sr-Oxivermiculit wesentlich geringer aus. Im Temperaturbereich von 45 °C bis 105 °C zeigen die beiden unterschiedlichen Sr-belegten Vermiculite während der verschiedenen isothermen Haltephasen das gleiche Entwässerungsverhalten. Das zweite Entwässerungsmaximum des Sr-Vermiculits wird bei einer Temperatur von 115°C beobachtet. Als Folge der Oxidation des Minerals kann eine Verschiebung der zweiten Dehydratationsstufe 146°C beobachtet werden. Das auftretende Einschwingen der Massenveränderung in die isotherme Entwässerungsphase läßt eine kinetische Auswertung nur auf den Hauptentwässerungsstufen zu. Da die Entwässerung der Probe schon vor dem Beginn des isothermen Reaktionsbereichs einsetzt, kann sich eine kinetische Auswertung solcher isotherm gewonnener Meßkurven nicht über den gesamten Verlauf einer zu beobachtenden Massenverluststufe erstrecken (vergl. Abb.1). Die Bestimmung der Zeitabhängigkeitsfunktionen beschränkt sich auf einzelne Ausschnitte der beobachteten Hauptentwässerungsstufen. Um eine Unterscheidung der verschiedenen Zeitfunktionen vornehmen zu können wurde die Methode der reduzierten Zeitkurven verwendet (Sharp et al. 1966).

Die folgenden Abbildungen 2 und 3 zeigen eine Gegenüberstellung von berechneten und experimentell ermittelten Umsatzgraden der ersten bzw. der zweiten Hauptentwässerungsstufe des mit Sr-Ionen belegten Vermiculits und Oxivermiculits.

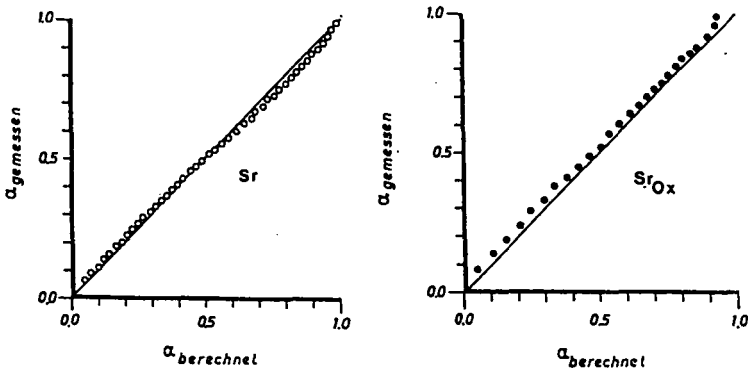


Abbildung 2: Gegenüberstellung der berechneten - und gemessenen Reaktionsgrade

-erste Hydratationstufe-

Abbildung 2 zeigt die Ergebnisse der Gegenüberstellung der ersten Dehydratationstufe des Sr-Vermiculit und Sr-Oxivermiculits. Die Berechnung des theoretischen Reaktionsverlaufs wurde mit dem rechnerischem Ansatz des Modells R2 vorgenommen. In beiden Fällen konnte eine hinreichend genaue Übereinstimmung der berechneten mit den gemessenen Umsatzgraden α erreicht werden. Die Abbildung 3 zeigt eine Gegenüberstellung der berechneten und gemessenen Reaktionsgrade der zweiten Hauptentwässerungsstufe von Sr-Vermiculit und Sr-Oxivermiculit.

Die Berechnung der Reaktionsgrade α wurde wieder mit dem rechnerischen Ansatz des Modells R 2 durchgeführt. Der verwendete Berechnungsansatz R 2 ergibt für die zweite Hauptentwässerungsstufe des nicht oxidierten Sr-Vermiculits wieder eine gute Übereinstimmung mit den gemessenen α -Werten.

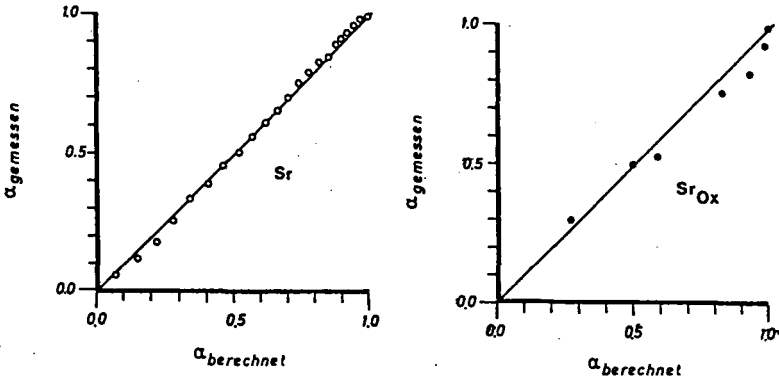


Abbildung 3: Gegenüberstellung der berechneten - und gemessenen Reaktionsgrade

-zweite Hauptentwässerungsstufe-

Die mit dem gleichen Ansatz berechneten Reaktionsgrade der zweiten Hauptentwässerungsstufe des Sr-Oxivermiculits zeigen deutliche Abweichungen zum Ende der Reaktion.

Das zu dem Ansatz R2 passende Modell sieht vor, daß eine äußerst kurze Induktionsphase, unmittelbar durch die Bildung einer geschlossenen Reaktionsgrenzfläche beendet wird. Eine Beschleunigungsphase, kann deshalb nicht beobachtet werden.

Die Reaktionsgeschwindigkeit wird allein durch die Geschwindigkeit des Vorranschreitens der Reaktionsgrenzfläche bestimmt.

Literaturverzeichnis

1. Brown, W.E.; Dollimore, D.; Galway, A.K.: Reactions in the Solid State; in Comprehensive Chemical Kinetics 1980; Vol. 22, p. 41 - 113,; ed. by Bamford C.H. und Tipper, C.F.H.
2. Brown, M.E.: Reaction kinetics from thermal analysis. in: Introduction to Thermal Analysis 1988, p. 127-151
3. Gorny, A.; Graf von Reichenbach, H.: Bonding of interlayer water in vermiculites as influenced by the state of oxidation of structural iron. Z. Krist. 1989 vol. 189 p.95-98
4. Jacobs, P.W.M.; Tompkins, F.C.: Classification and Theory of Solid Reactions; in Chemistry of the Solid State 1955, p. 187-212 ed. by W.E. Garner

Einfluß des Mineralkörpers auf den mikrobiellen Kohlenstoffumsatz in unterschiedlich versauerten Böden eines Buchenwaldes

R.G. Jörgensen^{*)}, V. Wolters^{**)} und B. Meyer^{*)}

Einleitung

Die Pedogenese im humiden Klima Mitteleuropas ist geprägt durch den Prozeß der Versauerung, d.h. der Auswaschung von Kationen und ihr Ersatz durch Protonen, sowie durch den damit verbundenen Verlust von organischer Substanz aus dem Mineralkörper. Die Zeit zur Beobachtung eines pedogenetischen Prozesses, wie der Versauerung, ist sehr kurz im Vergleich zu dessen Dauer. Um dennoch Hypothesen für den Zusammenhang zwischen Versauerung und C-Gehalt des Bodens entwickeln zu können, haben wir Böden untersucht, die bei gleichen pedogenetischen Faktoren (Klima, Topographie, Vegetation, Zeit) aufgrund des Ausgangsmaterials kleinräumig unterschiedlich entwickelt und versauert sind (Meiwes & Beese, 1988). Dabei wollen wir den Fragen nachgehen, (1) welche Parameter in dem untersuchten Buchenwald die kleinräumigen Unterschiede des mineralischen Bodenkörpers charakterisieren, (2) welche dieser Parameter einen entscheidenden Einfluß auf die Aktivität und Biomasse der Bodenmikroflora zeigen und (3) in welche Richtung sich der mikrobielle C-Umsatz in Abhängigkeit von der Versauerung verändert.

Material und Methoden

Böden: Proben von 6 Böden aus der Tiefe 0-10 cm wurden dem Göttinger Wald entnommen. Die Probenahmeflächen befinden sich in einer Höhe von 400 bis 420 m über NN. Die mittlere Jahrestemperatur ist 7.9 °C, die mittlere Niederschlagsmenge 720 mm. Das Grundgestein ist Unterer Muschelkalk (Wellenkalk). Die Buchenbestände (*Fagus sylvatica* L.) sind 100 bis 130 Jahre alt (Joergensen & Meyer, 1990). Eine Serie von 3 Böden wurde in einem Areal von 100 m² am sog. "Treppenweg" entnommen. In diesem Areal prägt der Lösungsrückstand des Kalksteins die Bodenbildung. Die 3 Böden lassen sich der Morphosequenz Rendzina → Terra fusca zuordnen. Die 3 anderen Böden wurden einer Fläche bei "Klein Lengden" entnommen, wo Löss-Einwehung die Bodenbildung z.T. stark beeinflusst. Die Daten zum Kalkstein entstammen der Arbeit von Jörgensen (1987). Die Böden sind Grundlagen von weitergehenden biologischen Untersuchungen und Experimenten (Wolters & Joergensen 1990a/b). **Korngröße:** Pippett-Verfahren nach H₂O₂-Oxidation; **pH-Wert:** in H₂O oder 0.1 mol/l KCl, Boden:Lösung 1:2.5; **Carbonat-C:** gasvolumetrisch; **effektive KAK:** nach Perkolatation mit 0.1 mol/l BaCl₂, pH(H₂O) < 7 ungepuffert, pH(H₂O) > 7 gepuffert mit 5% Tri-Ethanolamin; **austauschbare Kationen:** AAS; **Gesamt-C und -N:** gaschromatographisch nach Verbrennung; **Biomasse C:** CHCl₃-Fumigations-Extraktionsmethode, C im Extrakt nach UV-K₂S₂O₈-Oxidation durch IR-Detektion (Wu *et al.*, 1990); **CO₂-Produktion:** 21 d Inkubation der Böden im Brutschrank bei 10 °C, Auffangen des gebildeten CO₂ in NaOH, Rücktitration mit Standard-HCl (Messungen alle 2 Tage).

Ergebnisse

Die Tongehalte der 3 Böden vom "Treppenweg" sind fast identisch und auch die Verteilung der Schluff-Fraktionen ist relativ homogen (Tab. 1). Gegenüber der

*) Institut für Bodenwissenschaften, von-Siebold-Str. 4, 3400 Göttingen

**) II. Zoologisches Institut, Abteilung Ökologie, Berliner Str. 28, 3400 Göttingen

Korngrößenzusammensetzung des Kalkstein-Lösungsrückstandes ist der Tongehalt dieser Böden schon wesentlich niedriger und der Grobschluffgehalt höher. Der Tongehalt der Rendzina aus "Klein-Lengden" ist durch eine größere Lössbeimengung sehr niedrig, ist aber immer noch deutlich höher als der in den beiden Braunerden, in denen Schluff (insbesondere Grobschluff) dominiert (Tab. 1).

In den beiden Rendzinen liegt die Trockendichte bei 0.5 g cm^{-3} (ohne Kalksteine $> 2 \text{ mm}$) und steigt zur Terra fusca hin auf 1.0 g cm^{-3} (Tab. 1). In beiden Braunerden befindet sich die Trockendichte mit 0.9 g cm^{-3} deutlich unter den Werten von Ackerböden.

Tabelle 1. Tiefe, Trockendichte und Textur

	Tiefe des Profils cm	Trockendichte g cm^{-3}	Sand		Schluff		Ton
			2000-63 μm	63-20 μm % Summe	20-6.3 μm Sand + Schluff + Ton	6.3-2 μm	$> 2 \mu\text{m}$
Saure Braunerde II	88	0.86	1	45	30	10	14
Saure Braunerde I	42	0.93	1	36	27	11	25
Rendzina KL	10	0.47	2	22	21	20	35
Rendzina TW	14	0.49	2	11	19	21	47
Terra fusca Rendzina	22	0.68	2	14	19	18	47
Terra fusca	34	1.09	1	18	20	16	45
Zwischenschichten des Kalksteins $< 2 \text{ mm}$			3	5	18	19	55
Lösungsrückstand des Kalksteins ^a $> 2 \text{ mm}$			0	2	16	22	60

^a im Kalkgestein $> 2 \text{ mm}$ befinden sich 7.2% nicht-carbonatische Bestandteile, im gesamten Schichtverband ca. 14%

Tabelle 2. Bodenchemische Kenndaten

	pH(KCl)	pH(H ₂ O)	Carbonat-C ^B mg g ⁻¹ Boden	KAK	Austauschbares	
					Na+K+Mg meq kg ⁻¹ Boden	Ca
Saure Braunerde II	3.8	5.0	0.00	63	4	33
Saure Braunerde I	3.6	4.8	0.00	90	8	40
Rendzina KL	6.6	7.5	0.84	359	11	348
Rendzina TW	7.3	8.3	3.03	364	17	347
Terra fusca Rendzina	7.2	8.2	3.51	324	15	309
Terra fusca	4.2	5.8	0.14	194	12	157

^a 98.74% CaCO₃; 1.09% MgCO₃; 0.15% FeCO₃; 0.02% MnCO₃

Der pH(H₂O)-Wert der 6 Böden liegt zwischen 4.8 und 8.3, der pH(KCl)-Wert ist ca. 1 pH-Stufe niedriger (Tab. 2). Aufgrund der geringen Reaktivität der verbliebenen Kalksteinbröckchen liegt der pH-Wert der Terra fusca trotz eines geringen Carbonatgehaltes unter pH(H₂O) 6. In den 3 Rendzinen liegt die effektive KAK über 300 meq kg⁻¹ Boden, in der Terra fusca unter 200 meq kg⁻¹ und den beiden Braunerden unter 100 meq kg⁻¹ (Tab. 2). Der Ca-Anteil an der KAK liegt in der Terra fusca bei 81% und in den beiden Braunerden bei 44 bzw. 52%.

Die 6 Böden haben einen Corg-Gehalt zwischen 31 und 97 mg C g⁻¹ Boden (Tab. 3). Dieser ist positiv korreliert mit pH, KAK sowie austauschbarem Ca und negativ mit der Trockendichte (Tab. 4). Am besten korreliert der Corg-Gehalt mit dem austauschbaren Ca aufgrund der besseren Differenzierung im Bereich $> \text{pH}(\text{H}_2\text{O}) 7$. In den 4 Böden aus Kalkstein-Lösungsrückstand nehmen die Corg/Nt-

Quotienten mit sinkendem Corg-Gehalt ab (Tab. 3). In den 2 Braunerden sind die Corg/Nt-Quotienten wesentlich höher.

Der Gehalt an mikrobieller Biomasse variiert zwischen 0.7 und 1.5 mg C g⁻¹ Boden (Tab. 3). Er geht ebenso wie Corg mit dem Verlust an austauschbarem Ca zurück. Da dieser Rückgang nicht so ausgeprägt ist wie bei Corg, steigt der Quotient C-Biomasse/Corg mit sinkendem Gehalt an austauschbarem Ca (Tab. 3).

In allen 6 Böden werden ähnliche Mengen an CO₂ produziert (CO₂-C d⁻¹ g⁻¹ Boden). Bezogen auf den unterschiedlichen Gehalt an Corg, steigt jedoch die C-Mineralisationsrate mit abnehmendem Gehalt an austauschbarem Ca beträchtlich. Der metabolische Quotient qCO₂ (mg CO₂-C h⁻¹ g⁻¹ Biomasse C) liegt zwischen 1.4 und 2.4 (Tab. 3) und steigt ebenfalls mit sinkendem Gehalt an austauschbarem Ca.

Tabelle 3. C in der organischen Substanz, Corg/Nt-Quotienten, C in mikrobieller Biomasse sowie physiologische Parameter (CO₂-Produktionsrate, C-Mineralisationsrate, qCO₂)

	Corg mg g ⁻¹ Boden	Corg/ Gesamt-N	Biomasse C		CO ₂ -Produk- tionsrate	C-Minerali- sationsrate	qCO ₂
			mg g ⁻¹ Boden	µg g ⁻¹ Corg	mg CO ₂ -C d ⁻¹ g ⁻¹ Boden	mg CO ₂ -C d ⁻¹ g ⁻¹ Corg	mg CO ₂ -C h ⁻¹ g ⁻¹ Biomasse-C
Saure Braunerde II	31.7	14.8	0.70	22.1	0.041	1.29	2.4
Saure Braunerde I	31.3	13.6	0.83	26.5	0.043	1.38	2.2
Rendzina KL	96.6	13.1	1.52	15.7	0.053	0.55	1.4
Rendzina TW	83.3	13.0	1.20	14.4	0.049	0.59	1.7
Terra fusca Rendzina	64.0	12.5	1.17	18.3	0.045	0.70	1.6
Terra fusca	44.8	12.0	0.82	18.3	0.048	1.06	2.4

Tabelle 4. Korrelationsmatrix von Bodenparametern, sowie Aktivitäts- und Biomasse-Parametern der Mikroflora

	Raumdichte (trocken)		pH(H ₂ O)	KAK	Austausch- bares Ca			C-Min.- rate	
	Ton				bares Ca	Corg	Biomasse-C	rate	qCO ₂
Profiltiefe	0.56	-0.82*	-0.77	-0.88*	-0.85*	0.80	-0.82*	0.80	0.78
Raumdichte (trocken)		-0.28	-0.78	-0.57	-0.80	-0.88*	-0.87*	0.83*	0.90*
Ton			0.78	0.89*	0.76	0.57	0.50	-0.71	-0.49
pH(H ₂ O)				0.88*	0.97**	0.86*	0.81	-0.96**	-0.85*
effektive KAK					1.00***	0.94**	0.90*	-0.99***	-0.87*
Austauschbares Ca						0.95**	0.90*	-0.99***	-0.88*
Corg							0.96**	-0.96**	-0.88*
Biomasse-C								-0.91*	-0.95**
C-Mineralisationsrate									0.87*

* p < 0.05; ** p < 0.01; *** p < 0.0001 (siehe Tabellen 1-3 für Einheiten)

Diskussion

Da im Göttinger Wald die pedogenetischen Faktoren Klima, Topographie, Vegetation und Zeit weitgehend identisch sind (Unterschiede in der Krautschicht und der Durchwurzelungstiefe bleiben hier unberücksichtigt), hängt der mikrobielle Umsatz der organischen Substanz in hohem Maße von Bodenbedingungen ab. Trockendichte, pH-Wert, KAK und Gehalt an austauschbarem Ca haben sich als wichtige Einflußgrößen herausgestellt.

Die Tiefe des Profils über der Frostschuttdecke ist ein Maß für die Akkumulation von mineralischem Material. Die relativ enge Korrelation der Tiefe mit Parametern, wie dem Gehalt an austauschbarem Ca und Biomasse-C, zeigt, daß die Akkumulation von mineralischem Material vor und während der Bodenbildung die pedogenetischen Prozesse ganz entscheidend prägt. Die Abnahme der Menge an organischer Substanz, die durch Ca an der Oberfläche des Mineralkörpers gebunden werden kann, führt zu einer Verdichtung des Bodens (Morphosequenz Rendzina → Terra fusca). Der damit verbundene Verlust an schnell-drainierenden Makroporen in den obersten Zentimetern des Bodens verhindert eine schnelle Abfuhr des Niederschlags und beschleunigt damit die Auswaschung von Ca (durch besseren diffusiven Ausgleich mit der Bodenlösung der Mikroporen). Wir haben es hier mit einem sich selbst verstärkenden Prozeß zu tun. Für eine genaue Analyse dieses Vorgangs muß natürlich die Strukturbildung aus Kotaggregaten von Regenwürmern berücksichtigt werden (vgl. Wolters & Joergensen, 1990b).

Die Bildung von stabilen Kotaggregaten ist eine der auffallendsten Wechselwirkungen von mineralischem Material, organischem Substrat und Organismen. Die Bildung und Stabilität dieser Aggregate läßt mit zunehmender Versauerung nach, aber auch auf mikrobieller Ebene kommt es zu charakteristischen Veränderungen. Wir konnten zeigen, daß sich mit steigendem Grad der Versauerung die C-Verfügbarkeit des Humuskörpers erhöht und der metabolische Quotient der Mikroflora zunimmt. Der relativ geringe Gehalt an organischer Substanz in versauerten Böden läßt sich so durch eine ineffiziente Nutzung der im Boden nur gering stabilisierten mikrobiellen Metabolite erklären.

Die unterschiedlichen C/N-Verhältnisse in den 3 versauerten Böden weisen auf unterschiedliche pedogenetische Prozesse hin (Thoele & Meyer, 1978), langsame Versauerung in der Terra fusca (sehr niedriger C/N-Quotient) und sehr schnelle in den beiden Braunerden (sehr weites C/N-Verhältnis). Die Tatsache, daß sich dennoch ein eindeutiger Zusammenhang zwischen Versauerungsprozeß und der Wirkung der Mikroflora auf den C-Gehalt des Bodens herstellen läßt, unterstreicht die generellen Schlußfolgerungen unserer Untersuchungen.

Literatur

- Jörgensen R.G. 1987. Flüsse, Umsatz und Haushalt der postmortalen organischen Substanz und ihrer Stoffgruppen in Streudecke und Bodenkörper eines Buchenwald-Ökosystems auf Kalkgestein. *Göttinger Bodenkundliche Berichte* **91**, 1-409.
- Joergensen R.G. & Meyer B. 1990. Chemical change in organic matter decomposing in and on a forest Rendzina under beech (*Fagus sylvatica* L.). *Journal of Soil Science* **41**, 17-27.
- Thoele R. & Meyer B. 1978. Bodengenetische und ökologische Analyse eines Repräsentativ-Areals der Göttinger Muschelkalkschiele als landschaftsökologische Planungsgrundlage. *Göttinger Bodenkundliche Berichte* **59**, 1-230.
- Meiwes K.J. & Beese F. 1988. Ergebnisse der Untersuchung des Stoffhaushalts eines Buchenwaldökosystems auf Kalkgestein. *Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben* **B 9**, 1-142.
- Wolters V. & Joergensen R.G. 1991a. Microbial carbon turnover in beech forest soils at different stages of acidification. *Soil Biology & Biochemistry* **23**, (in press).
- Wolters V. & Joergensen R.G. 1991b. Effects of *Apporrectodea caliginosa* (Savigny) on microbial carbon turnover in beech forest soils at different stages of acidification. *Soil Biology & Biochemistry* **23**, (in press).
- Wu J., Joergensen R.G., Pommerening B., Chaussod R. & Brookes P.C. 1990. Measurements of soil microbial biomass C by fumigation extraction - an automated procedure. *Soil Biology & Biochemistry* **22**, (in press).

Böden über ultrabasischem Gestein der gemäßigt feuchten Tropen Brasiliens, Teil 1: Mineralbestand

von

M. Kanig^{*)}, G. Friedrich^{*)} u. U. Pfisterer⁺⁺⁾

1. Einleitung: Die Einflußnahme verwitterungswirksamer Faktoren auf die Entwicklung tiefgründiger Böden über ultrabasischem Gestein wurde im Rahmen eines interdisziplinären DFG-Forschungsprojektes 1987-1990 im Bereich des Alkalikomplexes von Jacupiranga/Sao Paulo untersucht (Friedrich u. Kanig 1990) (Abb. 1). Nach der Klimaeinteilung von Köppen u. Geiger (1980) liegt das Arbeitsgebiet im Grenzbereich zwischen feucht-tropischem Af-Klima und dem warm gemäßigten Cf-Klima. Das rezente Klima ist mit 1600-1700 mm/a und einer Jahresmitteltemperatur von 21°C als gemäßigt tropisch-feucht zu bezeichnen (Tricart 1972).



Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes

Die mineralogisch/geochemischen Untersuchungen an lateritischen Verwitterungsdecken über weitgehend serpentinisiertem Dunit im Norden des Komplexes sollten folgende Fragen klären:

- stehen die mineralogischen Bodenmerkmale im Gleichgewicht mit der rezenten Bodendynamik oder lassen sie sich Paläoklimaten zuordnen ?
- sind die Böden in-situ gebildet oder umgelagert ?
- ist die Bodenzusammensetzung autochthon oder wurde sie durch Fremdmaterialeintrag beeinflusst ?

^{*)} Inst. f. Mineralogie u. Lagerstättenlehre an der RWTH Aachen, Wüllnerstr. 2, 5100 Aachen.

⁺⁺⁾ Inst. f. Pflanzenernährung und Bodenkunde, Olshausenstr. 40, 2300 Kiel 1.

Wesentliche Rückschlüsse hierzu lieferten :

- das spezifische Verwitterungsverhalten opaker Schwerminerale (Fraktion 63-200 µm) unter subaerischen und hydromorphen Bedingungen
- die chemische Zusammensetzung von chloritischem Vermiculit und Chlorit (Fraktion > 200 µm)
- die chemische Zusammensetzung von Ilmenit (Fraktion 63-200 µm)
- das Kathodenlumineszenzverhalten von Quarz.

2. Mineralbestand: Die lateritische Verwitterungsdecke über serpentinisiertem Dunit erreicht in flachen Kuppenbereichen Mächtigkeiten von über 80 m. Von unten nach oben werden drei Verwitterungshorizonte unterschieden: Saprolit, Silcrete und Laterit (Abb. 2).

Der Saprolit besteht vor allem aus Serpentin und beträchtlichen Gehalten an chloritischem Vermiculiten und Chlorit. Diese gut kristallisierten, relativ verwitterungsresistenten Minerale leiten ihre Entstehung aus Vermiculit ab, der wesentlicher Bestandteil von hydrothermal alterierten Serpentinergängen ist, welche den Dunitkörper netzartig durchsetzen. In die Zwischenschichten der Minerale werden zum Hangenden des Saprolits zunehmend Al, Ti und Ni eingebaut (Kanig et al. 1990). Der Einbau von Al erhöht die Stabilität der Chloritstruktur und belegt die Lösungszufuhr von Al.

Über dem Serpentin entwickelte sich ein bis über 30 m mächtiger Horizont mit Silcrete, da die bei der Serpentinlösung freigesetzte Kieselsäure nur unvollständig entfernt wurde. Die Ausscheidung von Kieselsäure aus Si-untersättigten, mäßig sauren Bodenlösungen erfolgt auch rezent in ausreichend oxidativen Grundwasserhorizonten, z.T. unter Beteiligung wenig kristalliner, frisch gefällter Fe-Hydroxide mit hohem Si-Adsorptionsvermögen (Kanig 1990). Aus zunächst amorphen, wasserreichen Silicamodifikationen bildet sich Quarz schrittweise durch Alterung.

Auch die Quarzgehalte des überlagernden, sehr homogenen Laterits sind eindeutig supergenen Ursprungs; die häufig einschlußreichen Kristalle und Kristallaggregate zeigen unter Kathodenbestrahlung keine Initiallumineszenz. Dagegen haben Quarze eines an den Dunitkörper angrenzenden Quarztrückens, der als potentiell Liefergebiet in Frage kam, eine intensive blauviolette Lumineszenz. Solche Kristalle wurden im Laterit nicht nachgewiesen.

Gegen eine Beeinflussung des Laterits durch laterale Stoffeinträge spricht auch die chemische Zusammensetzung von akzessorischen Ilmeniten mit Cr-Gehalten bis 0,8 Gew. % Cr₂O₃. Dieser Chemismus ist auf Ilmenite des Dunits bzw. der hydrothermal alterierten Serpentinergänge beschränkt. Ilmenite benachbarter Gesteinseinheiten mit anderen, jeweils sehr lithospezifischen Zusammensetzungen wurden nicht gefunden.

Mittlere Horizonte sehr tiefgründiger Lateritprofile enthalten neben Goethit auch Hämatit. Das (sub-)rezente Klima begünstigt die Bildung von Goethit und führt zu einer fortschreitenden Verbraunung der Profile.

Die geochemischen und mineralogischen Befunde belegen eine deszendente Verlagerung von Fe (und Mn), wodurch die stabileren sialischen Komponenten (Al, Si, Ti) eine zusätzliche Anreicherung erfuhren (Abb. 2).

Anhaltspunkte für eine ehemals stärkere Durchfeuchtung der Lateritprofile ergeben sich aus dem spezifischen Verwitterungsverhalten opaker Schwerminerale. In tieferen Laterithorizonten werden Ti-ärmere, ferromagnetische Chromspinelle mit niedrigen Cr/Fe-Verhältnissen um den Faktor 2-3 angereichert. In diesen Bereichen wurde deszendenter verlagertes Fe in Form zahlreicher goethitischer Konkretionen sekundär abgeschieden. Eisenhydroxidfällungen und Anreicherung genannter Chromspinelle ist rezent in stark durchströmten Grundwasserzonen zu beobachten. Dagegen sind Ti-reiche Chromspinelle im Grundwasserbereich instabil und werden weitgehend zerstört.

3. Schlußfolgerungen: Alle Bodenbestandteile leiten sich aus dem unterlagernden Dunit und den in ihm enthaltenen hydrothermal alterierten Serpentinadern ab. Die Böden sind daher autochthon und weitgehend in-situ gebildet worden. Silcretisierung erfolgt rezent unter gemäßigt tropisch-feuchten

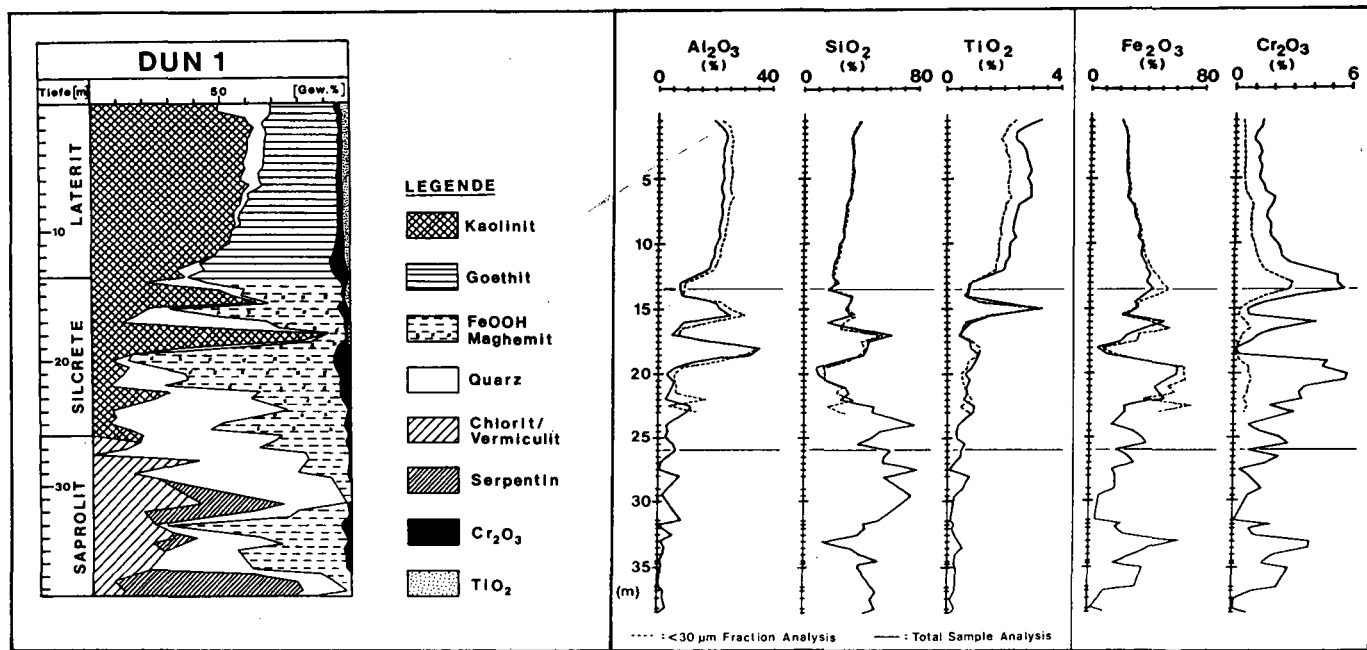


Abb. 2: Verteilung der RBA-nachweisbaren mineralischen Hauptkomponenten (links) und geochemischer Profile oxidischer Hauptgemengteile (rechts) in Profil DUN 1 über serpentinisiertem Dunit des Alkalikomplexes von Jacupiranga (Profile nach Friedrich et al., 1987).

Klimabedingungen. Die Mächtigkeit des Silcretehorizontes und seine sub-parallele Orientierung zur Geländetopographie implizieren, daß dieser Prozeß zeitgleich mit der Tieferlegung der Verwitterungsfront erfolgt und schon längere Zeit andauert. Im Gleichgewicht mit den (sub-)rezentem Klimabedingungen sind auch die hohen Gehalte an chloritischem Vermiculit und Chlorit des Saprolits. In feuchter tropischen Regionen wird ihre Bildung kaum beobachtet. Dagegen könnten die Hämatitgehalte Klimazeugen einer früheren, intensiveren tropischen Periode sein, die u. U. bis in das Alttertiär zurückreicht. Die ungewöhnlich hohen Gehalte an Si, Al, Ti, Zr und Nb des Laterits sind primär in den hydrothermal alterierten Serpentinergängen konzentriert. Eine zusätzliche Anreicherung erfuhren diese silicatischen Komponenten durch die deszendente Verlagerung von Fe (und Mn). Da die rezenten Bodenlösungen praktisch Fe-frei sind, könnte für die Verlagerung während einer pleistozänen pluvialen Klimaphase erfolgt sein. Insgesamt sprechen die Befunde also für eine polygenetische Entstehung der Profile unter wechselnden Klimaten.

Literatur:

- Friedrich, G. u. M. Kanig (1990): Chemische Verwitterungsprozesse unter warm-humiden Klimabedingungen seit dem ausgehenden Mesozöikum (Bundesstaat Sao Paulo/Brasilien. Abschlußbericht DFG-Forschungsvorhaben Fr 240/47-1/2, Inst. f. Mineralogie u. Lagerstättenlehre, RWTH Aachen, 72 S., unveröffentlicht.
- Friedrich, G., A. Marker, M. Kanig, A. Germann (1987): Mineral Prospecting and Geological Mapping in Laterite covered Areas of Brazil. BMFT Final Report, Inst. f. Mineral. u. Lagerstättenlehre, unveröffentlicht.
- Kanig, M. (1990): Lateritische Verwitterungsdecken im Bereich des Alkalkomplexes von Jacupiranga, Sao Paulo, Brasilien.- Diss., RWTH Aachen, 260 S.
- Kanig, M., G. Friedrich und W. Römer (1990): Chloritization and silcrete formation above serpentinized dunite and its (paleo-)climate implication for laterite genesis in the Jacupiranga Alkaline Complex (S.P.), Brazil. - Chem. d. Erde, Jena (In press).
- Köppen, W. u. R. Geiger (1980): In Blüthgen, J. u. Weischet, W.: Allgemeine Klimageographie.- 3. Aufl., De Gruyter, Berlin, New York.
- Tricart, J. (1972): The landforms of the humid tropics, forests and savannas. - Longman Group Ltd., London.

Böden über ultrabasischem Gestein der gemäßigt feuchten Tropen Brasiliens, Teil 2: Stoffdynamik

von

Pfisterer, U.^{*)}, H.-P. Blume^{*)} u. M. Kanig^{**)}

Fragestellung: Lateritische Böden sind stark mit Eisen angereichert. Sie gelten z.T. als Bildungen eines wärmeren Klimas (Valeton 1983). Geklärt werden sollte, ob und wie Ferrallitisierung und Lateritisierung über ultrabasischem Gestein unter heutigen Klimabedingungen ablaufen, und ob Eisen dabei relativ oder absolut angereichert wird. Hierzu sollten Wasser-, Luft- und Stoffdynamik eines tiefgründig verwitterten Oxisols und eines Inceptisols mit in 2,8 m Tiefe anstehendem Saprolit vergleichend untersucht werden.

Material und Methoden: Zwei Böden einer Catena (M1 und M2 in Abb. 1) über hydrothermal alteriertem serpentinisiertem Dunit (Kanig et al. 1990) wurden im Zeitraum von April '88 bis April '89 bis in Tiefen von 6 m Bodenlösung entnommen. Die Bodenlösungen wurden mit Saugkerzen in Zeitintervallen von 14 Tagen entzogen und chemisch untersucht. Wasserspannungen wurden mittels Tensiometern, Redoxpotentiale mit stationären Elektroden gemessen. Gleichzeitig wurden Freiland- und Traufniederschläge gesammelt und analysiert.

Klima: 1587 mm Niederschlag, 21,8°C Jahresdurchschnittstemperatur, potentielle Evapotranspiration: 1140mm (Carmargo 1972). Nach van den Berg et al. (1987) gibt es im Mittel der Jahre keinen Monat mit negativer Wasserbilanz.

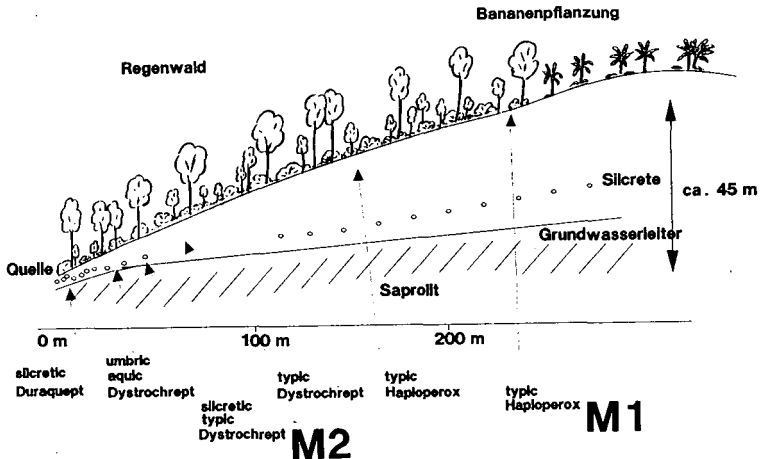


Abb. 1: Bodengesellschaft einer Catena über Dunit in SO-Brasilien.

Stoffdynamik: Im Untersuchungszeitraum kam es zu erhöhten **Wasserspannungen**, bedingt durch zwei untypisch lange Trockenperioden (Abb. 2).

+) Inst. f. Pflanzenern. u. Bodenkunde, Olshausenstr. 40, 23 Kiel
 **) Inst. f. Mineralogie und Lagerstättenlehre, a. d. RWTH Aachen, Wüllerstr. 2, 5100 Aachen

Während dieser Zeit kam es auch zu kapillarem Aufstieg aus dem Saprolit des Inceptisols. Im Mittel der Jahre wäre dies jedoch praktisch nicht der Fall.

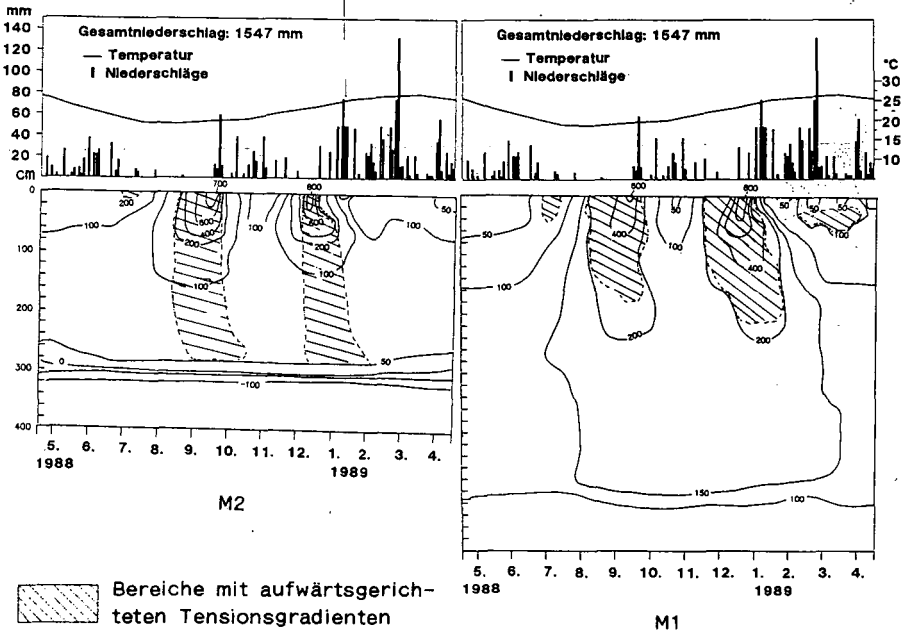


Abb. 2: Niederschlagsverteilung (jeweils zwei Tage zusammen), Mitteltemperatur (oben) und Wasserspannungen (in hPa) (unten) in M2 und M1.

Die Bodenlösungen unterhalb des Oberbodens waren mit 20-30 $\mu\text{S}/\text{cm}$ extrem elektrolytarm. Im Saprolit von M2 stiegen die Werte dagegen auf 120 $\mu\text{S}/\text{cm}$ an, was auf den relativ hohen Gehalt an gelöstem Magnesium und Silizium (vgl. Abb. 3 und 4) zurückzuführen ist.

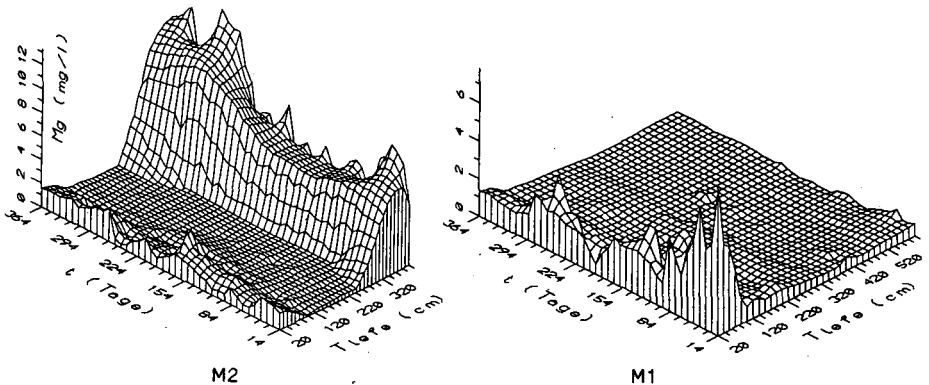


Abb. 3: Mg-Konzentration der Bodenlösung von M2 und M1.

Pro Jahr wird mit dem Wasser der perennierenden Quelle am Unterhang (vgl. Abb. 1), bei einem angenommenen Einzugsgebiet von ungefähr 1 ha, ca. 50 kg Mg und 115 kg Si aus dem Saprolit abgeführt. Die Berechnung schließt den Saprolit des Oxisols ein. Magnesium wird vollständig abgeführt, während Kieselsäure z. T. am Unterhang ausfällt ('silcretic' Duraquept).

Bei Niederschlägen von 1619 mm und einer angenommenen Sickerungsrate von ca. 400 mm (nach van den Berg et al. 1987), werden aus M1 und M2 werden ca. 1 kg Fe, 0,5 kg Si und ca. 1,5 kg Mg pro ha und Jahr ausgetragen.

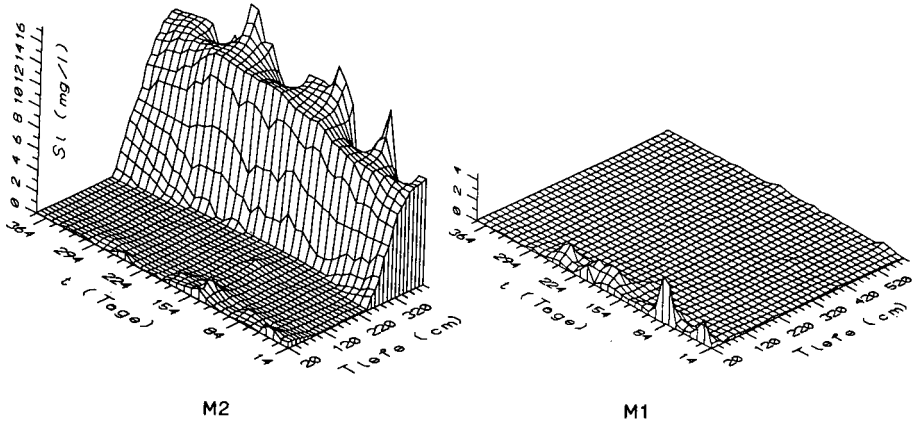


Abb. 3: Si-Konzentration in der Bodenlösung von M2 und M1

Die Eisenkonzentrationen (Abb. 5) lagen durchgehend deutlich unter 1 mg/l. Diese niedrigen Werte kennzeichnen auch den Saprolit des Inceptisols.

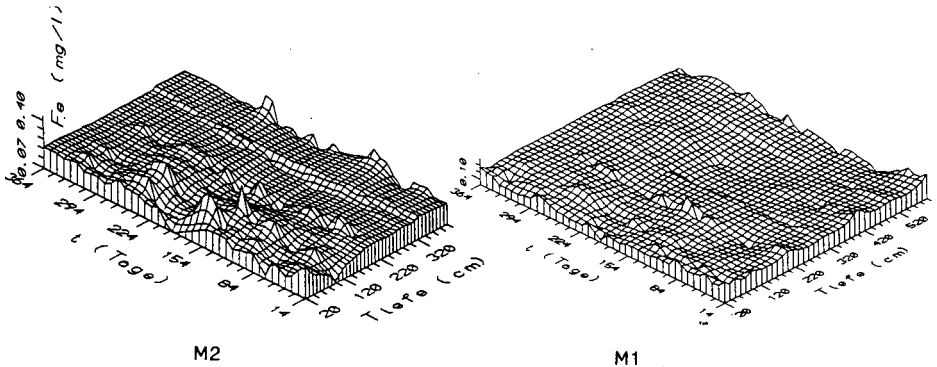


Abb. 5: Fe-Konzentration in der Bodenlösung von M2 und M1.

Die **Redoxpotentiale** lagen außer im Saprolit des Inceptisols über 400 mV (bezogen auf pH 7). Im Saprolit von M2 dagegen wurden Werte von 220-400 mV gemessen. Dies reichte jedoch nicht aus, um die Fe-Konzentration in der Bodenlösung zu erhöhen. Anhand der Bodenfarbe könnte ein Vorhandensein von FeII/FeIII-Mischkristallen vermutet werden. Die geringe Aktivität des Eisens ist anhand des weiten Fed/Feo -Verhältnisses erkennbar (Tab. 1).

Al und Mn lagen in der Bodenlösung nahe der Nachweisgrenze und werden daher nicht weiter behandelt.

Tab. 1: Oxalat- (Feo) und dithionitlösliches (Fed) Eisen, pH (CaCl₂) und Corg von M1 und M2

Dystrochrept (M2):

	cm	Feo*	Fed*	Feo/Fed	pH**	Corg%
Ah1	-2	1,8	48,3	0,04	-	3,8
Ah2	-20	1,5	66,3	0,02	5,6	1,7
Ahv	-30	1,4	54,0	0,03	5,3	1,4
Bv1	-92	1,9	34,1	0,05	5,4	0,7
Bmv	-220	1,1	102,9	0,01	5,8	0,7
Bv2	-275	2,4	89,0	0,03	-	-
Bv3	-500	1,4	57,2	0,02	6,9	-

Haploperox (M1):

	cm	Feo*	Fed*	Feo/Fed	pH**	Corg%
Ah1	-1	0,9	37,3	0,02	-	4,2
Ah2	-25	1,1	41,0	0,03	5,2	2,0
Bu1	-72	0,7	45,6	0,02	5,0	0,7
Bu2	-130	0,9	84,5	0,02	4,9	0,5
Bu3	-200	0,6	101,7	0,01	4,9	0,7
Bu4	-700	0,4	47,9	0,01	4,9	0,2

* mg/g Boden ** pH der Bodenlösung

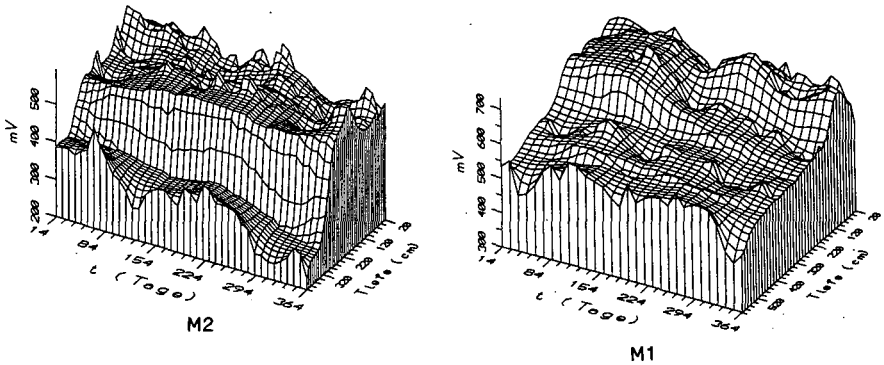


Abb. 6: Eh7-Werte der Böden M2 und M1.

Schlussfolgerungen: Der Inceptisol ist durch intensive rezente Verwitterung im Unterboden und starken Massenverlust hauptsächlich von Si und Mg gekennzeichnet. Die Bedingungen im Saprolit führen zu einer Residualanreicherung von Eisen, Aluminium und einigen Schwermineralen (vgl. Kanig et al. 1990). Kapillarer Aufstieg von Eisen dürfte kaum auftreten, es kommt vielmehr zu einem relativ geringfügigen Austrag von Fe. Anzeichen absoluter Anreicherung durch rezente Prozesse waren im gesamten Gebiet nicht festzustellen.

Vergleicht man die gegenwärtig ablaufenden stoffdynamischen Prozesse im Inceptisol mit den Eigenschaften des Oxisols, so zeigt sich pedogenetisch weitgehender Einklang zwischen heutiger Bodenbildung und vorhandenen Böden. Es ist damit festzustellen, daß die Lateritisierung eines ultrabasischen Gesteins auch unter den gemäßigt tropischen Klimabedingungen der Gegenwart stattfindet.

Literatur:

Berg, van den, M, I.F. Lepsch u. E. Sakal (1987): Solos de planícies Aluviais do Vale do Rio Ribeira de Iguape, S. P.: I. Padres de Distribuição. R. bras. Ci. Solo, Campinas, 111:305-313.- Carmargo, J.C.; Pinto, S.A.F. u. Tropmair, N (1970): Estudo fitogeográfico e ecológico da Bacia Hidrográfica Paulista da Ribeira. Univ. Sao Paulo, Biogeogr. 5. - Kanig, M., G. Friedrich und U. Pfisterer (1990): Böden über ultrabasischem Gestein der gemäßigt feuchten Tropen Brasiliens, Teil 1: Mineralbestand. Mittlgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellschaft, in diesem Band. - Valetton, I. (1984): Klimaperioden lateritischer Verwitterung und ihr Abbild in den synchronen Sedimentationsräumen. Z. dt. geol. Ges 134:413-452.

Die Bildung von Tonbelägen in Böden aus Laacher See Tephra

von

Th. POETSCH* und H.-J. ALTEMÜLLER**

Einführung

Es ist allgemein bekannt, daß außer der Parabraunerde auch viele andere Böden Merkmale der Tonverlagerung aufweisen. Trotz dieser Erkenntnis werden Tonbeläge bei Profilbeschreibungen häufig übersehen, so auch in Böden aus Laacher See Tephra.

Die Tephra wurde vor 11 000 Jahren aus dem vulkanischen Eruptionszentrum im Laacher See Gebiet gefördert und durch Winde teilweise bis über 1 000 km weit von der Ausbruchsstelle verfrachtet und abgelagert. So wurden noch in ca. 120 km Entfernung vom Laacher See unmittelbar nach dem Ausbruch mindestens 15 cm Vulkanasche *primär* abgelagert (BOGAARD, 1983), (vgl. auch POETSCH, 1974). Auch bei diesen distalen Vorkommen ist die petrographische Zusammensetzung dieses Pyroklastikums charakteristisch; dieses besteht aus drei Komponenten-Gruppen: Lithische Fragmente, Einzelkristalle (z.B. Sanidin) und phonolithisches Glas.

Material und Methoden

Aus dem Gebiet des Vorderen Vogelsberges und der zwischen Gießen und Marburg sich erstreckenden Buntsandsteinlandschaft werden Beispiele von Böden aus solchen Pyroklastika dargestellt. Die Tephra bildet hier häufiger kleine, flache, einige Dezimeter bis max. etwa 1,40 m mächtige Dünen, die einem Lößlehm aufliegen (Abb.1). Das Pyroklastikum dieser Vorkommen wurde also äolisch umgelagert, wobei nach unseren Untersuchungen der erwähnten Dünen, bei diesen überraschenderweise keine, oder nur geringfügige Vermischung mit älteren, bereits vor dem vulkanischen Ausbruch gebildeten Sedimenten, stattfand.

* Institut für Geographie, Univ. Hamburg, 2000 Hamburg 13, Bundesstr. 55

** Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde (FAL), 3300 Braunschweig, Bundesallee 50

Die für die Tephra-Vorkommen charakteristische Bodenreform ist Lockerbraunerde aus Tephra über Pseudogley-Parabraunerde oder Parabraunerde-Pseudogley aus LÖBLEHM (SCHÖNHALS, 1973).

Aus diesen Profilen wurden ungestörte Proben entnommen, mit Kunstharz getränkt und Dünnschliffe hergestellt, die polarisationsphasenkontrast- und fluoreszenzmikroskopisch untersucht worden sind.

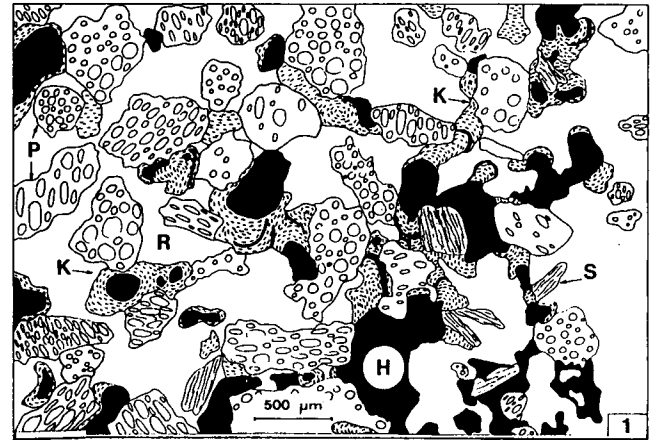
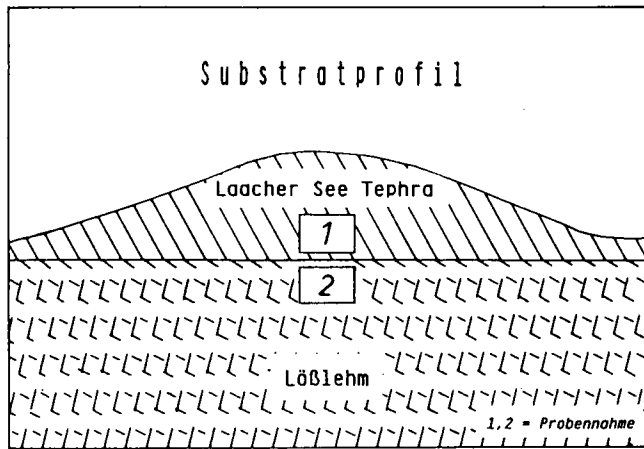
Ergebnisse und Diskussion I

Der Unterboden der Lockerbraunerde und/oder der aus Pyroklastika bestehende Profiluntergrund weist Tonbeläge auf, die charakteristische optische Eigenschaften zeigen: extrem niedrige Doppelbrechung ($\Delta n = 0,004 - 0,006$), z.T. sehr niedrige Lichtbrechung ($n < 1,56$) und teilweise intensiv ausgeprägte Primärfluoreszenz. Die intensive Primärfluoreszenz tritt im Boden insbesondere dann auf, wenn freies Aluminium vorkommt (ALTEMÜLLER & Van VLIET-LANOE, 1990). Die Kombination der Licht- und Doppelbrechungswerte ist charakteristisch für *kaolinitisch-halloysitische Tonminerale* (KERR, 1959, S. 408).

Damit scheinen die Tonbeläge etwas anders beschaffen zu sein als die übrige (nichtverlagerte) Tonmasse, die sich lichtoptisch überwiegend als isotrop erweist und daher vornehmlich aus lichtamorphen Substanzen bestehen dürfte. Möglicherweise ist lichtamorphe Tonsubstanz, d.h. Allophan auch in den Tonbelägen vorhanden, weil Allophan jedoch keine Doppelbrechung aufweist, wird er - bei einem höheren Anteil kristalliner, d.h. doppelbrechender Tonminerale - in seinen lichtoptischen Eigenschaften von den doppelbrechenden Tonsubstanzen maskiert und damit lichtoptisch nicht nachweisbar.

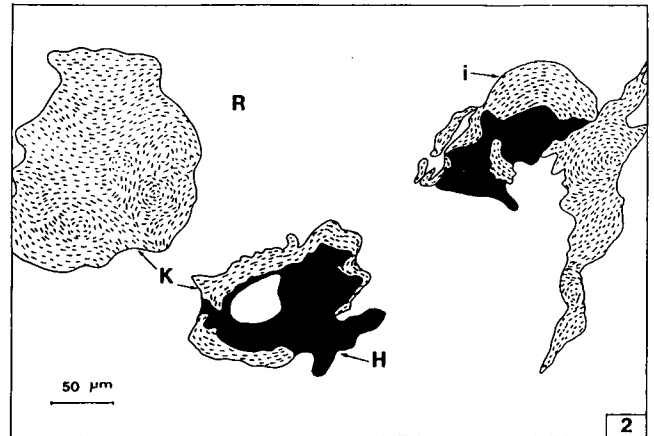
Analysenergebnisse anderer Autoren

An einem der von uns mikromorphologisch untersuchten Profile (Höingen) wurden auch bodenchemische und insbesondere tonmineralogische Untersuchungen mit Hilfe der Röntgenbeugung durchgeführt (TRIBUTH, 1973, HILGER-ALEXANDROU, 1976). Die von der letztgenannten Autorin abgebildeten Röntgendiagramme der mit Calcium und Glycerin belegten Tonpräparate zeigen folgendes: hohe Untergrundzählraten, die auf das Vorhandensein röntgenamorpher Substanzen hindeuten und übereinstimmend einen 4,4 Å Reflex, der intensiver ist als die übrigen Reflexe im Diagramm. Dieser 4,4 Å Reflex wird allgemein dem Metahalloysit zugeordnet. Bereits 1969 haben GEBHARD, HUGENROTH und MEYER bei ihren Untersuchungen der pedogenetischen Verwitterung der Laacher See Pyroklastika die Tonminerale Allophan, Kaolinit, Halloysit und Metahalloysit als charakteristische Verwitterungsprodukte des vulkanischen Glases herausgestellt (vgl. auch STÖHR, 1967).



- H = Hohlräume I = Illitische Tonbeläge
 K = Kaolinitisch-halloysitische Tonbeläge
 P = Phonolithisches Glas
 R = Nicht näher differenzierte Gefügeelemente
 S = Tonschiefer-Bruchstücke

Abb. 1 : Tonbeläge in der Tephra und im Lößlehm.
 Vereinfachte, schematische Darstellung.



Ergebnisse und Diskussion II

In dem unter der Tephra liegendem Lößlehm finden wir zunächst Tonbeläge deren Ton aus der Lößverwitterung, d.h. überwiegend Glimmerverwitterung stammt. Dieser überwiegend glimmerbürtige Ton zeigt eine höhere Lichtbrechung ($n > 1,56$) und vor allem deutlich höhere Doppelbrechung ($\Delta n = 0,011 - 0,018$) als der vorhin genannte überwiegend glasbürtige Ton. Der vorwiegend illitische Ton im Löß zeigt im Gegensatz zur Tonsubstanz in der Tephra keine Primärfluoreszenz.

Inbesondere kann auch gezeigt werden, daß in einer begrenzten, direkt unter der Tephra liegenden Zone im Lößlehm öfters zweierlei Arten von Tonbelägen direkt nebeneinander vorkommen: Solche die aus der Verwitterung der Pyroklastika stammen und solche die aus der Verwitterung des Lößes herrühren (Abb. 1).

Literatur

- Altemüller, H.-J. (1964): Die Anwendung des Phasenkontrastverfahrens bei der Untersuchung von Bodendünnschliffen. - In: Jongerius: Soil Micromorphology, 371-390, Amsterdam.
- Altemüller, H.-J. & Van Vliet-Lanoe (1990): Soil thin section fluorescence microscopy. - In: Douglas, L.A.: Soil Micromorphology: a basic and applied science, 565-579, Amsterdam.
- Bogaard, Van Den P. (1983): Die Eruption des Laacher See Vulkans. - Dissertation, Bochum.
- Frechen, J. (1971): Siebengebirge am Rhein - Laacher Vulkangebiet der Westeifel. - Sammlung Geologischer Führer, Stuttgart.
- Gebhardt, H., Hugenroth, P. & Meyer, B. (1969): Pëdochemische Verwitterung und Mineral-Umwandlung im Trachyt-Bims, Trachyt-Tuff und in den Tuff-Mischsedimenten der Laacher Eruptionsphase. - Göttinger Bodenkdl. Ber. 11.
- Hilger-Alexandrou, S. (1976): Der Tonmineralbestand der Lockerbraunerden des Vogelsberges, ein Beitrag zu ihrer Genese. - Dissertation, Gießen
- Kerr, P.F. (1959): Optical mineralogy. - McGraw Hill, New York.
- Poetsch, Th. (1974): Bimstuffminerale in hessischen Böden. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 18, 313-319.
- Schönhals, E. (1973): Exkursionsführer zur Jahrestagung 1973 in Gießen. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 17.
- Stöhr, W. Th. (1967): Exkursionsführer zur Jahrestagung 1967 in Mainz. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 6.
- Tributh, H. (1973): Tonmineralogische Analysenergebnisse im Exkursionsführer zur Jahrestagung 1973 in Gießen. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 17.

**CHEMISCH-MINERALOGISCHE ZUSTANDSÄNDERUNGEN VON WALDBÖDEN
DURCH LUFTIMMISSIONEN**

von
Rampazzo, N.⁺⁾ und W.E.H. Blum⁺⁾

Zusammenfassung

Im stadtnahen Wienerwald wurden Bodenproben in 4 Tiefenstufen (0-5 cm, 5-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm) aus dem durch Luftimmissionen stark versauerten Stammablaufbereich (pH KCl 2,8-3,0) und aus dem Zwischenstammbereich (pH KCl 5,0-6,5) von Altbuchenbeständen untersucht. Der Stammablaufbereich weist im Vergleich zum Zwischenstammbereich einen höheren Gehalt an Cges, Sges, Nges und an den Schwermetallen Pb, Zn, Cu, sowie eine niedrigere KAK_{eff} auf, wobei die austauschbaren Säuregruppen Al und Fe gegenüber den Basen Ca und Mg überwiegen. Die stark saure Silikatverwitterung im Stammablaufbereich führte zur verstärkten Neubildung von Fe-Oxiden während die Bildung von Mn-Oxiden deutlich beeinträchtigt wurde. Der in der Tonfraktion 2-0,2 μm des Zwischenstammablaufs stabil auftretende "sekundäre" Al-Chlorit wurde im kontaminierten Stammablaufbereich gänzlich aufgelöst und in einen Vermiculit mit geringerer Schichtladung umgewandelt, der teilweise mit Illit in unregelmäßigen Wechsellagerung auftritt.

1. Einleitung

Versauerungsprozesse in Waldböden wurden und werden wiederholt beobachtet und erklärt, vgl. GLATZEL et al., 1983, ULRICH, 1985. Noch weitgehend ungeklärt sind die bei der Bodenversauerung ablaufenden mineralogischen Prozesse in den verschiedenen Pufferbereichen, vgl. SCHWERTMANN et al., 1987. Ziel der Untersuchungen war daher, neben allgemeinen chemischen Parametern, auch qualitative und quantitative mineralogische Bodenzustandsänderungen im Einflußbereich des Stammablaufes der Buche (*Fagus sylvatica*) infolge stark saurer Verwitterungsbedingungen zu bestimmen.

2. Material und Methodik

Die Untersuchungsstandorte liegen auf Rückenlagen und sind, besonders im nebel- und raureichreichen Winterhalbjahr, einer starken Schadstoffbelastung ausgesetzt. Das Stammabflusswasser ist mit starken Mineralsäuren, deren Salzen und durch Schwermetalle stark verunreinigt. Es wurden Bodenproben gestörter Lagerung in 4 Tiefenstufen (0-5 cm, 5-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm) im Stammablaufbereich (S) und im Zwischenstammbereich (Z) von sauren, pseudovergleyten Braunerden auf Kalksandstein der Flyschzone des stadtnahen Wienerwaldes gewonnen, luftgetrocknet, auf 2 mm ϕ gesiebt (=Feinboden) bei 105°C getrocknet und wie folgt analysiert:

chemische Untersuchungen:

pH-Wert (KCl), Cges- und Nges-Gehalte, KAK_{eff} und austauschbare Kationen im 0,1 M ungepufferten $BaCl_2$ -Perkolat, Pb-Zn- und Cu-Gehalte im Königswasseraufschluß.

mineralogische Untersuchungen:

Na-dithionit-citrat-bicarbonat-lösliche, NH_4 -oxalat-lösliche und Na-pyrophosphat-lösliche Fe- und Mn-Gehalte, qualitative rönt-

⁺⁾ Institut für Bodenforschung und Baugeologie, Abt. Bodenkunde

gendiffraktometrische Tonmineralanalysen der Fraktion 2-0,2 μ m nach KCl-, MgCl₂-, Dimethylsulfoxid- (DMSO) und Glycerin-Belegung, Abschätzung der Schichtladung aufweitbarer Tonminerale in der Fraktion 2-0,2 μ m mittels Röntgenbeugung nach Dodecyl- (n_C=12) und Octadecyl- (n_C=18) -Ammoniumchlorid-Belegung.

3. Ergebnisse und Diskussion

Die folgenden Ergebnisse beziehen sich lediglich auf den Standort "Jägerwiese", sind aber für alle weiteren Untersuchungsstandorte repräsentativ.

3.1 Bodenchemische Daten

Tabelle 1 zeigt die pH-Werte und die Gesamtgehalte an C, S und N. Die starke Versauerung (pH < 3,0) sowie die Akkumulation von Cges, Sges und Nges im Oberboden des Stammablaufbereichs weisen auf den erheblichen Eintrag an Protonen und C-, S-, N-Verbindungen aus der Luft hin.

Tab.1: pH-Werte und Gesamtgehalte an C, S, N im Stammablauf-(S) und im Zwischenstammbereich.

Tiefen- stufe cm	pH		Cges Gew.%		Sges ppm		Nges Gew.%	
	S	Z	S	Z	S	Z	S	Z
0-5	3,1	5,1	15,7	5,6	1460	440	0,8	0,4
5-10	2,8	4,6	7,1	3,7	690	250	0,4	0,3
10-20	2,7	3,7	2,8	1,9	260	150	0,2	0,1
20-30	3,1	3,9	1,6	1,6	140	100	0,1	0,1

Die Ergebnisse aus Tabelle 2 zeigen typische chemische Bodenzustandsänderungen als Folge von Versauerungsprozessen: a) eine erhebliche Abnahme der KAK_{eff} und der Basensättigung bzw. eine starke Zunahme des austauschbaren Al und Fe; austauschbares K liegt im Stammablaufbereich ebenfalls in deutlich höheren Mengen vor; Analysen des fraktionierten Niederschlagwassers (Stammabfluß und Kronendurchlass) bestätigten, daß K und Fe nicht vermehrt mit dem Stammabfluß in den Boden gelangen, sondern erst im Boden aus der intensiven Mineralverwitterung durch Protonisierung freigesetzt und im Oberboden akkumuliert werden. Mn dagegen ist bei dem tiefen pH-Wert instabil und wurde wahrscheinlich in tiefere Horizonte ausgewaschen. Somit scheint Al/Fe-Lösung und -Freisetzung aus den Schichtsilikaten sowie aus pedogenen Oxiden die wesentlichste Pufferreaktion in diesem Boden zu sein.

Tab.2: KAK_{eff} und austauschbares Ca, Mg, K, Al, Fe und Mn im Stammablauf-(S) und im Zwischenstammbereich (Z).

Tiefen- stufe cm	KAK _{eff} mval/kg		Ca%		Mg%		K%		Al%		Fe%		Mn%	
	S	Z	S	Z	S	Z	S	Z	S	Z	S	Z	S	Z
0-5	155	333	29	84	9,0	9,3	8,9	3,1	44	1	7,4	0,1	0,9	2,4
5-10	132	272	17	83	7,0	9,7	7,1	2,9	57	1	10,2	0,1	0,7	3,0
10-20	152	201	11	72	4,7	10,5	4,4	2,3	71	11	7,2	0,1	0,8	3,2
20-30	163	188	7	77	3,0	9,8	3,1	2,3	82	7	2,7	0,1	2,3	3,3

Tab. 3 zeigt ferner, daß der Stammablaufbereich stark durch Pb, Zn und Cu kontaminiert ist.

Tab.3: Pb-, Zn- und Cu-Gehalte im Königswasseraufschluß im Stammablauf-(S) und im Zwischenstammbereich (Z).

Tiefen- stufe cm	Pb ppm		Zn ppm		Cu ppm	
	S	Z	S	Z	S	Z
0-5	555	63	236	102	74	19
5-10	218	53	114	91	36	18
10-20	95	34	78	69	23	15
20-30	41	30	76	67	18	15

3.2 Bodenmineralogische Daten

Die Verteilung der dithionit-,oxalat und pyrophosphat-löslichen Fe- und Mn-Gehalte, aus Abb.1 ersichtlich, zeigt, daß durch die intensive Mineralverwitterung eine Neubildung und Akkumulation von Fe-Oxid/Hydroxiden bei gleichzeitiger Auflösung und Tiefenverlagerung von Mn-Oxiden im Oberboden des S-Bereiches stattgefunden hat, vgl. RAMPAZZO, 1989.

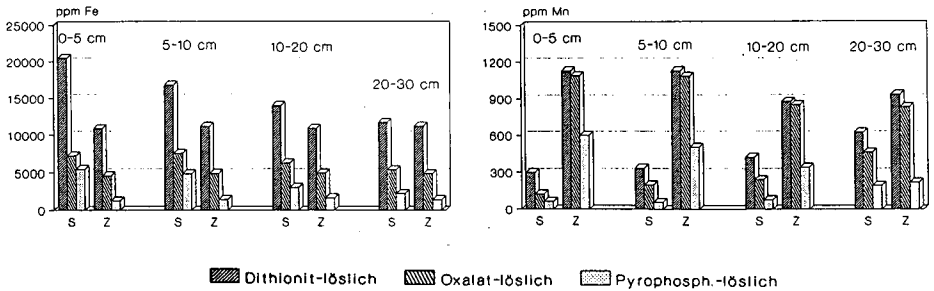


Abb.1: Dithionit-,oxalat- und pyrophosphat-lösliche Fe- und Mn-Gehalte im Stammablauf-(S) und im Zwischenstammbereich (Z).

Die qualitative röntgenographische Tonmineralanalyse der Fraktion 2-0,2 μm ergab, daß die vorherrschenden Tonminerale im Zwischenstammbereich Kaolinit (7Å), Illit (10Å) und "sekundärer" Al-Chlorit (14Å) sind. Die stark sauren Bedingungen im Stammablaufbereich führten zu einer gänzlichen Zerstörung des Chlorits durch Protonisierung der zwischenschicht-gebundenen Al-(Fe)-Hydroxopolymere. Daraus hat sich, vermutlich unter Verlust an Gitterladung, ein 2:1-Vermiculit-ähnliches Mineral gebildet, welches z.T. mit Illit in unregelmäßiger Wechsellagerung auftritt. Diese Annahme wurde andeutungsweise durch die Einlagerung von Dodecyl- und Oktadecyl-Ammonium in den Zwischenschichtraum bestätigt; dabei zeigten vor allem die $n_{\text{C}}=18$ -Präparaten des Zwischenstammablaufes höhere Aufweitungsgrade, als Zeichen höherer Schichtladung, vgl. LAGALY und WEISS, 1971.

Diese chemisch-mineralogische Umwandlungen konnten darüber hinaus durch Bodendünnschliffe sowie REM-Aufnahmen (vgl. Abb.2) von Bodenaggregaten der beiden Bodenbereiche dokumentiert werden. Die Aggregatoberfläche im Zwischenstammereich ist noch sehr homogen von Huminstoffen, Oxiden und anderen Mineralen überzogen, während im Stammablaufbereich infolge permanenter Verwitterung und Auswaschung mit saurem Niederschlagswasser diese Strukturen nicht mehr vorhanden sind.

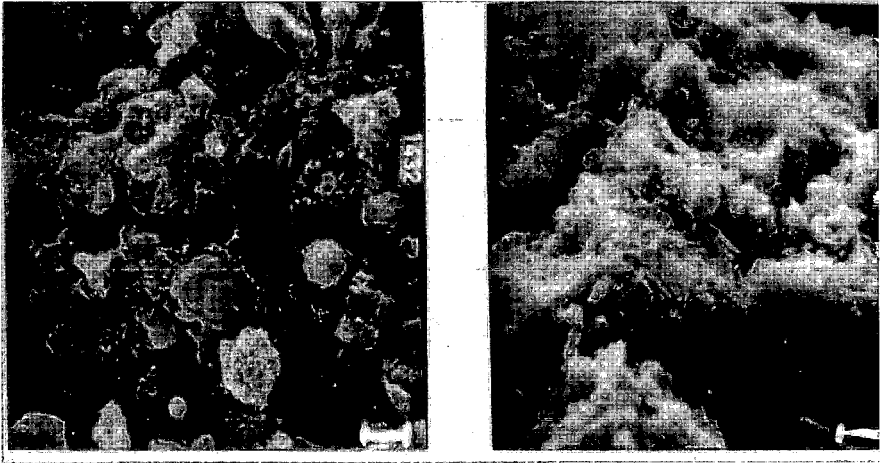


Abb.2: REM-Aufnahmen von Bodenaggregaten des Stammablauf-(S, links) und des Zwischenstammereiches (Z, rechts). (\longleftrightarrow = 3 μ m)

4. Literatur

- GLATZEL, G., E. SONDEREGGER, M. KAZDA und H. PUXBAUM, (1983): Bodenveränderungen durch schadstoffangereicherte Stammabflußniederschläge in Buchenbeständen des Wienerwaldes.- AFZ, 26/27, 693-694.
- LAGALY, G. und A. WEISS, (1971): Neue Methoden zur Charakterisierung und Identifizierung quellungsfähiger Dreischicht-Tonminerale.- Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 130, 9-24.
- RAMPAZZO, N., (1989): Physikalisch-chemische und mineralogische Zustandsänderungen von Waldböden durch Luftimmissionen.- Diss.Arbeit, Inst. f. Bodenforschung und Baugologie, Univ. f. Bodenkultur Wien.
- SCHWERTMANN, U., P. SÜSSER und L. NÄTSCHER, (1987): Protonenpuffersubstanzen in Böden.- Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 150, 174-178.
- ULRICH, B., (1985): Natürliche und anthropogene Komponenten der Bodenversauerung.- Mitt. d. DBG, 43, 159-187.

Soil Sequences and Soils with Anthropogenic Characteristics
in the Central Mountains of Irian Jaya (New Guinea).

by

Reynders, J.J. *)

Introduction.

The soil formation in the central part of Irian (New Guinea), Indonesia, in the Districts Paniai and Jayawijaya, will be discussed. The area comprises high ranging mountain landscapes at a latitude between 3.5 and 5.0 degr. S.Lat. Mainly based on health conditions about 2/3 of the native population of Irian, being about 750.000 to 900.000 men, lives in the mountain regions.

Landforms.

Irian is a country of extremely contradictory topography and landforms. The often wide low situated coastal plains change rather abrupt into high uprising mountain ranges. The elevation of the Central Mountain Range rises between about 1400 m up to over 4000 m above sea level. During the alpine and more recent orogenesis Tertiary limestone and Mesozoic clay- and siltstone and such as shales have been lifted up, forming the present parent material of the soils.

The general often strongly intersected topography has many V-shaped valleys with slopes of 30 to over 100% between which locally some intermountain basins or valleys are found. They are partly filled up with younger sediments or large peat areas.

Mineral aspects.

The soil of the western part of New Guinea (Irian Jaya), is representative for real tropical soil formation. The soils are not rejuvenated by recent volcanism and old magmatic intrusions are rare. Consequently the soil under the prevailing climate is strongly weathered and poor. The majority of the soils is derived from sedimentary rocks. In the mountaineous sections this is also the general concept. Medium to easy weatherable primary minerals are absent, so that the potential fertility is low. The mineral analyses in the sandfractions show only low percentages or traces of micas and K-feldspars. The proportional content of stable heavy minerals such as zircon, tourmalin, rutile, etc. is high. Local investigations of clay-minerals in mature soil profiles reflect the results of the interaction between a strongly leaching soil moisture regime and the mineralogical poor parent material. The clay-fractions have besides 2:1-lattice minerals, as illite and low percentages of smectite, amounts of kaolinite and gibbsite. The acidity of the mountain soils is low and ranges between a pH of 4 and 5.

Climate.

The precipitation in the region at an elevation of about 1500 m a. sealevel is rather irregular, in so far that the total yearly precipitation is between 2000 and 3500 mm. Every month has an average rainfall of more than 150 mm. In the wet season the rain-

*) Vijzelweg 16, 9463 TM Eext. Nederlanden.

fall is over 250 to 300 mm/month.

Until August 1990 no regular temperature recording took place in the region. Only incidental information could be gathered.

At Enarotali, 1700 m a. sealevel, in 1959/60 Zieck found the following averages:

at 06.30 temp. between 14.4 and 14.8 C,

at 12.30 temp. between 20.4 and 22.7 C,

at 18.30 temp. between 16.9 and 18.7 C.

The highest temp. in that period was 25.8 C and the lowest 8.3 C.

At an elevation of about 2500 m sometimes nightfrost is present.

Probably the upper cultivation boundary is caused by this fact.

The average humidity in the three daytimes mentioned above are respectively: morning 92 to 96% , noon 63 to 71% and afternoon 86 to 80% .

As a consequence the soil temperature regime will be Tropic and the soil moisture regimes are frequently Aquic and Udic at better drained sites.

Soil Sequences.

A short review of the soil sequences will be given.

As a result of the steep topography erosion is severe and the soils consist of complexes in which rock outcrops, shallow and deeper soils, both in Aquic and Udic classification levels, are normal.

Another phenomenon plays a part, viz. the uplift, folding and dipping of the rock formations cause an alternating exposure of facies in the valleys. As a result in facies with easy weatherable material short side-valleys are formed. The deforestation and agriculture of the native population is found in these short side valleys. Consequently in these areas no mature soils are present. At the valleybottoms and in the wider intermountain basins hydromorphic mineral soils and peat prevail. In the following examples some series have been shown. The mineral soils have dominantly sandy loamy, loamy to clayey loamy particle size classes.

A. Organic Soils, see Fig 1.

In wider valleys bordering intermountain lakes Typic Tropofibrists (classification Soil Taxonomy) dominate. Locally they have transitions into Hemic suborders. At the valley borders Terric and Fluventic subgroups are found. In the middle of the valleys or towards the lakes the Hydric subgroups occur. In the very western region, in the Kamu valley caused by actions of igneous intrusions, the top soil of some parts are highly acid because of H2SO4-formation (sulfidic). These Tropic Sulfohemists do not have a vegetation cover.

B. Shallow Soils, see Fig. 2.

At strongly eroded sites shallow soils are normal. Though limestone parent material is very common younger soils like Tropic Lithic Rendolls and Lithic Hapludolls are rather few. The strongly leaching conditions under forest quickly lead to more acid Humitropepts but particularly to Lithic Dystropepts. At those sites where the hydromorphic conditions prevail the Lithic Tropepts are found. The latter two soil subgroups form the majority of the garden complexes.

Merging into the organic soils Lithic Histic Tropepts and Lithic Tropofibrists occur. However, at higher elevations having

hydromorphic conditions these soils are also encountered. A particular shallow soil is found on sandstone ridges. A whitish thin strongly leached sand layer, with or without a developed A-horizon, forms the very poor soil, being a Spodic Tropopsamment (compare the French podsol de pente).

C. Deep Soils, see Fig. 3.

At places more protected against erosion the deeper variants and the better drained variants of the former categories are found. Typic Dystropepts are rather frequent. At many places they merge into Typic Tropaquents. At well protected sites the most mature soils such as Typic Tropudults and Tropaquults are present. At an elevation of about 1800 to 2000 m often a clearly developed A2 can be observed, which has often a more sandy and contrasting texture. At the same time conditions become more hydromorphic so that Typic Albaquults occur at higher protected sites. As a result of stronger leaching and decomposition of the B-horizon at higher elevations soils tend to Albaquultic Tropaquepts or Albic Tropaquepts. In high elevated small valleys between mountain spurs more hydromorphic soils like Histic Tropaquepts and Tropofibist are present.

D. Man-made soils, see Fig. 4.

At all elevations in organic, shallow and younger soils ("Histic and Inceptic") the native population elaborate the terrain for sweet potato-culture. For this purpose small plantbeds are made by which organic material, weeds and sludge out of the surrounding ditches are used as manure. The top soils, about 40 cm deep, approach the characteristics of the Plaggen epipedon except for depth. Further it gives the soil evident characteristics for better structure, drainage, aeration, fertility, rooting volume, etc. We mean that the prefix "plaggic" is justified. These plaggic soils are found in the preceding Lithic, Typic, Aquic and Histic soil types.

Summary.

The soils in the central part of Irian consist of complexes in which rock outcrops and shallow soils prevail. At less eroded places potato-soils are found. As a result of climate and hampered soil moisture conditions hydromorphic soils dominate. In the intermountain basins and at higher elevations organic soils can be found.

The more mature and deep soils have textural B-horizons and besides 2-1 clayminerals kaolinite and gibbsite occur.

Soil classification: Soil Taxonomy, Tech. Monograph No. 6. Un. St. Dep. Agric. 1985.

Colours: Munsell soil color charts. Baltimore 2, Maryland. USA.

Fig. 1 Shallow Soils.

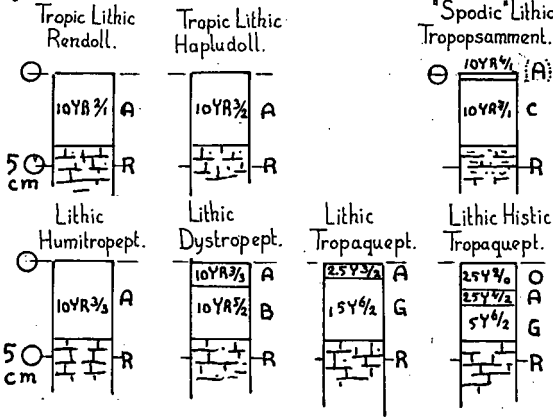


Fig. 4 Man-made Soils.

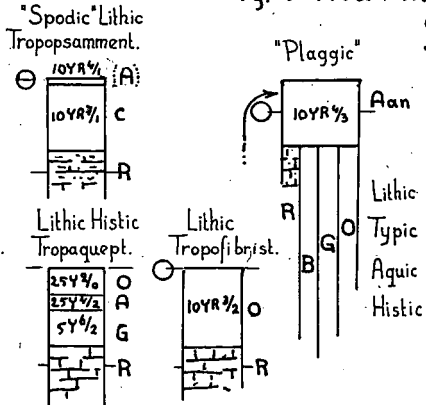


Fig. 2 Organic Soils.

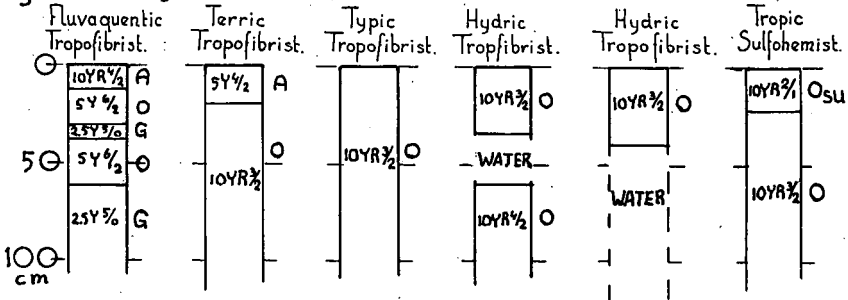
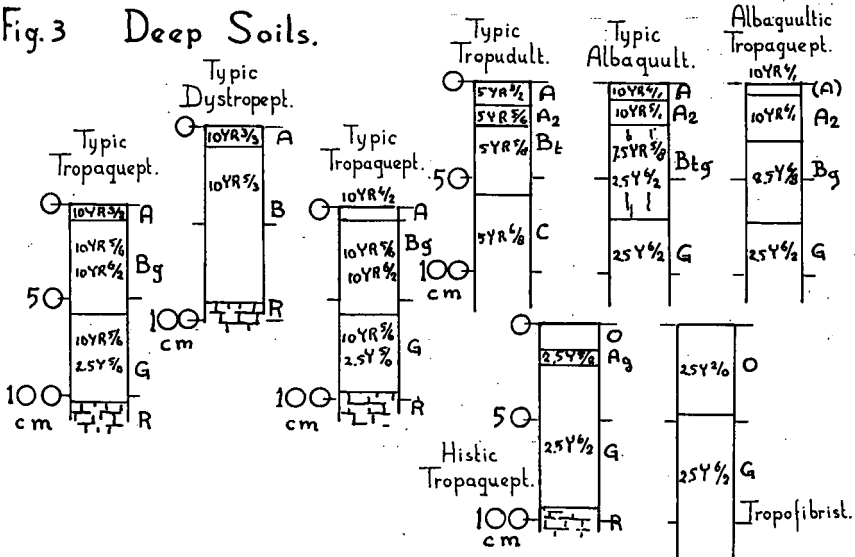


Fig. 3 Deep Soils.



Eisenoxidfarben, Eisenoxidmineralogie und Bodengenese

von

U. Schwertmann^{*)}

Eisenoxide sind aus 3 Gründen nützliche Geländeindikatoren der Bodengenese: (1) Sie treten als verschiedene Minerale auf, diese bilden sich (2) unter unterschiedlichen Bedingungen und haben (3) unterschiedliche Farben: Rotfarben ≤ 5 YR zeigen Hämatit an, gelb-braune Farben (> 7.5 YR) Goethit. Es gibt keinen roten Goethit und keinen gelben Hämatit. Hämatitisches und nicht-hämatitisches Bodenmaterial kann in allen Raumskalen mit Bodenbildungsbedingungen in Bezug gesetzt werden. Orange Farben (7.5 YR, Value > 6) sind häufig mit Lepidokrokit verbunden und zeigen Fe^{2+}/Fe^{III} -Dynamik redoxomorpher Böden an. Ferrihydrit läßt sich von Goethit meist durch einen röteren Farbton (5 - 7.5 YR) und tieferen value (< 6) unterscheiden. Er zeigt Fe-oxid-Bildung in Gegenwart von Huminstoffen an, z.B. im Bs gegenüber Bv von Podsolen und Braunerden oder schnelle Oxidation von Fe^{2+} im anaerob/aeroben Milieu.

Diese mineraltypischen Farben der Fe oxide können jedoch mit der Kristallgröße, dem Aggregations- und Zementierungsgrad, evtl. auch mit der isomorphen Substitution von Fe^{3+} durch andere Kationen (Al, Mn, Cr, V) variieren: Sehr feinteilige Goethite und Lepidokrokit (< 10 nm) haben einen tieferen value als grobteiligere (< 50 nm), feinteilige Hämatite sind röter als grobteilige, die mehr Blau enthalten und daher violett sind. Aggregation und Zementierung (z.B. in Ferricretes) machen die Farben dunkler, was daher nicht auf beigemengten (schwarzen) Mn-oxiden zu beruhen braucht. Maskiert werden die genannten Farben durch die schwarzen Komponenten Humus und Mn-oxide, nach deren selektiver Beseitigung (H_2O_2 bzw. Hydroxylamin oder Oxalat) die mineraltypische Farbe sichtbar wird.

Eine ausführlicher Darstellung erscheint 1991 in einer Spezialpublikation der Amer. Soc. of Soil Science.

^{*)} Lehrstuhl für Bodenkunde, Techn. Univ. München, 8050 Freising-Weihenstephan



Zur Kinetik der K-Freisetzung aus den
Zwischenschichten von Glimmern

von

Springob, G. *)

Einleitung

Reaktions- oder diffusionskinetische Ansätze zur mathematischen Beschreibung der K-Freisetzung sind ein notwendiger Bestandteil von Simulationsmodellen zu Teilprozessen des K-Haushaltes von Böden. Ohne Berücksichtigung des "kinetischen", zusätzlich zum "spontanen" K-Austausch, sind solche Modelle unvollständig. Um zu verallgemeinerungsfähigen Ansätzen zu kommen, muß das System Boden/Lösung bzw. Mineral/Lösung möglichst vollständig verstanden werden. Hierzu können Versuche mit separierten Mineralen definierter Korngröße beitragen.

Bisher wurde unter der Annahme eines "diffusionskontrollierten Prozesses" immer davon ausgegangen, daß verschiedenen Fraktionen unterschiedlich fest gebundenen Kaliums jeweils ein Diffusions- oder Reaktionskoeffizient zuzuordnen ist, dessen Größe von der Diffusionshemmung in den Zwischenschichten der Minerale bestimmt wird. Die Gesamtfreisetzung soll sich dann aus der Addition der mehr oder weniger simultan ablaufenden Teilreaktionen ergeben.

Bei solchen Ansätzen wurde ein Einfluß der intensiven Größen der Umgebungslösung - wenn überhaupt - nur insoweit berücksichtigt, als kritische K-Konzentrationen unterschritten werden müssen, damit K-Freisetzung einsetzt. Der Grund hierfür liegt vor allem bei den herkömmlichen Versuchstechniken zur Messung der K-Freisetzung (NaTPB, Synthetische Austauscherharze), die eine systematische Untersuchung der intensiven Größen nicht ermöglichen. Im Gegensatz dazu soll hier ein Verfahren vorgestellt werden, das eine unabhängige Steuerung der K- und Ca-Konzentration, des pH und der Temperatur während der Versuchszeit noch in Konzentrationsbereichen unter 1 $\mu\text{mol K/l}$ erlaubt.

*) Institut für Bodenkunde, Universität Hannover
Herrenhäuser Str. 2, 3000 Hannover 21

Material und Methode

Böden (Löß) und Minerale (Biotit 'Moen' und Muskovit 'Weißdorf') wurden zu Versuchsbeginn mit "K-freien" CaCl_2 -Lösungen mit einheitlichen Perkulationsraten perkoliert. Nach der Abfuhr des austauschbaren K wurden die Perkulationsraten variiert, um eine Differenzierung der K-Konzentrationsverläufe zu erhalten. Das Verhältnis Perkulationsrate/Einwaage bestimmt die Geschwindigkeit der K-Abfuhr und damit in Abhängigkeit von der K-Abgabe der Minerale die Konzentration der Lösung, mit der die Austauscher umgeben sind. Wird die Perkulationsrate kontinuierlich vermindert, kann die K-Konzentration im Versuch auch bei sinkenden K-Freisetzungsraten konstant gehalten werden. K-Abgabe bei konstanter K-Konzentration der Umgebungslösung ist eindeutig auf Zwischenschicht-K zurückzuführen. Vor allem bei Böden entfällt so die fragwürdige konventionelle Abgrenzung zwischen austauschbarem und nicht-austauschbarem K durch eine NH_4ac -Extraktion (Einzelheiten zur Perkulation von Böden bei SPRINGOB, 1990).

Einwaagen, Böden:	0.5	-	3	g
Einwaagen, Minerale	3.0	-	10	mg
Perkulationsraten, Böden:	0.05	-	>100	ml/h
Perkulationsraten, Minerale:	0.06	-	10	ml/h
Ca-Konzentration:	12.5			mval/l
Temperatur:	20			°C
pH	7.0			
K-Verunreinigungen p.a., ca.	0.25			$\mu\text{mol/l}$
der CaCl_2 -Lösungen, s.p.,	0.1			$\mu\text{mol/l}$
Reproduzierbarkeit (K-Messung):	± 0.05			$\mu\text{mol/l}$

Ergebnisse und Schlußfolgerungen

Die K-Freisetzungsraten sind eindeutig und in hohem Maße von der K-Konzentration der Austauschlösung abhängig. Eine 'kritische K-Konzentration', nach deren Unterschreitung das K der Lösung keine Rückwirkung mehr auf die K-Freisetzung hat, war weder bei Böden, noch bei separierten Mineralen nachweisbar.

Bei den Muskoviten in Abbildung 1 war bei Variante A die Perkulationsrate während der gesamten Versuchszeit konstant. Die K-Konzentration sank zunächst rasch (Abfuhr des peripheren K), hielt sich dann aber nach ca. 100 Stunden auf einem konstanten Niveau von etwa $0.4 \mu\text{mol K/l}$. Die K-Abfuhr mit der Perkulationslösung und die K-Abgabe durch das Mineral standen in einem annähernden Fließgleichgewicht.

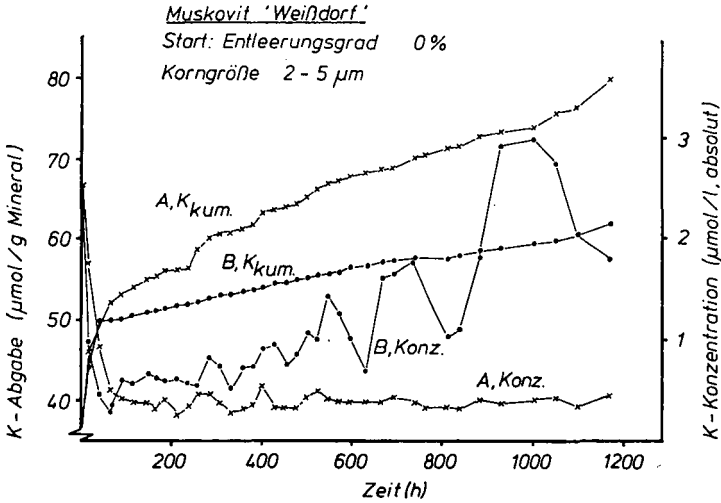


Abb. 1: K-Konzentrationen in der Lösung und K-Abgabe des Muskovits 'Weißdorf'. Variante A: Konstante Perkolationsrate. Variante B: Kontinuierlich abnehmende Perkolationsrate. 12.5 mval Ca/l, 20°C, pH 7.0

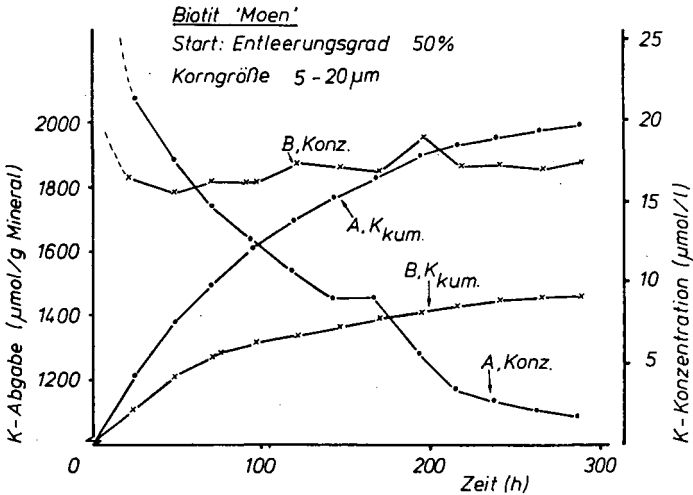


Abb. 2: K-Konzentrationen in der Lösung und K-Abgabe des Biotits 'Moen'. Variante A: Konstante Perkolationsrate. Variante B: Kontinuierlich abnehmende Perkolationsrate. 12.5 mval Ca/l, 20°C, pH 7.0

Bei Variante B nahm die Perkolationsrate während der Versuchszeit kontinuierlich ab, die K-Konzentration stieg deshalb an, was wiederum eine Verminderung der K-Freisetzung bewirkte. Der für die K-Freisetzung aus Muskoviten relevante K-Konzentrationsbereich liegt bei einigen $\mu\text{mol K/l}$.

Bei den Biotiten in Abb. 2 liegt im Gegensatz zum Muskovit ein System vor, in dem zwei Größen die Höhe der K-Freisetzungsraten etwa gleich stark beeinflussen: die K-Konzentration der umgebenden Lösung und die Menge an potentiell freisetzbarem K im Mineral. Die Freisetzung läuft bei den Biotiten so schnell ab, daß bereits nach kurzer Zeit 50% des Gesamtkaliums abgegeben sind. Die potentiell freisetzbare Menge nimmt also im Verlaufe der Versuchszeit stark ab, demzufolge kann sich kein 'Steady State' einstellen, wie zuvor beim Muskovit, bei dem das Gesamtkalium während der Versuchszeit von 100% auf minimal ca. 96% zurückging. Dies bedeutet, daß beim Muskovit zu Beginn und zum Ende des Versuches (1200 h) praktisch gleiche Mengen potentiell freisetzbaren Kaliums vorlagen, während der Biotit nach 300 h schon fast K-entleert war. Um die Reaktion etwas zu verzögern wurde beim Biotit deshalb eine größere Kornfraktion verwendet als beim Muskovit. Außerdem wird in Abb. 2 die schnelle Anfangsphase ausgeklammert. Die Varianten A und B waren beim Beginn der Konzentrationsvariation jeweils zu 50% entleert. In Variante B wurde die Perkolationsrate ständig nach Maßgabe der aktuellen K-Konzentration reduziert, so daß die K-Konzentration konstant blieb, obwohl die K-Freisetzungsraten abnahmen. Bei Variante A war die Perkolationsrate konstant, deshalb sanken die Konzentrationen. Auch beim Biotit ergibt sich eine starke Abhängigkeit der K-Freisetzungsraten von der K-Konzentration der Umgebungslösung, allerdings bei K-Konzentrationen, die wesentlich höher lagen als beim Muskovit. Feststellen läßt sich diese Konzentrationsabhängigkeit nur bei Standardisierung des Entleerungsgrades.

Alle hier gemachten Angaben zu K-Konzentrationen und K-Freisetzungsraten sind nur für 12.5 mval Ca/l, 20°C und pH 7.0 gültig. In Versuchen mit Böden (SPRINGOB, 1990) konnte neben der erwarteten Temperatur- und pH-Abhängigkeit auch ein sehr deutlicher Einfluß der Ca-Konzentration gezeigt werden (im Bereich zwischen 4 und 25 mval Ca/l).

Literatur

SPRINGOB, G., 1990: Zur Kinetik der K-Fixierung und der K-Freisetzung in Lössböden. Dissertation Institut für Bodenkunde, Hannover

Autigene Sepiolithbildung im Gebiet von El Bur (Zentral - Somalia)

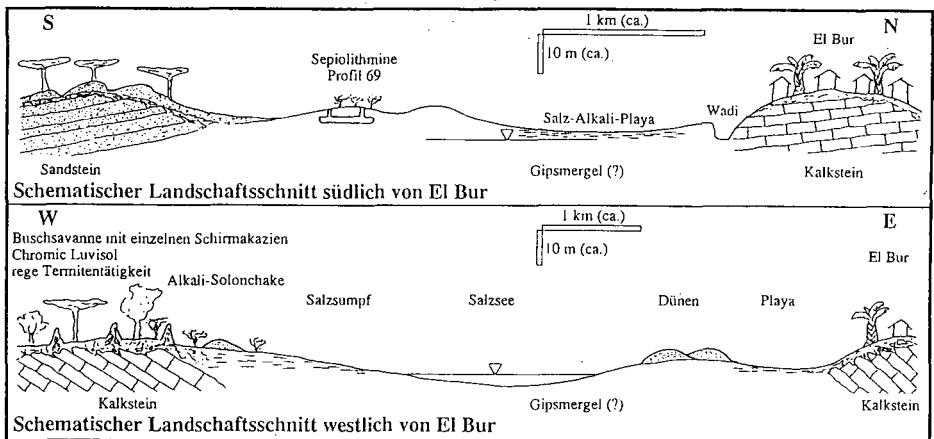
von

Karl Stahr, Mehdi Zarei und Reinhold Jahn⁺

Nahe der Oase El Bur in Zentralsomalia wird seit langem "Meerschaum" per Hand in 2 - 3 m tiefen Gruben abgebaut. Der Meerschaum wird hauptsächlich für Gebrauchskeramik ungebraunt verwendet und außerdem werden kunstgewerbliche Gegenstände hergestellt. Die Bearbeitung erfolgt in bergfeuchtem Zustand. Die Oberfläche kann mit gemörsertem Meer-schaum geglättet und poliert werden. Die Autoren haben seit 1987 Kenntnis von den Vor-kommen. Die Gelandearbeit war durch politische Unruhen erheblich behindert.

El Bur liegt ca. 350 km NNW von der Hauptstadt Mogadischuo auf den zentralen somali-schen Plateaus - einer Schichtstufenlandschaft - in ca. 200 m üNN (Abb. 1). Die weitge-spannten Schichtflächen des Hochplateaus werden von den Unter - bis Mitteleozänen Kalken, Dolomiten, Mergeln und Gipsen der evaporitischen Taleh - Formation (OSMAN et.al. 1985) gebildet. Über der Hochfläche liegen dünne Flugsandschleier und einzelne Dünenrücken. Das dünn besiedelte, beweidete Gebiet ist mit einer Dornbuschsavanne be-wachsen. Die Hochfläche wird hauptsächlich von Chromic Luvisols, Leptosols und Cambic - Luvic Arenosols eingenommen. Westlich von El Bur liegt eine flache Depression, die von einem großen Salzsee eingenommen wird. Dieser ist seinerseits von einer kilometerbreiten weißen Salz - Alkali - Playa umgeben. Die Sepiolithpingen liegen im Südosten der Playa ca. 2 km vom Ort entfernt, seitlich der Piste nach Belo Burti. Das Klima ist semiarid mit einer kurzen zweigeteilten Regenzeit im Frühjahr und Herbst und nur ~ 200 mm Niederschlag.

Abb. 1: Landschaftsformen und Böden in der Umgebung von El Bur, Somalia



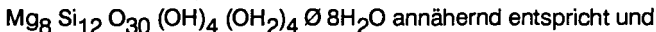
⁺ Universität Hohenheim, Institut für Bodenkunde und Standortslehre, Postfach, 7000 Stuttgart 70

Der Aufbau der Profile in den Meerschaum - Gruben ist weitgehend einheitlich und läßt Merkmale von leicht versalzene Wüstenböden sowie limnische Ablagerungen erkennen. Unter einer Serirauflage liegt ein sandig - lehmiger, homogener, brauner sehr schwach durchwurzelter Horizont von ca. 40 cm Mächtigkeit (Eutric Cambisol, Yermic und Sodic phase). Darunter liegen feingeschichtete und grobbankige Lagen eines frischen bis feuchten weißlichen bis gelblichen "Meerschaums" der einzelne Klüfte aufweist und gut grabbar ist solange feucht. In den massiven Bänken sind viele unregelmäßige Hohlräume sowie alte Wurzelbahnen erkennbar. Vereinzelt treten Gipskristalle sowie ausgelaugte Gips pseudomorphosen auf. Einige Hohlräume sind mit Manganoxiden überzogen.

Erste Ergebnisse zeigen stark alkalische pH (H_2O) - Werte von 8,7 - 9,4. Die elektrische Leitfähigkeit im 1 : 2,5 Extrakt ist dagegen mit 0,18 - 1,3 [$dS \cdot m^{-1}$] nur gering. Der Anteil der im 1 : 10 Wasserextrakt löslichen Anteile, betrug 3 - 11 g/kg dominiert von den Ionen Na^+ und Cl^- gefolgt von SO_4^{2-} , Mg^{2+} , K^+ und Ca^{2+} . Die Carbonatgehalte schwanken stark von 0,7 bis 16 g/kg und der organische C - Gehalt ist mit 0,2 - 2,0 (g/kg) sehr gering. Die Austauschkapazität liegt mit 240 - 360 mval/kg relativ niedrig, wobei austauschbares Mg 50 - 65 % der austauschbaren Kationen ausmacht. Der Wassergehalt in lufttrockenen Zustand (35°C) beträgt 16 - 22 % wovon etwa die Hälfte bis 105°C entweicht, der Rest bei Erhitzung auf 500°C. Das Röntgenbeugungsdiagramm zeigt alle wichtigen Reflexe des Sepioliths (SINGER und GALAN, 1984) in allen untersuchten Proben und Tiefen des Profils.

Geringe Beimengungen von detritischem Quarz, Calcit, Halit sowie Gips konnten in einigen Proben ebenfalls gefunden werden. Sepiolith war aber immer das dominierende Mineral (Abb.2). In der rasterelektronenmikroskopischen Betrachtung treten die Sepiolithfasern in unregelmäßig geflochtenen Teppichen auf, aus denen Nadeln und Büschel in die Hohlräume ragen (Abb.3). Auch die Beimengungen konnten hierbei identifiziert werden, bei Calcit z.B. als idiomorphe in Hohlräume vorwachsende Kristallverbände. Elektronenmikroskopisch lassen sich die > 10 μm langen nadeligen Kristalle und Kristallverbände als wirr-faseriges Geflecht erkennen. Auch hier erscheint das Bild quasi monomineralisch (Abb.4). Aufgrund des optischen und elektronenoptischen Bildes sind die Kristalle eindeutig in situ entstanden. Die Materialien konnten nicht als Geflecht abgelagert worden sein. Größere transportierte Körper sind ebenfalls nicht erkennbar. GOLDEN et al. (1985) beschreiben die mögliche Umwandlung von Sepiolith in Smectit unter alkalischen Verhältnissen. Die Tatsache, daß hier keine Anzeichen dieser Umwandlung erkennbar sind, wird als Hinweis dafür betrachtet, daß der Sepiolith noch stabil ist oder gar noch gebildet wird. Aufgrund der röntgenographischen Aufnahme und der Bestimmung des Elementbestandes (MgO 18 - 21%, SiO_2 55 - 61%, H_2O 16 - 22%, Na_2O 1,2 - 3,5%, Al_2O_3 0,4 - 1,9%, Rest < 1,0%) wird davon ausgegangen, daß das Sepiolith der von

BRAUNER und PREISINGER (1956) ermittelten Formel



die Proben aus ca. 85 bis > 95% Sepiolith bestehen.

Die Beimengungen sind entweder äolisch oder synkristallin zu erklären. Die Zufuhr von Kieselsäure ist aus verwitternden Silikaten im alkalischen Milieu leicht erklärbar. Mg kann aus der Zersetzung von Dolomiten im Einzugsgebiet stammen. Außerdem sind basische Vulkanite eozänen Alters im weiteren Umkreis bekannt, jedoch im engeren Einzugsgebiet nicht aufgeschlossen. Die geringen Ca - Gehalte können bisher nur durch fraktionierte Fällung (Bildung und wieder Auflösung von Gips) erklärt werden.

Eine Degradation konnte nicht beobachtet werden, jedoch läßt sich der Sepiolith bei saurerer Behandlung leicht verändern, so daß er häufig in kalkigen Böden aufgrund un-zweckmäßiger Vorbehandlung nicht erkannt werden dürfte.

Abb. 2:

Röntgenbeugungsdiagramm des unbehandelten Sepioliths aus Profil 69 - El Bur (15 - 20 dm) mit geringer Beimengung von Quarz (die wichtigsten Reflexe sind indiziert).

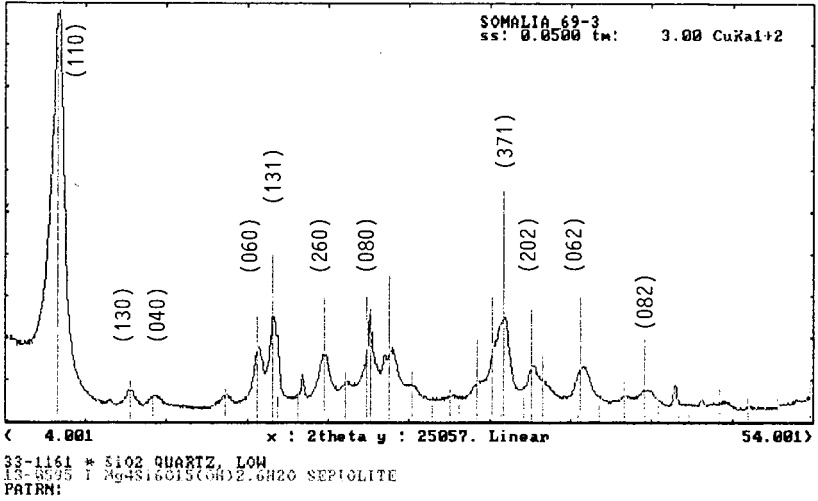


Abb. 3:

Sepiolithkristalle sind zu Teppichen verflochten, die Hohlräume umspannen in die bis zu 20 µm lange Nadeln und Kristallbüschel ragen. (El - Bur, Profil 69, 20 - 30 dm).

5 µm

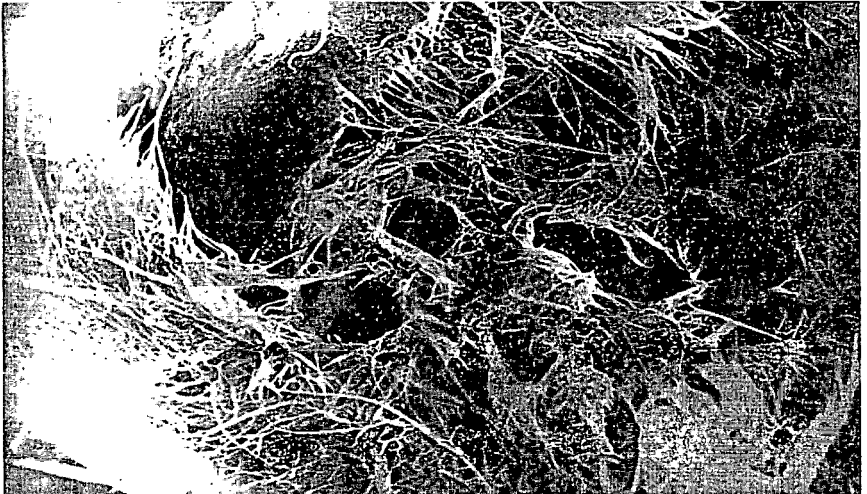
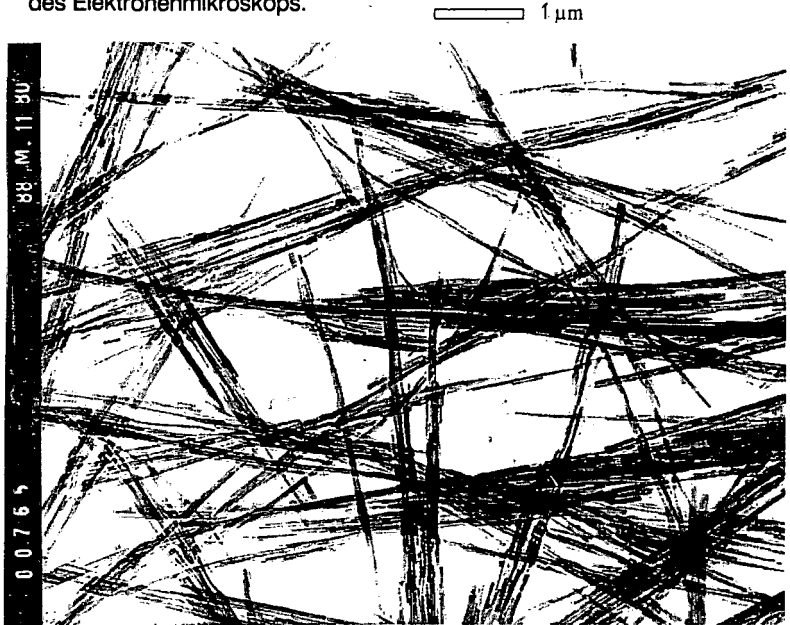


Abb. 4: Nadelige Kristalle und - Büschel von Sepiolith bilden ein monomineralisches Geflecht (El Bur, Profil 69, 20 - 30 dm) bei Betrachtung im Transmissionsbild des Elektronenmikroskops.



Literatur:

- BRAUNER, K. and A. PREISINGER (1956):
Structure of Sepiolite.
Mineralog. Petrogr. Mitt. 6, S. 120 - 140.
- GOLDEN, D.C., J.B. DIXON, H. SHADFAN and L.A. KIPPENBERGER (1985):
Palygorskite and sepiolite alteration to smectite under
alkaline conditions.
Clays and Clay minerals 33, S. 44 - 50.
- SINGER, A. and E. GALAN (1984):
Palygorskite - Sepiolite - Occurrences, genesis and uses.
340 S. Elsevier, Amsterdam.
- OSMAN, A.S., H.A. FARAG and M.S. ABDI (1985):
Geology of Somalia.
32 S. Ministry of Minerals and Water
Res., Mogadishu.

Danksagung

Die Untersuchungen entstanden im Rahmen des SFB 69:
"Geowissenschaftliche Probleme arider Gebiete" der TU Berlin.
Die elektronenoptischen Untersuchungen wurden am Phys. Institut der Universität Hohenheim, Prof. Dr. H. Seiler, durchgeführt. Wir danken ihm und seinen Mitarbeitern für die technische, der DFG für die finanzielle Unterstützung.

Al-Substitution und Kristallitgröße als Parameter zur Unterscheidung von "lithogenen" und "pedogenen" Hämatiten

Helge Stanjek⁺)

Einleitung

Die Frage, inwieweit in unseren Breiten holozäne Hämatitbildung in Böden möglich ist, kann nur dann zweifelsfrei beantwortet werden, wenn andere Quellen für Hämatit - Ausgangsgestein, äolische Zufuhr - ausgeschlossen werden können. Eine Reihe geologischer Ausgangssubstrate beinhalten bereits "lithogenen" Hämatit (und Goethit): Gesteine des Rotliegenden, des Buntsandsteins, des Keupers, des Doggers werden z.T. intensiv durch diese Eisenoxide gefärbt. Ziel dieser (noch nicht abgeschlossenen) Untersuchung ist es daher, Kriterien zur Unterscheidung "lithogener" von "pedogenen" Hämatiten zu erarbeiten.

Methodik

Untersucht wurde eine Reihe von hämatitischen Proben aus Böden *sensu strictu* (Laterite, Ultisole) sowie aus Gesteinen verschiedenster Altersstufen. Aus den chemischen Analysen (Dithionit-lösliches Fe_d und Al_d nach Vorbehandlung mit Citrat-Bicarbonat) wurden die Al-Substitutionen in den Hämatiten indirekt quantifiziert: Aus dem röntgenographisch bestimmten Hämatit-Goethit-Verhältnis und der Al-Substitution im Goethit aus **c** (Eichkurve von Schulze, 1984) wurde die Substitution im Hämatit berechnet. Die Kristallitgrößen der Hämatite wurden röntgenographisch aus den korrigierten Halbwertsbreiten mittels exakter Scherrerkonstanten (berechnet für hexagonale Prismen) berechnet (s. Stanjek, 1990).

Ergebnisse

Die Auftragung der Durchmesser der hexagonalen Prismen (MCDA) gegen die berechnete Al-Substitution (Abb. 1) zeigt für die Bodenhämatite eine Spannweite der Substitution von 0 bis maximal 16 Mol-% Al. Die maximale Substitution stimmt mit Literaturwerten gut überein. Die Durchmesser der Bodenhämatite erreichten nur bei einer Probe 70nm und bewegten sich unabhängig von der Substitution zwischen minimal 15 und maximal 50nm. Die Substitutionen der Gesteinshämatite überschreiten 5 Mol-% nicht, die Größen bewegen sich zwischen 70 und »150nm (d.h. instrumentelle Verbreiterung der Reflexe).

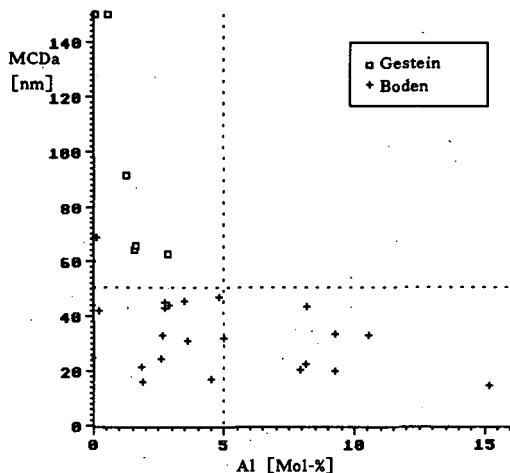
Auftragungen zwischen den Dicken und der Substitution ergeben prinzipiell das gleiche Bild (nicht gezeigt). Erwähnenswert scheint, daß im Gegensatz zu synthetischen

⁺) Lehrstuhl für Bodenkunde, Techn. Univ. München, 8050 Freising-Weihenstephan

Hämatiten die Verhältnisse von $MCDa/MCDc$ zu höheren Al-Substitutionen hin nicht ansteigen, sondern im Gegenteil die größte Variation bei geringen Substitutionen aufweisen.

Abb. 1

Bodenhämatite weisen eine weite Variation der Al-Substitution auf, Gesteinshämatite dagegen erreichen nur maximal 5 Mol-% Al. Die Kristallitgrößen liegen für Bodenhämatite unterhalb von etwa 50nm (Ausnahmen abgesehen), Gesteinshämatite unterschreiten etwa 75nm nicht.



Chemische Analysen an einer Vielzahl weiterer Gesteine (für die noch keine röntgenographischen Daten vorliegen) bestätigen eine maximale Substitution im Bereich von 5 Mol-% Al. Niedrige Al-Substitution und große Kristallitgrößen scheinen "lithogene" Hämatite von hochsubstituierten "pedogenen" Hämatiten geringerer Größe gut zu trennen.

Diskussion

Unter "lithogen" verstehe ich, daß Hämatite jetzt in einem Milieu (Gestein) vorgefunden werden, in dem sie meist nicht entstanden sind. Zur Zeit ihrer Entstehung wären sie daher als "pedogen" einzustufen gewesen. Daraus folgt, daß sie prinzipiell die gleiche Substitutionsspanne aufweisen sollten wie rezente(re) Hämatite.

Ursache für das Fehlen höher substituiertes Gesteinshämatite könnte die Umkristallisation durch Ostwald-Reifung sein. Höher substituierte Hämatite würden dabei Al freisetzen und sowohl "reiner" als auch größer werden. Die Auftragung der Substitution gegen das Gesteinsalter - wie problematisch das auch sein mag - zeigt den Trend, daß mit zunehmendem Alter die Substitution geringer wird.

D. Schulze (1984): The influence of Al on iron oxides. VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays Clay Min.* 32:36-44.
H. Stanjek (1990): Aluminium- und Hydroxylsubstitution in synthetischen und natürlichen Hämatiten. Dissertation Technische Universität München, eingereicht.

Die Tonmineralentwicklung in Abhängigkeit
von der Bodengnese.

von

Heinz Tributh*

1 Einleitung

Die Tonmineralentwicklung umfaßt die Prozesse der Bildung, Umwandlung und Zerstörung von Tonmineralen in Böden.

Die Tonbildung resultiert in Böden des gemäßigten Klimas im wesentlichen aus der Verwitterung der Glimmer in den Schluff- und Sandfraktionen. Als Umwandlung bezeichnet man die qualitative Veränderung der Minerale, die bei den K-enthaltenden Tonmineralen zu einer Aufweitung führt, wobei die Erniedrigung der Schichtladung und die Kaliumfreisetzung die wesentlichsten Voraussetzungen sind. Die Tonzerstörung ist die Folge einer natürlichen Basenverarmung der Böden und des zusätzlichen Eintrags von Säureäquivalenten durch Immissionen.

Eine differenzierte Analyse der einzelnen Entwicklungsstadien ist nur nach einer weitgehenden Aufteilung der Tonkomponente in Subfraktionen möglich.

Über die Vorteile der genaueren Kennzeichnung des Mineralbestandes und seiner Eigenschaften durch die erweiterte Fraktionierung bei tonmineralogischen Untersuchungen wurde bereits früher berichtet (TRIBUTH 1967, 1970, 1971). Die dadurch möglich gewordene dynamische Betrachtung der Tonentwicklung wurde aus späteren Beiträgen ersichtlich (TRIBUTH 1974, 1976). Die eigenen wie auch die in enger Zusammenarbeit von LEHNARDT (1974) und HILGER-ALEXANDROU (1976) durchgeführten Untersuchungen von Ton-Subfraktionen ließen erkennen, daß die Tonmineralentwicklung durch das Bodenmilieu beeinflußt wird, so daß je nach dem Grad der Basenverarmung unterschiedliche "Endprodukte" nachzuweisen sind.

Die mit zunehmender Versauerung der Böden stattfindende Tonmineralzerstörung ist für eine unter natürlichen Bedingungen ablaufende Bodenentwicklung charakteristisch. Sie wird durch zusätzlichen Eintrag von Säureäquivalenten verstärkt, kann aber z.B. durch eine Kalkdüngung unterbrochen bzw. abgeschwächt werden.

* Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus-Liebig-Universität Giessen, Wiesenstr. 3-5, D-6300 Giessen

2 Verwitterungsbedingte Stadien der Tonmineralentwicklung

Die Tonbildung ist in Böden aus Löß im wesentlichen durch Verwitterung der Glimmer in der Schluff- und Sandfraktion gekennzeichnet, die zunächst zu einer Teilchenverkleinerung führt, ohne die Eigenschaften der Minerale wesentlich zu verändern. Sobald die Glimmerteilchen die 2 μm -Grenze unterschreiten, gehören sie der Tonfraktion an und werden somit als Illite bezeichnet. Nach FÜLSTER et al. (1963) stammen ca. 95 % der Tonminerale unserer Böden aus der Glimmerverwitterung. Die in Lehrbüchern (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1976) angeführte (zweite) Möglichkeit der Tonmineralentstehung durch Neuaufbau aus Zerfallsprodukten von Silikaten hat für Böden in Mitteleuropa sicher eine nur ganz untergeordnete Bedeutung. Da der Boden ein offenes System darstellt, werden die Milieu- und Konzentrationsbedingungen für die Neubildung von Dreischichtmineralen nicht erfüllt, dagegen ist unter spezifischen Gegebenheiten die Entstehung von Halloysiten und Kaoliniten auch in unserem Klimabereich möglich.

Die Umwandlung der glimmerartigen Tonminerale setzt nach TRIBUTH (1976) bei einer Teilchengröße von 0,2 μm ein und führt über eine randliche Aufweitung bis zu einem Schichtabstand von 1,8 nm. Die wesentlichsten Voraussetzungen für diese qualitative Veränderung sind die Kaliumfreisetzung und die Abnahme der Schichtladung. Daß das Kontraktionsverhalten der Minerale mit der Höhe der Schichtladung weitgehend identisch ist, zeigen die in Zusammenarbeit mit LAGALY/Kiel von den Subfraktionen eines Tschernosems/Ukraine ermittelten Werte der Schichtladungen. Wesentlich für die Entwicklungsphase ist, daß sich das Milieu nicht verändert. Solange Calcium und Magnesium als Tauschpartner für das freigesetzte Kalium zur Verfügung stehen, führt die Umwandlung der Illite zu Smectiten, die auch bis zu extrem kleinen Korngrößen stabil bleiben.

Die Tonzerstörung beginnt bei den Dreischichtmineralen mit der extremen Aufweitung über 2,0 nm hinaus. Der Schichtzusammenhalt dieser Minerale ist so stark herabgesetzt, daß den Quellungskräften des Glycerins (im Boden Wasser) kein Widerstand entgegengesetzt wird, so daß es zu einer unendlichen Aufweitung kommt. Da diese labilen Minerale nur in basenarmen Böden bzw. Horizonten anzutreffen sind, muß die höhere Konzentration der H^+ -Ionen die Ursache der Tonzerstörung sein. Während sich in einem sehr schwach sauren Milieu das H^+ -Ion wie jedes andere Kation verhält und lediglich das Zwischenschichtkalium ersetzt (NORRISH 1972), wird bei höheren Konzentrationen die Oktaederschicht der Glimmer angegriffen, wobei zunächst Mg und speziell Fe in Lösung gehen (ROBERT & PEDRO 1972) und dann auch die Struktur zerstört wird (WELLS & NORRISH 1968; MAMY 1970). Den gleichen Vorgang können auch Säuren biologischer Herkunft auslösen (BOYLE et al. 1967; SAWHNEY & VOIGT 1969). Damit läßt sich die bei nur mäßig versauerten Böden auf die oberen Horizonte beschränkte Tonzerstörung erklären.

3 Das Bodenmilieu bestimmt das Endglied der Entwicklungsreihe

Aufgrund der Untersuchungen an fraktionierten Tonen von Böden mit unterschiedlicher Basensättigung (LEHNARDT 1974; HILGER-ALEXANDROU 1976; TRIBUTH 1976; TRIBUTH in SCHÖNHALS et al. 1982) kann man den Schluß ziehen, da es kein für alle Böden allgemeingültiges Umwandlungsschema gibt, sondern die Tonmineralentwicklung von dem unterschiedlichen Milieu des Bodens bestimmt wird.

Danach kann man drei Entwicklungssequenzen unterscheiden, die im wesentlichen durch das Ausmaß der Basenverarmung der jeweiligen Bodentypen gekennzeichnet sind (Abb. 1).

Abb. 1: TONMINERALENTWICKLUNG AUS GLIMMER
in Abhängigkeit vom Milieu des Bodens

TSCHERNOSEM

Glimmer → *Illite* → *Übergangsmminerale* → *Smectite*

PARABRAUNERDE

Glimmer → *Illite* → *Übergangsmminerale* → *labile Minerale*

SAURE BRAUNERDE

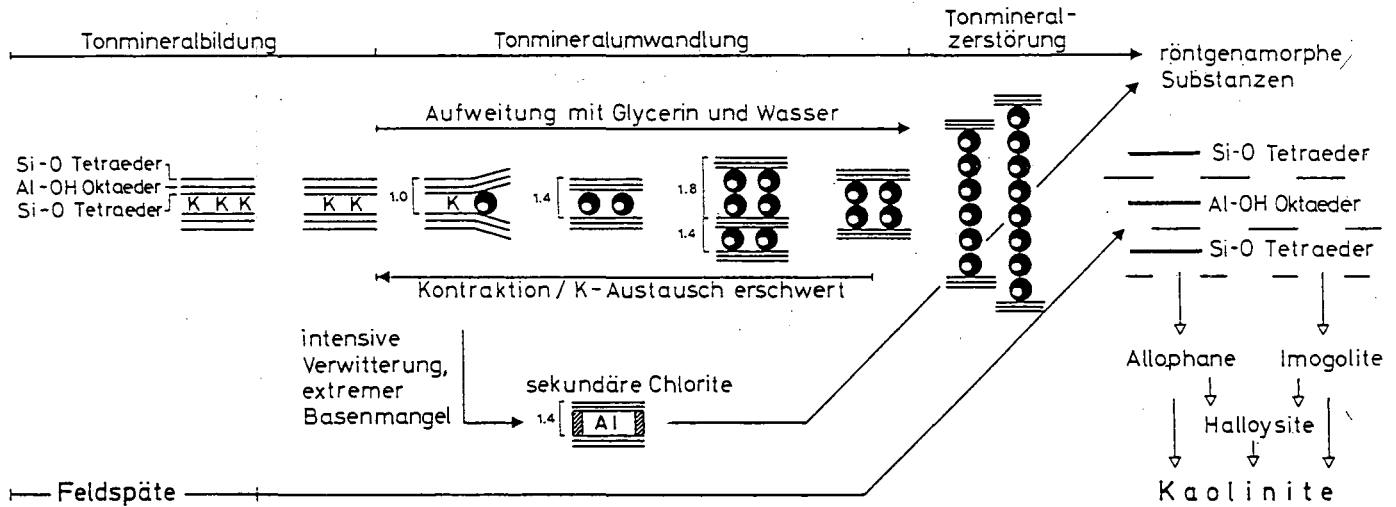
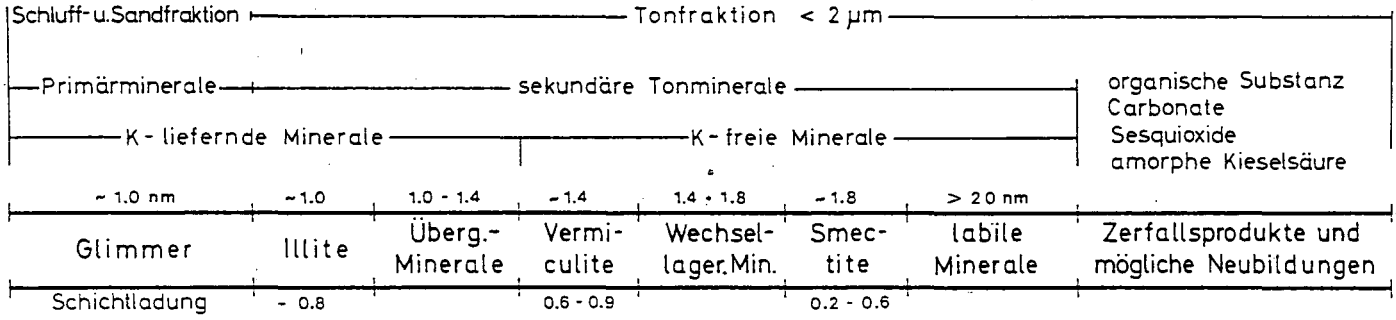
Glimmer → *Illite* → *Sek. Chlorite* → *lab. Miner.* → *Röntg. amorphe Subst.*

Auf der nächsten Seite wird die Tonmineralentwicklung in Böden nach dem derzeitigen Kenntnisstand in einem Übersichtsschema zusammengefaßt (Abb. 2), wobei die dargestellten Teilbereiche nicht weiter erläutert werden können.

Ausführliche Darstellung, Methoden und Literaturangaben:

TRIBUTH, H.: Development of K containing Minerals during Weathering and Suitable Methods for their Determination. Proc. 20 th Colloqu. Int. Potash Institute, Bern (Switzerland) 65-83 (1987)

Abb. 2 : Tonmineralentwicklung in Böden



Zeolithbildung während der Basaltverwitterung in Lanzarote

von

Zarei, M., R. Jahn & K. Stahr ^{*)}

Objekte und Methoden

Die Entstehungs-, Wachstumsbedingungen, die Stabilität, sowie die Morphologie von Zeolithmineralen in einer Chronosequenz von Böden, die aus basischen bis ultrabasischen Vulkaniten entstanden sind, sollten untersucht werden.

Auf Lanzarote (Kanarische Inseln) lassen sich sechs verschiedene vulkanische Phasen unterscheiden, die in der Zeit vom Tertiär bis ins jüngste Holozän jeweils Landoberflächen bildeten: Phase I: Miozän/Pliozän (ca. 5 Mio. J.); II_A: ält. Mittelpleistozän (ca. 150 000 J.); II_B: ält. Jungpleistozän (ca. 100 000 J.); III: Jungpleistozän (ca. 40 000 J.); IV_A: Holozän (ca. 6 000 J.); IV_B Ausbrüche von 1736-39 und 1824. Das dabei geförderte Material, Basalte und Pyroklastika, ist durchweg basisch bis ultrabasisch mit nur geringer Streuung.

Das Klima ist semiarid bis arid. Die mittleren Monatstemperaturen zeigen durch das stark maritim beeinflusste Klima nur geringe Schwankungen zwischen 18°C im Januar und 24°C im August; die Spanne der Tagesschwankungen ist ähnlich gering (5-7°C). Die jährliche Niederschlagsmenge beträgt je nach Exposition und Höhenlage zwischen unter 100 bis ca. 250 mm. Das Bodenfeuchteregime ist ustic bis aridic und in höheren Lagen xeric, das Bodentemperaturregime ist thermic.

Die Zeolithe wurden mit Röntgendiffraktometrie, Durchlichtmikroskopie und Elektronenmikroskopie untersucht. Die untersuchten Böden wurden vorher eingehend von JAHN (1988), SCHÜLE et al. (1989) und ZAREI (1989) analysiert und beschrieben. Die wichtigsten Böden in der Reihenfolge zunehmenden Alters sind:

IV_B-101 Andi-Eutric Regosol; Rudic, Saline, Sodic Phase

Steiniger, extrem durchlässiger, sehr schwach entwickelter Regosol in ebener Lage, mit nur geringer Verbraunung (0,2 % von Fe) geringer Anreicherung neugebildeten (0,6 kg/m²) und eingetragenen (0,4 kg/m²) Tones, geringer Verluste an silikatischem Ca, Mg und Na (jeweils <1 % von Gesamt) und geringer Kalkanreicherung (1,5 kg/m²). Unbeeinflusst von Erosion und Akkumulation.

IV_A-660 Mollic Andosol; Rudic, Saline, Sodic Phase

Auf einem Hangrücken mäßig entwickelter, steiniger, sehr durchlässiger Andosol, Verbraunung (6 % von Fe) überdeckt von Humusanreicherung (6 kg/m², zum Teil stabile Ton-Humuskomplexe), Anreicherung von 31 kg/m² neugebildeten (davon ca. 20 kg röntgenamorphe Substanzen und Oxide) und 7 kg eingetragenen Tones, nennenswerte Verluste an silikatischem Ca (16 %), Mg (19 %) und Na (11 % von Gesamt), Anreicherung von 14 kg/m² Karbonat vor allem in dünnen

^{*)} Institut für Bodenkunde und Standortlehre der Universität Hohenheim

Kalkbändern und -krusten in Tiefen bis zu 3 m. Profil nicht durch Erosion oder Akkumulation beeinflusst.

III-510 Andi-Luvi-Haplic Calcisol; Petrocalcic, Sodic Phase

Durch Auftrag einer Lapillillage anthropogen veränderter, mäßig durchlässiger Calcisol, verbraunt (13 % von Fe) und rubefiziert, stark verlehmt (170 kg/m² illitisch-smectitischer Ton, davon ca. 26 kg eingetragen), Tonverlagerung, erhebliche Verluste an silikatischem Ca (44 %), Mg (34 %) und Na (47 % von Gesamt), Anreicherung von 150 kg/m² Karbonat größtenteils in einer mächtigen Kalkkruste. Dieses Hang-Profil (20 % Neigung) ist durch Erosion verkürzt.

II_B-716 Andi-Chromi Luvisol; Petrocalcic, Sodic Phase

Durch jüngere Lapillillage überdeckter, mäßig durchlässiger Luvisol, rubefiziert, Anreicherung von ca. 200 kg/m² illitisch smectitischem Ton oberhalb der Kalkkruste, Tonverlagerung, Anreicherung von nahezu 600 kg/m² Karbonat, überwiegend in einem über 12 dm mächtigen zum Teil krustigen Kalkanreicherungs-horizont. Das in einem Tal liegende Profil ist vermutlich polygenetisch (Luvisol jünger als ein Teil der Karbonatanreicherung), laterale Zufuhr von Ca wahrscheinlich.

I-800 Sali-Calcic Luvisol; Petrocalcic, Sodic Phase

Durch mindestens sieben zeitlich aufeinanderfolgende und durch Erosion, Materialzufuhr und/oder Klimaänderungen ausgelöste Bodenbildungsphasen gekennzeichneter Boden. Die fossilen Bt-Horizonte sind stark rubefiziert (20 % von Fe), enthalten bis zu 80 % smectitisch-illitischen Ton und weisen sehr starke Verluste an silikatischem Ca (>90 %), Mg (80 %) und Na (50 % von Gesamt) auf.

Ergebnisse und Diskussion

Zeolithe sind wasserhaltige Alkali- und/oder Erdalkali-Aluminium-Silikate (Tektosilikate) mit großen Hohlräumen zwischen den (Si, Al)O₄-Tetraedern, in denen Wassermoleküle und Kationen sehr locker gebunden sind. Sie sind Verwitterungs- und Umlagerungsprodukte der vulkanischen Gläser.

Die wichtigsten Faktoren für die Bildung und deren Geschwindigkeit bei Zeolithen sind Temperatur, Druck, pH-Wert, Salz- und Kationengehalt der einwirkenden Lösungen (HOLLER & WIRSCHING, 1974 und WIRSCHING, 1981). Bei niedrigen Temperaturen entstehen H₂O-reiche und Si-arme Zeolithe, wogegen bei höheren Temperaturen H₂O-arme und Si-reiche Zeolithe gebildet werden.

In Böden der Fläche IV_B konnten keine Zeolithe gefunden werden. Die Verwitterung in den Regosolen dieser Fläche ist in der Initialphase, wobei die Kationen- und Anionenkonzentration gegenüber älteren und lehmigeren Böden relativ gering ist, so daß hier die Bildungsbedingungen für Zeolithe nicht ausreichend sind.

In den Unterböden der Andosole der Fläche IV_A lassen sich wirrfaserige, nadelige bis strahlige, flächenarme Faserzeolithe an den Kalkbändern bis in 3 m Tiefe beobachten. Die Zeolithe werden in der Feinerde, in Blasenräumen und zwischen Aggregaten neu gebildet und sind mit Carbonaten,

Tonmineralen (Smectit), Oxiden und amorphen Substanzen vergesellschaftet. Sie spielen neben anderen Mineralneubildungen (Carbonate, Smectite, Fe-Oxide, Hydroxiden und Allophanen) zum strukturellen Aufbau der Aggregate und deren Stabilität eine erhebliche Rolle (ZAREI 1989).

In einem Calcisol aus Pyroklastika und einem Luvisol aus Basalt der Fläche III kommen Zeolithe nur spurenweise an der Verwitterungsfront vor. Es wird angenommen, daß die Zeolithe zum größten Teil in diesen Böden wieder zersetzt, bzw. in neue Minerale umgewandelt sind, und die Bildungsbedingungen (Relief und Durchlässigkeit des Bodens) nicht optimal zur Erhaltung der Zeolithe sind.

In einem Luvisol der Fläche II_B konnten oberhalb und unterhalb der mächtigen Kalkanreicherung Faser- und Blätterzeolithe gefunden werden. In durchlichtmikroskopischen und rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungen konnte festgestellt werden, daß die Zeolithe in den Hohlräumen und an Bodenaggregaten in Form von stengeligen und bündeligen Strukturen kristallisiert sind. Sie sind besser als in den jüngeren Böden ausgebildet und auch weiter verbreitet.

In dem mächtigen polygenetischen Boden der Fläche I sind im oberen Bw (vulkanisches Material IV_A) überwiegend schlecht strukturierte und flächenarme, faserige Zeolithe ausgebildet, während an der Verwitterungsfront in 4,75 m Tiefe gut ausgebildete in Richtung der C-Achse gestreckte, flächenreiche, bündel-, blätter- bis würfelförmige Zeolithminerale vorkommen. Sie treten nicht nur in Blasenräumen auf, sondern sind auch in den Hohlräumen, zwischen und auf den tonigen Bodenaggregaten mit unterschiedlichem Kristallisationsgrad (pseudotetragonal, pseudorhombisch, pseudohexagonal und pseudokubisch) zu finden.

Der lichtmikroskopische und röntgendiffraktometrische Befund der Zeolithbildungen wurden durch die REM-Aufnahmen bestätigt und zeigte Morphologie und Entwicklungsfortschritte der Zeolithbildung mit zunehmendem Alter der Böden (ZAREI et al., 1987 und SCHÜLE et al. 1989). In den älteren Böden sind im Gegensatz zu den jüngeren Böden gutkristallisierte und flächenreiche Zeolithe zu finden, die überwiegend nach der C-Achse gestreckt sind. Die fossilen Bt-Horizonte und die mächtigen Kalkanreicherungen des ältesten Bodens I-800 sind frei von Zeolithen. Vermutlich wurden auch hier Zeolithe gebildet, später jedoch wieder zersetzt oder umgewandelt.

Schlußfolgerungen

Zeolithe sind Verwitterungs- und Umwandlungsprodukte vulkanischer Gläser, sie können unter hydrothermalen und niedrigmetamorphen Bedingungen aber auch in Böden entstehen (SHEPPARD, 1973). Die Bildung der Zeolithe benötigt entweder bei niedriger Temperatur eine hohe, oder bei hoher Temperatur eine niedrige Konzentration an Kationen und Salzen (WIRSCHING, 1981).

Lanzarotes Böden bieten mit ihrer hohen Konzentration an Kationen und Anionen aus der Verwitterungslösung sowie aus eingetragenen Salzen optimale Bildungsbedingungen für Zeolithe.

Faserförmige Zeolithe sind in den jüngeren Böden mit Karbonaten, Tonmineralen (Smectite), Oxiden und amorphen Substanzen vergesellschaftet, während in älteren Böden Blätter- und Würfelzeolithe in Blasen- und Hohlräumen sowie zwischen Bodenaggregaten überwiegen. Die Zeolithe

tragen damit zur Strukturstabilität der Böden bei. In den Böden der jüngsten Serie IV_B kommen noch keine Zeolithe vor, da zu ihrer Bildung der Ionentransport noch zu rasch erfolgt.

Das Vorkommen der Zeolithe in den tieferliegenden Kalk- und Ton angereicherten Horizonten in den Böden der Fläche IV_A spricht ebenfalls für ein rasches leaching im oberen Teil des Bodens. In tieferliegenden Horizonten mit höherer Wasserkapazität und der möglichen Konzentrierung von Ionen kann dann die Zeolithbildung an der Befeuchtungsfrent erfolgen.

Der Kristallisationsgrad der Zeolithe nimmt durch Alterung stark zu, sodaß in den älteren Böden sehr gut kristallisierte und flächenreiche Zeolithe anzutreffen sind. Die Zeolithe sind aufgrund ihres Gitterbaues relativ instabil, da sie Kationen leicht abgeben und/oder austauschen und damit der Verwitterung unterliegen. Mit den REM-Aufnahmen konnte die Morphologie der Zeolithe in verschiedenen Wachstumsstadien (faserig, nadelig, stengelig, bündelig und tafelig), sowie der Zersetzung und Umwandlung beobachtet werden. Diese Befunde stimmen mit den lichtmikroskopischen Untersuchungen überein. In den fossilen Bt-Horizonten als auch in den Kalkanreicherungshorizonten des untersuchten polygenetischen Bodens der Fläche I wird mit einem vollständigem Abbau früher gebildeter Zeolithe gerechnet.

Literatur:

- HOLLER, H. & WIRSCHING, U. (1974): Experimente zur Zeolithbildung durch hydrothermale Umwandlung. *Contr. Mineral. und Petrol.* **46**, 49-60, Berlin.
- JAHN, R. (1988): Böden Lanzarotes - Vorkommen, Genese und Eigenschaften von Böden aus Vulkaniten im semiariden Klima Lanzarotes (Kanarische Inseln). *Hohenheimer Arbeiten*, Verlag Ulmer, Stuttgart, 257 S.
- SCHÜLE, J., STAHR, K., ZAREI, M. & JAHN, R. (1989): Basaltverwitterung und Bodenentwicklung seit dem mittleren Tertiär auf Lanzarote, Kanarische Inseln (Profil Malaya Chica). *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* **152**, 105-113.
- SHEPPARD, R.A. (1973): Zeolites in sedimentary rocks. *U.S. Geol. Surv. Profess. Papers* **820**, 689-695.
- WIRSCHING, U. (1981): Experiments on the hydrothermal formation of calcium zeolites. *Clays and Clay Minerals* **29**, 171-124.
- ZAREI, M. (1989): Verwitterung und Mineralneubildung in Böden aus Vulkaniten auf Lanzarote (Kanarische Inseln). Verlag B. Schulz, Berlin, 255 S.
- ZAREI, M., STAHR, K. & JAHN, R. (1987): Mikromorphologie der Verwitterung und Mineralneubildung aus jungen vulkanischen Aschen Lanzarotes. *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* **55/II**, 1025-1030.

Nachtrag

Referat Kommission V

URBANE BÖDEN

17./18.5.1990

HANNOVER.

Zur Klassifikation der Kippenböden in den Braunkohlenrevieren des
mitteldeutschen Raumes

von
Wünsche, M.⁺⁾ und Altermann, M.⁺⁺⁾

1. Einleitung

In der DDR werden durch die Braunkohlegewinnung jährlich etwa 3 000 ha vorwiegend land- und forstwirtschaftlich genutzte Bodenflächen devastiert und als Kippenflächen der Nutzung unmittelbar wieder zugeführt.

Die Kippenböden weisen gegenüber den natürlichen Böden andere Merkmale auf, so daß ein direkter Vergleich schwer möglich ist. Grundsätzlich unterscheiden sie sich voneinander durch ihre Entstehung. Während die natürlichen Böden das Produkt einer meistens sehr langen Bodenentwicklung auf geologischen Ausgangsgesteinen sind und bestimmte Horizontabfolgen aufweisen, stellen Kippenböden jüngste Bodenbildungen auf künstlich umgelagerten Sedimenten dar. Die Substratzusammensetzung wird dabei wesentlich durch die Verkippungstechnologie und die geologische Vorfeldsituation bestimmt. Relativ homogene Kippsubstrate und eine beabsichtigte Mehrschichtigkeit entstehen auf Rückgabeflächen des Sonderbetriebes sowie bei gesteuerter Absetzerverkippung. Brückenkippen und Absetzerverkippung mit hohem Massenanteil sind vornehmlich durch einen willkürlichen, oft engräumigen Wechsel in der petrographischen Zusammensetzung gekennzeichnet.

2. Ziel der Klassifikation der Böden auf Kippen

Eine erfolgreiche Wiedernutzbarmachung von Kippenflächen setzt deren genaue Untersuchung durch die bodengeologische Kartierung voraus. Um diese Aufgabe nach einheitlichen Prinzipien zu gewährleisten, ist eine übersichtliche, praxisnahe und leicht verständliche Klassifikation der Kippböden erforderlich. Die für alle Braunkohlenreviere der DDR anzuwendende bodengeologische Klassifikation der Kippböden stützt sich auf langjährige umfangreiche Feld- und Laborbefunde.

+) Geologische Landesuntersuchung GmbH Freiberg/Sachsen

++) Halsbrücker Str. 31a, 9200 Freiberg
Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Institut für
Standortwissenschaften u. Umweltschutz,
Weidenplan 14, 4020 Halle

Sie dient als Grundlage für die regionale Vergleichbarkeit, Bewertung und Behandlung dieser Standorte.

3. Kriterien der Klassifikation der Böden auf Kippen und Halden

In der land- und forstwirtschaftlichen Praxis hat sich die Klassifikation der Böden nach Bodenformen durchgesetzt. Dieser komplexen bodensystematischen Betrachtungsweise folgend, vereinigen die Kipp-Bodenformen Böden der Kippen und Halden, die nach ihrem Substrataufbau und dem Entwicklungszustand weitgehend übereinstimmen. Mit der Silbe "Kipp" soll vor allem die anthropogene Entstehung hervorgehoben werden.

Bei der Charakterisierung des Substrates stehen petrographische Gesichtspunkte im Vordergrund.

Als differenzierende Substratmerkmale für die Bildung der Hauptbodenformen gelten:

- Korngrößenzusammensetzung
 - . Skelettgehalt in Vol.% (Abstufungen: <10, 10 - 25, >25 Vol.%)
 - . Körnungsart des Feinbodens
- Kohlegehalt (Abstufungen: <0,5; 0,5 - 30, >30 %)
- Karbonatgehalt (Abstufungen: <0,3; >0,3 %)

Nach diesen Kriterien lassen sich für die Ebene der Hauptbodenformen z.B. folgende Kippsubstrate ausscheiden:

Kipp-Kiese (K-Kp), Kipp-Sande (S-Kp);
Kipp-Lehme (L-Kp), Kipp-Schluffe (U-Kp);
Kipp-Kohlesande (xS-Kp), Kipp-Kohlelehme (xL-Kp);
Kipp-Kalksande (cS-Kp), Kipp-Kalklehme (cL-Kp).

Eine weitere Substratunterteilung für die Bildung der Lokalbodenformen ergibt sich vor allem durch die Ausweisung feinerer Unterschiede in der Körnungsart des Feinbodens, im Kohlegehalt und in der Substratvermischung.

Als Zusatzmerkmal der Substrate wird vorrangig der Schwefelgehalt berücksichtigt, der die Reaktionsdynamik vieler Kippböden beeinflusst und eine Orientierung über den Kalkbedarf gibt.

Aufgrund der Verkippungstechnologie treten die auf Kippen und Halden vorkommenden Substrate selten homogen auf. Diese Tatsache muß bei der Klassifikation der Kippböden Berücksichtigung finden. So werden als "Gemengeformen" Vermengungen ökologisch extrem unterschiedlicher Substrate herausgestellt, wie z.B. das Nebeneinander sandiger und toniger bzw. kohlefreier und kohlehaltiger Massen im Vertikalprofil sowie auf kleinster Fläche.

Auf Standorten mit Kulturbodenauftrag weisen die Kippböden eine markante, flächenhaft ausgebildete Substratschichtung (Mehrschichtigkeit) auf. Deshalb wird die Substratzusammensetzung der Schichten und die Mächtigkeit ausgewiesen, wie z.B.:

Substratmächtigkeit dm	Benennung	Symbol
<6	Kipp-Kohlesand mit Decke aus Kipp-Lehm	$\frac{L}{xS}$ - Kp
6 - 10/12	Kipp-Lehm über Kipp-Kohlesand	$\frac{L}{xS}$ - Kp
>10/12	Kipp-Lehm	L-Kp

Die Böden auf Kippen und Halden stehen aufgrund ihres relativ geringen Alters am Anfang der Entwicklung; deshalb kommen nur wenige Bodentypen vor:

Kipp-Rohböden (Symbol: Kp) stellen das Initialstadium der Bodenbildung ohne Horizontdifferenzierung dar. Sie sind chemisch kaum verwittert und durch eine geringe biologische Aktivität gekennzeichnet. Ihr Auftreten beschränkt sich hauptsächlich auf frisch geschüttete Kippflächen.

Kipp-Ranker (Symbol: KpA) sind auf kalkfreien Substraten verbreitet und besitzen infolge land- oder forstwirtschaftlicher Nutzung einen mehr oder weniger deutlichen Humushorizont (Ap- bzw. Ah-Horizont).

Kipp-Rendzinen (Symbol: KpC) haben die gleiche Ausbildung des Humushorizontes wie die Kipp-Ranker, kommen jedoch ausschließlich auf kalkhaltigen Substraten vor.

Kipp-Staugleye (Symbol: KpS) sind durch Staunässe oberhalb 8 bzw. 9 dm unter Flur geprägte Kippböden. Die Staunässemerkmale dieser verdichteten Standorte lassen sich profilmorphologisch (Rostfleckigkeit, Bleichung) noch kaum nachweisen.

Kipp-Gleye (Symbol: KpG) trifft man bevorzugt in grundwasserbeeinflußten Kippenbereichen an. Dabei steht das Grundwasser längere Zeit mindestens höher als 8 bzw. 9 dm unter Flur, ohne zunächst eine Horizontausbildung (Rostbänder) zu bewirken.

Kipp-Rigolerden (Symbol: KpRi) entstanden bevorzugt auf tiefgepflügten Kippböden nach intensiver Grund- und/oder Gefügemelioration.

4. Die Bildung der Kipp-Bodenformen

Gemäß den bereits angeführten Prinzipien werden bei der Ausscheidung von Kipp-Bodenformen die Ansprache des Substrataufbaus (Substratzusammensetzung, Substratschichtung) und die typologische Bezeichnung der Kippböden kombiniert.

Dafür lassen sich folgende Beispiele anführen:

Kipp-Lehmsand-Ranker (1S-KpA)
Kipp-Kalklehm-Staugley (cL-KpS)
Kipp-Kohlesand-Rigolerde (xS-KpRi)
Kipp-Kalksand-Gley (cS-KpG)
Kipp-Lehm-Ranker über Kipp-Kohlesand ($\frac{L}{xS}$ - KpA)

Zur Vereinfachung wird bei den am meisten verbreiteten Kipp-Rohböden die Bezeichnung "Rohboden" weggelassen und nur durch die Silbe "Kipp" verdeutlicht. Damit beinhaltet "Kipp" nicht nur die anthropogene Genese, sondern auch den Bodentyp Kipp-Rohboden. Demzufolge spricht man lediglich von Kipp-Lehm (L-Kp) und nicht von Kipp-Lehm-Rohboden.

5. Schlußbemerkung

Die Klassifikation der Kippenböden ist die Grundlage für die Auscheidung von Kartierungseinheiten auf Kippen und Halden. Kartierungseinheiten können sich sowohl aus einer Kipp-Bodenform zusammensetzen als auch mit anderen Kipp-Bodenformen vergesellschaftet vorkommen.

In den bodengeologischen Gutachten werden die Kartierungseinheiten ausführlich definiert und analytisch belegt. Damit dienen diese Untersuchungen u.a. der Entscheidungsfindung für Meliorationsmaßnahmen und zur Rekultivierung der Bergbaufolgelandschaften.

6. Literatur

WÜNSCHE, M. et al.: Die Klassifikation der Böden auf Kippen und Halden in den Braunkohlenrevieren der DDR. - Neue Bergbautechn. - Leipzig 11 (1981) - S. 42 - 48.

Referate

EXKURSIONSTAGUNG

AK WALDHUMUSFORMEN

20./21.6.1990

HARDEHAUSEN



Die morphologische und chemische Veränderung des Humuskörpers
einer Parabraunerde unter Wald in 25 Jahren

von

Beyer, L.*

Einleitung

Die Böden der mitteleuropäischen Wälder haben sich infolge anthropogener Luftverunreinigung verändert (Ulrich, 1989a). Die Bodenversauerung wird dafür als wesentliche Ursache angesehen (Zeßschwitz, 1985). Basensättigung und pH-Wert wirken sich aber auch auf die Durchwurzelung (Ulrich, 1989b) und die Humifizierung der organischen Substanz (Ulrich, 1989a) und damit die Ausbildung der Humusform aus (Zeßschwitz, 1989).

Eine Parabraunerde unter Wald in Siggen war bereits 1960 Gegenstand von umfangreichen naßchemischen und morphologischen Humuskörperuntersuchungen (Blume, 1965). Durch die Diskussion über "Neuartige Waldschäden" schien es von Interesse, die Untersuchung der 60er Jahre mit denen von 1986 am selben Standort zu vergleichen, um eine, möglicherweise mit der Bodenversauerung einhergehende, Veränderung des Humuskörpers in morphologischer und chemischer Hinsicht aufzuzeigen.

Material und Methoden

Boden: Es wurde eine typische basenarme Parabraunerde aus weichselzeitlichem Geschiebemergel über Vorschüttandsen in Siggen bei Oldenburg (Holstein) untersucht. Der Boden ist bei Blume et al. (1986) beschrieben. Es hat sich ein Melico Fagetum mit *Quercus Robur* L. mit mäßiger Krautvegetation entwickelt.

Morphologie wurde nach Schlichting und Blume (1966) und AK Standortkartierung (1980) beschrieben.

Streu- und Humus-Stoffe: Naßchemische Extraktion lufttrockener, gemahlener Proben n.Schlichting und Blume (1966). Eiweiß als $6.25 \times \alpha\text{-NH}_2\text{-N}$ n. Stevenson und Cheng (1970). Lignin als $10.5 \times \text{OCH}_3$. Zur exakten Beschreibung der Analysen s. Beyer (1989).

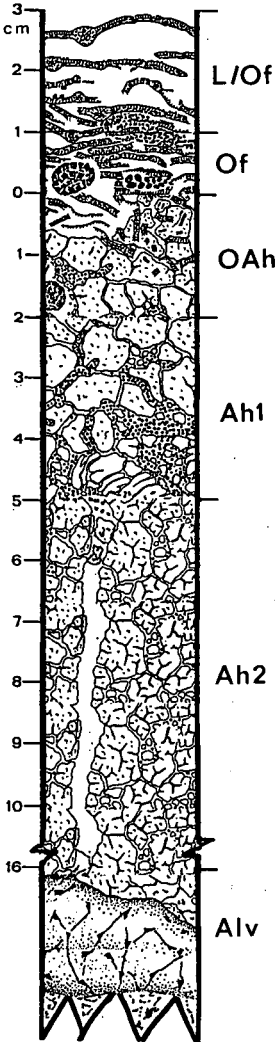
Ergebnisse

Tab.1: Jährlicher Streufall (Menge in g/m² Trockenmasse, TS) und Auflagemächtigkeit (in cm) einer Parabraunerde unter Wald (Schwankung bei 10 Parallelen in Klammern)

		L	Of	Oh		Menge
Juni-Juli	'87	2.3 (1.2)	2.3 (1.0)	1.3 (0.5)	5.9	
Juli-Aug.	'87	1.5 (0.9)	1.6 (1.0)	0.8 (0.7)	3.9	17.3
Aug.-Sep.	'87	1.0 (0.8)	1.4 (0.8)	0.5 (0.2)	2.6	
Sep.-Okt.	'87	2.5 (0.8)	1.7 (1.1)	0.9 (0.5)	5.1	57.0
Okt.-Dez.	'87	7.5 (1.7)	2.6 (0.7)	2.2 (0.9)	12.3	182.0
Dez. '87-Feb. '88		2.0 (1.3)	2.5 (0.8)	2.2 (0.9)	6.7	11.8
Feb.-April	'88	1.3 (0.8)	1.8 (0.8)	1.4 (0.5)	4.5	2.7
April-Mai	'88	1.1 (0.0)	1.9 (0.5)	2.3 (0.9)	5.2	12.6

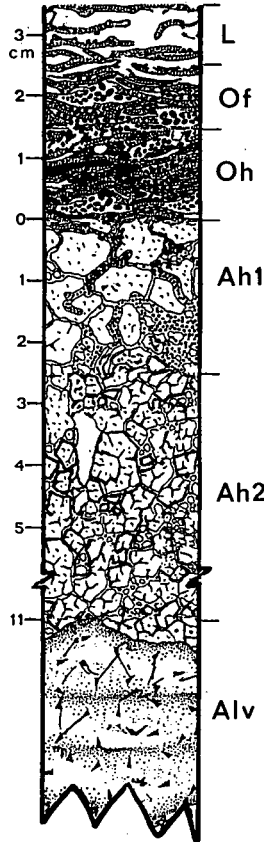
* Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Universität Kiel
Olshausenstraße 40-60, 2300 Kiel 1

Der Humuskörper wies im Herbst 1960 folgende Morphe auf:



L/Of
Blätter mit Fraßspuren in sperriger Lagerung (0.03 g/ccm)
Of
zerkleinerte und angefressene Blätter und koprogenen Aggregaten (0.13 g/ccm)
OAh
1/3 zerkleinerte, gebräunte Blätter und Zweige neben Gliederfüßer- und Wurmlösung (0.26 g/ccm).
Ah1
sandiger Lehm mit Wurmlösung in lockerer Lagerung (1.1 g/ccm) und Gliederfüßerkot
Ah2
graubrauner sandiger Lehm mit koprogenen mineralischen Aggregaten zu lockerem Schwammgefüge mit Wurm-gängen (1.4 g/ccm) vereint
Alv
brauner Lehm mit Sub-bis Polyeder in dichter Lagerung (1.6 g/ccm).

Der Humuskörper wies im Herbst 1986 folgende Morphe auf:



L
intakte Zweige und Blätter in lockerer Lagerung (0.05 g/ccm)
Of
teilzersetzte, gebräunte Zweige und skelettierte Blätter in plattiger-stapeliger Lagerung (0.02 g/ccm)
Oh
kaum strukturierte Blatteile mit kompaktem und schmierigem Feinhumus und Gliederfüßerkot vermischt (0.21 g/ccm)
Ah1
leicht gebleichter, lehmiger Sand mit Feinkoagulaten bis Krümeln (1.1 g/ccm)
Ah2
stark lehmiger Sand mit Krümeln bis Feinpolyedern (1.1 g/ccm)
Alv
sandiger Lehm mit Grobpolyedern in dichter Lagerung (1.62 g/ccm)

Abb. 1a: F-Mull

Abb. 1b: Feinhumusarmer Moder

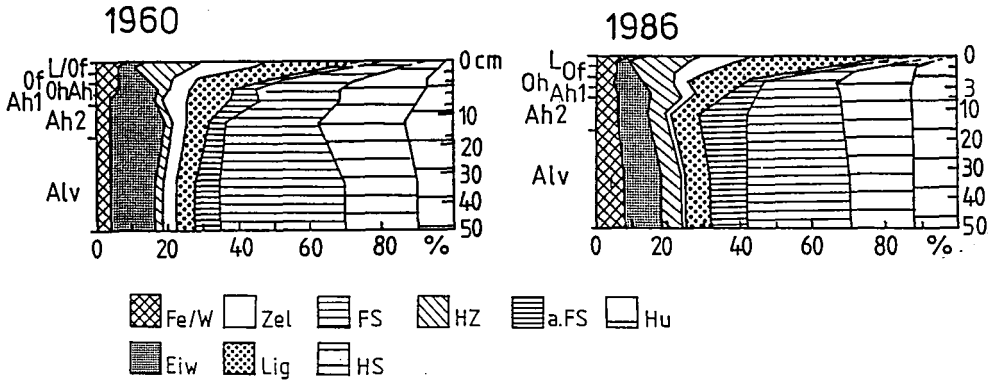
Alle Humushorizonte waren ganzjährig vorhanden (Tab.1). Die Mächtigkeit der Streuauflage und die Zufuhr an Sproßstreu variierten im Jahresverlauf allerdings stark. Die Hauptmasse der Sproßstreu fiel im Herbst mit dem Laubfall an; entsprechend stiegen die Mächtigkeiten aller drei Auflagehorizonte an (Tab.1). Ein schneller Umsatz der Streu führte dazu, daß die Akkumulation

von organischer Substanz zeitlich begrenzt war.

Tab.2: Eigenschaften des Humuskörpers einer Parabraunerde
(Corg: organischer Kohlenstoff, Nt: Stickstoff in %
der Gesamtprobe bzw.g/m²)

1960						1986					
Hor.	Corg %	Corg g/m ²	Nt %	Nt g/m ²	C/N	Hor.	Corg %	Corg g/m ²	Nt %	Nt g/m ²	C/N
Lof	445	214	15.5	7.5	29	L	462	231	13.3	6.7	35
Of	206	252	7.7	9.4	27	Of	408	82	16.7	3.3	24
OAh	79	400	4.1	20.4	19	Oh	204	643	12.2	38.4	17
Ah1	40	1218	2.2	66.9	18	Ah1	70	1925	4.9	135	14
Ah2	24	3715	1.9	299	13	Ah2	21	1963	2.0	187	11
Alv	5	2650	0.5	241	11	Alv	7	850	1.0	528	7
Summe:	8509		644				8694		898		

Abb.2: Humus- und Streustoffgruppenzusammensetzung des Humuskörpers (in % von C_{org}) einer Parabraunerde unter Wald



Tab.3: Humus- und Streu-Stoffgruppenmengen (in g C/m²) einer Parabraunerde unter Buche/Eiche in 800 kg Boden/m²

1960	1986						
	Fe/W	EIW	PS	LIG	FS	HS	Hu
	in g C / m ²						
Lof	15	9	73	55	34	24	4
Of	18	20	36	54	56	50	18
OAh	28	44	36	48	120	96	28
Ah1	49	158	109	147	377	268	110
Ah2	149	596	224	224	1155	894	484
Alv	106	345	159	133	1114	530	265
	369	1172	637	661	2856	1892	909
	592	862	741	838	3052	1532	1076

(Fe/W: Fette, Wachse, Harze; EIW: Eiweiße; PS: Polysaccharide = Summe aus Hemizellulose und Zellulose; LIG: Lignin; FS: alle Fulvosäuren; HS: Huminsäuren; Hu: Humine)

Die Ergebnisse der Streu- und Humus-Stoffgruppenanalyse beider Untersuchungstermine sind der Abb.2 und den Tab.2 u.3 zu entnehmen. Zucker und Stärke wurde aufgrund seiner Anteile < 1 % der Hemizellulose zugeschlagen.

Vergleich der Untersuchungsergebnisse von 1960 und 1986

Die Kohlenstoffmenge des Bodens war mit rund 8.5 kg/m² bei beiden Untersuchungen gleich, die Stickstoffmenge 1986 dagegen höher als 1960 (Tab.2); diese lag nicht im Eiweiß gebunden vor, dessen Anteil 1986 wesentlich geringer als 1960 war. Der Stickstoff war im wesentlichen im Al_v zu finden, er war dort in Huminstoffen und vermutlich auch in anorganischer Form in den Zwischenschichten der Tonminerale gebunden. 1960 war es nicht möglich einen reinen L-Horizont abzugrenzen, so daß sich im LOf auch humifiziertes Material befand. Stickstoffhaltige Huminstoffe verursachten demnach im L-Horizont den gegenüber 1986 etwas höheren Stickstoffgehalt.

Insgesamt lag 1960 die Streustoffmenge (LIG, ZEL, HZ) bei den Analysen deutlich unter den Werten von 1986. Während 1960 der Of ein Raumgewicht von 0.13 kg/l hatte, nur 9 % Zweige enthielt und koprogene Aggregate aufwies, lag 1986 ein Raumgewicht von 0.02 kg/l vor, waren 26 % Zweige vorhanden und koprogene Aggregate fehlten. Die starke C-Gehaltsdifferenz und eine völlig andere Stoffgruppenzusammensetzung haben darin ihre Ursache. Während 1986 noch fast ein LOf vorlag, war es 1960 eher ein Ohf. Ein Oh konnte 1960 im Gegensatz zu 1986 nicht ausgeschieden werden; dieser wies interessanterweise den gleichen C-Gehalt auf wie 1960 der Of. Der 1960 ausgeschieden OAh war, da nur 16 % Humus, bereits ein Ah und war demzufolge mit dem Ah1 des Jahres 1986 gut vergleichbar.

Eine Abgrenzung der einzelnen Horizonte war 1960 schwerer möglich, da durch stärkere Bioturbation die Grenzen verwischt wurden. Im O-Horizont gebildete N-haltige Huminstoffe wurden mit Ah-Material vermischt und es kam zur Verdünnung im Mineralboden. Höhere Stickstoffgehalte belegten, daß das 1986 nicht mehr so war. Diese Verengung des C/N-Verhältnisses im Ah-Horizont wurde auch von Zezschwitz (1985) dokumentiert. Die Horizonte waren 1986 nicht scharf voneinander abgegrenzt, trotzdem konnte im Gegensatz zu 1960 eine deutliche Differenzierung in L-Of-Oh belegt werden. Die Zunahme an Kohlenstoff im Ah-Horizont bestätigt die Verschiebung in der Humusform (Zezschwitz, 1980).

Die aufgezeigte Veränderung des Humuskörpers und die leichte Verschlechterung der Humusmetabolik ergab sich auch bei der Stoffgruppenanalyse. Wie bereits erwähnt, war 1986 die Streustoffmenge des Humuskörpers ca.25 Jahre nach der ersten Untersuchung deutlich höher. Der Lignin-, Zellulose- und Hemizelluloseanteil (Abb.1) nahm 1960 bereits im Of ab, dieses Minimum lag 1986 im Ah1-Horizont. Gleichzeitig nahmen die Huminstoffe, insbesondere die Fulvosäuren, stark zu. Der erneute relative Streustoffanstieg in den mineralischen Bodenhorizonten bei beiden Untersuchungen wurde bei vermindertem Gesamt-C-Gehalt durch relativ viele Mikroben und Feinwurzeln verursacht. Die Polysaccharidmenge (Summe aus Stärke, Hemizellulose, Zellulose) war 1960 nur etwas, die Ligninmenge erheblich geringer als 1986.

Insgesamt hatte sich der Humuskörper, beurteilt nach den makromorphologischen Merkmalen des Humusprofils vom F-Mull zum feinhumusarmen Moder entwickelt.

Die Bodenlösung enthielt 1986 wasserlöslichen Kohlenstoff (Beyer, 1989). Zucker und Stärken spielten eine untergeordnete Rolle (Abb.2) und die Bodenlösung war gelb-braun gefärbt. Es handelte sich demnach in der Hauptsache um bewegliche Fulvosäuren (Abb.2). Deren Maximum lag in 1986 im Ah2 und auf viel höherem Niveau als 1960 im Ah1. Das Huminsäure/Fulvosäureverhältnis fiel

Tab.4: Huminsäure/Fulvosäure-Verhältnis einer Parabraunerde (Legende Tab.3)

1960 Hor.	(1)	(2)	1986 Hor.	(1)	(2)
	HS a.FS+FS	HS+Hu a.FS+FS		HS a.FS+FS	HS+Hu a.FS+FS
			L	0.63	1.30
L/Of	0.77	1.41			
Of	0.83	1.21	Of	0.94	2.23
			Oh	0.72	1.38
OAh	0.69	0.97			
Ah1	0.63	0.70	Ah1	0.58	1.07
Ah2	0.66	1.05	Ah2	0.46	0.78
Alv	0.40	0.64	Alv	0.41	0.74

aber noch weiter (Tab.4,1). Nimmt man das Verhältnis HS+Hu/a.FS+FS zu Hilfe um den Toneinfluß zu nivellieren (Humine sind überwiegend fest gebundene Huminsäuren, Blume,1965) wird der Unterschied noch deutlicher (Tab.4,2). Die Verlagerung der Huminstoffe erreichte 1986 demnach größere Tiefen und hatte an Intensität zugenommen. Morphologisch ließ sich die beginnende Podsoligkeit am Auftreten von gebleichten Mineralpartikeln dokumentieren (Zezschwitz, 1979).

Diskussion

Die Abnahme des pH-Wertes im mineralischen A-Horizont von 4.0 auf 3.2 und des V-Wertes von 40 auf 13 % (Tab.5) in ca.25 Jahren und die damit parallel laufende Einengung des Artenspektrums der Bodenlebewesen (Müller, 1965) erhärtet die bis jetzt getroffenen Feststellungen.

Tab.5: Eigenschaften der Parabraunerde in 1960 und 1986 (Schlichting u.Blume,1961; Blume et al.,1986)

Hor	Tiefe cm	pH		KAK _{pot} meq/kg		V %		Ca %
		KCl						
Jahr	1986	86	60	86	60	86	60	86
Ah	0-11	3.2	4.0	170	150	13	40	8
Alv	-47	3.7	4.0	150	150	18	60	11
Bvt	-91	3.7	3.9	160	160	63	70	49
BtC	-117	6.6	7.3	170	170	98	98	86
Ccv	-135	7.3	7.5	150	150	100	100	89

V: Basen-, Ca: Calciumsättigung in % der KAK

Die Protonenbelastung des Bodens aus der Luft ist mit 4-6 kg NO₃-N, 7-14 kg NH₄-N, 11-20 kg SO₄-S und 0.4 kg H⁺/ha auch in Schleswig-Holstein nicht unerheblich (Blume et al., 1985; Schimming u.Blume, 1987). Der N-Eintrag liegt zwar nur am unteren Ende der von Kreutzer (1989) beschriebenen Eintragsmenge, nach Blume et al.(1985) dürfte aber auch in Schleswig-Holstein ein großer Teil auf Ammoniakemissionen der Landwirtschaft durch intensive Gülledüngung zurückzuführen sein. Die Korrelation von hohem Stickstoffeintrag und Basenverarmung (V-Wert, Tab.5) bei gleichzeitiger Erhöhung der N-Vorräte (N_t, Tab.2) wurde von Kreutzer (1989) für Fichtenwälder dokumentiert und gilt scheinbar auch für den beschriebenen Buchenstandort. Hallbäcken und Tamm (1986) konnten zwar eine pH-Abnahme schwedischer Waldböden feststellen, die sich aus der Entwicklung eines 90-jährigen Bestandes nach einem Kahlschlag

ergab. Für die Wald-Parabraunerde in Siggen kann dies ausgeschlossen werden, da bereits 1960 der Bestand mit einem Alter von 50-60 Jahren und mehreren hundert Jahren Waldnutzung vollständig entwickelt war. Demgemäß veränderten sich die Verhältnisse nur unwesentlich, so daß die Beschattung und damit der Wärme- und Wasserhaushalt, wesentliche Faktoren der Zersetzung und Humifizierung, während der letzten 25 Jahre ähnlich gewesen sein dürften. Die Bodendegradation durch Nährstoff- und Huminstoffverlagerung in tiefere Bodenschichten wird durch die, unter der Schattholzart Buche, spärliche Entwicklung der Krautvegetation begünstigt (Dunger, 1983). Die meist günstigen C/N-Verhältnisse der abgestorbenen Bodenvegetation würden die Besiedlung des Bodens mit Tieren fördern. Die momentane Bioturbation reicht nicht mehr aus, der beobachteten Stoffverlagerung entgegenzuwirken. Über Gegenmaßnahmen des langsamen Prozeß der Bodendegradation entgegenzuwirken wird an anderer Stelle berichtet (Beyer, im Druck).

Danksagung

Die Arbeit wurde von BMFT finanziell getragen.

Literatur

- AK Standortskartierung (1980): Forstliche Standortsaufnahme. Landwirtschaft, Münster-Hiltrup, 4. Aufl.
- Beyer, L. (1989): Nutzungseinfluß auf die Stoffdynamik schleswig-holsteinscher Böden-Humusdynamik und mikrobielle Aktivität. Schriftenr. Inst. f. Pflanzenern. u. Bodenk., Uni Kiel Nr. 6
- Beyer, L. (im Druck): Forstw. Cbl.
- Blume, H.-P. (1965): Z.f. Pflanzenern., Dgg., Bodenk. 111, 95-113
- Blume, H.-P.; J. Lamp; C.G. Schimming; D. Wiese und M. Zingk (1985): Schriftenr. d. Agrarwissensch. Fak. der Uni Kiel 67, 44-51
- Blume, H.-P.; J. Lamp; E. Schnug und D. Wiese (1986): Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 51, 14-42
- Dunger, W. (1983): Tiere im Boden. Ziemsen, Wittenberg, 3. Aufl.
- Hallbäcken, L. und C.O. Tamm (1986): Scand. J. For. Res. 1, 219-232
- Kreutzer, K. (1989): Änderungen im Stickstoffhaushalt der Wälder und die dadurch verursachten Auswirkungen auf die Qualität des Sickerwassers. In: DVWK (Hrsg.), DVWK-Mitteilungen 17, 121-132
- Müller, G. (1965): Bodenbiologie. G. Fischer, Stuttgart
- Schimming, C.G. und H.-P. Blume (1987): Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 55/I, 415-420
- Schlichting, E. und H.-P. Blume (1961): Z.f. Pflanzenern., Dgg., Bodenk. 95, 193-208
- Schlichting, E. und H.-P. Blume (1966): Bodenkundliches Praktikum. P. Parey, Hamburg
- Stevenson, F.J. und C.N. Cheng (1970): Geochim. et Cosmochim. Acta 31, 77-88
- Ulrich, B.; J. Meiwes; N. König und P.K. Khanna (1984): Der Forst- u. Holzwirt 39, 278-286
- Ulrich, B. (1989a): Forst u. Holz 16, 419-422
- Ulrich, B. (1989b): österr. Forstz. 3
- Ulrich, B.; H. Meyer; K. Jänich und G. Büttner (1989): Forst u. Holz 44, 251-253
- Zeßschwitz, E.v. (1979): Geol. Jb. F 7, 87-107
- Zeßschwitz, E.v. (1980): Z. Pflanzenernähr., Bodenk. 143, 692-700
- Zeßschwitz, E.v. (1985): Geol. Jb. F 20, 3-41
- Zeßschwitz, E.v. (1989): Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 59/II, 1249-1254

Vergleich der Humusformen in zwei Buchenbeständen unter dem Einfluß hoher atmosphärischer Stoffeinträge

Th. Scholten¹⁾

1 Einleitung

Die im folgenden dargestellten Ergebnisse sind Bestandteile einer Untersuchung der Niederschlagsdeposition in zwei Buchenwaldökosystemen im nordwestlichen Münsterland und den Auswirkungen auf Waldboden und Bestand. Ziel dieser Arbeit war es, anhand einer vergleichenden Untersuchung von zwei stark belasteten Waldökosystemen auf unterschiedlichen Böden, den Schadensgang über den Boden nachzuvollziehen und damit den dringenden Handlungsbedarf gegen das fortschreitende Absterben der Wälder in dieser Region aufzuzeigen und konkrete Gegenmaßnahmen in Form einer Düngeempfehlung im Sinne einer überbrückenden Soforthilfe zu formulieren.

Die Ansprache und Bewertung der Humusform dient hierbei als wichtiger Indikator des Bodenzustands und der Bodenentwicklung. Sie spielt eine entscheidende Rolle für den Nährstoffhaushalt von Boden und Pflanze, insbesondere für die Stickstoff- und Phosphatversorgung sowie die Nährelementrückführung aus der Streu. Daneben sind das Boden-pH und die Austauschbelegung geeignete Kenngrößen zur Abschätzung von Düngenotwendigkeit, Ausmaß einer Bodenversauerung und einer Gefährdung der Wurzeln durch Al^{3+} - und H^+ -Toxizität.

2 Material und Methoden

Als Untersuchungsflächen wurden zwei Buchenbestände im Bereich der Ibbenbürener Karbonscholle (TK 3712) ausgewählt, die sich hinsichtlich der atmosphärischen Stoffeinträge in exponierter Lage befinden. Beim Staatsforst "Großer Tannenkamp" (R 31 16 620, H 57 95 600) handelt es sich um einen 39jährigen Buchenreinbestand auf einer schwach staunassen podsolierten Parabraunerde aus Sandlöß (Drenthe-Stageal der Saalevereisung) über Sandstein und Schieferen (Oberkarbon). Der Bestand befindet sich 167,5 m ü.NN in ebener Lage auf einer Hochfläche. Der etwa 70jährige Buchenbestand Osterledde (R 34 19 420, H 57 92 740) stockt auf einer flachgründigen Mullrendzina aus Kalk- und Kalkmergelstein (unterer Muschelkalk) und liegt im südlichen Randbereich der Karbonscholle in 110,0 m ü.NN auf einer Ebene in Kuppenlage.

Zur chemischen Charakterisierung wurden C-Gehalt, C/N-Verhältnis, pH-Wert und Kationenaustauschkapazität ermittelt. Bodenwühlerbesatz, Streuzersetzung und Fein- und Totwurzanteil sind während des einjährigen Untersuchungszeitraums (Hydrologisches Jahr 1987) am Standort beobachtete Größen, die Ihre Er-

¹⁾ Institut für Geographie, Robert-Koch-Str. 26-28, D-4400 Münster

klärung in den gemessenen bodenchemischen Werten der Standorte finden. Die für die Beurteilung der Belastungssituation herangezogenen Größen und Faktoren sowie hier nicht im einzelnen aufgeführte Daten und Ergebnisse sind in SCHOLTEN (1990) beschrieben.

3 Belastungssituation

Tab. 1 zeigt die Jahresdepositionsraten verschiedener Stationen für Cl^- , $\text{SO}_4\text{-S}$, $\text{NO}_3\text{-N}$, $\text{NH}_4\text{-N}$ und H^+ im Freilandniederschlag. Die Werte für Ibbenbüren sind aus den Meßergebnissen der Stationen Tannenkamp und Osterledde berechnete Mittelwerte. In Relation zu den vier Vergleichsstationen traten zwischen Tannenkamp und Osterledde insgesamt keine wesentlichen Unterschiede hinsichtlich der atmosphärischen Stoffbelastung mit dem Freilandniederschlag auf.

Tab. 1: Jahresdepositionsraten verschiedener Stationen für Cl^- , $\text{SO}_4\text{-S}$, $\text{NO}_3\text{-N}$, $\text{NH}_4\text{-N}$ und H^+ im Freilandniederschlag

Station	Meßzeit- raum	Höhe ü. NN	N mm	Cl^- $\text{SO}_4\text{-S}$ $\text{NO}_3\text{-N}$ $\text{NH}_4\text{-N}$ H^+				
						kg/ha/a		
Ibbenbüren ¹⁾	1986/87	165	921	25,9	16,9	12,8	26,3	0,45
Solling ²⁾	1985	500	1032	13,0	22,5	11,8	15,1	0,83
Paderborn ³⁾	1982/83	670	1062	23,4	20,9	9,1	13,2	0,53
Heide ⁴⁾	1985	80	672	15,6	11,6	5,6	8,1	0,45
Hamburg ⁵⁾	1982/83	50	688	21,9	11,8	5,3	6,5	0,35
BRD (Mittel) ⁵⁾			1007	16,2	18,0	6,7	9,0	0,52

Daten: 1): Eigene Messungen, 2): MATZNER (1988), 3): BLOCK und BARTELS (1985), 4): ULRICH (1986), 5): FÜHRER et al. (1988)

Aufgrund der Exposition der Untersuchungsflächen gegenüber dem Umland und den Stau- und Stelungsregeneffekten an der Süd- und Südwestflanke des Schafbergs ist die Gesamtd deposition der gemessenen Stoffe in Ibbenbüren hoch und das Gebiet damit als stark belastet einzustufen. Eine Gefährdung der hiesigen Waldbestände geht neben dem erheblichen Säureeintrag von 0,45 kg/ha/a in erster Linie von den mit 26,3 kg/ha/a im Vergleich zum bundesdeutschen Mittel etwa dreimal höheren Ammoniumeinträgen aus, die 80 % des ökosystemar wirksamen depositionsbürtigen Gesamtsäureeintrags von 2,42 kmol H^+ /ha/a ausmachen. Der mittlere pH-Wert im Niederschlagswasser betrug 4,3 bei einem Minimum von 3,3 und einem Maximum von 5,4. Insgesamt ist das Untersuchungsgebiet durch einen ammoniumdominierten Depositionscharakter gekennzeichnet, wobei die landwirtschaftliche Intensivviehhaltung als regionaler Hauptschadstoffemittent im Vordergrund steht.

4 Vergleich der Humusprofile

Die schwach staunasse podsollierte Parabraunerde aus Sandlöß im Buchenbestand Tannenkamp weist als Humusform einen feinhumusarmen Moder mit Übergängen zu rohhumusartigem Moder auf. Die Humusform

Ist gekennzeichnet durch eine 2-3 cm mächtige L-Lage mit scharfer gerader Horizontbegrenzung (< 3 mm) aus weitgehend unzersetzter Buchenstreu, gefolgt von einer ebenfalls 2-3 cm mächtigen F-Lage aus vermoderterem Material. Sie ist leicht vernetzt, schwach schichtig und weist eine scharfe Horizontgrenze auf. Die sich anschließende dem Mineralboden aufliegende H-Lage ist meist bröckelig, teilweise bereits kompakt gelagert und hat eine mittlere Mächtigkeit von 1 cm, wobei in kleinen Bodenwellen und windgeschützter Lage im Lee von Totholzresten sowie im Stammfußbereich Mächtigkeiten über 3 cm nicht selten sind. Der Übergang zum Aeh-Horizont ist unscharf bis scharf und unterliegt ebenso wie die Horizontmächtigkeit kleinräumig starken Schwankungen.

Die Durchwurzelung im Profil ist mittel bis stark und etwas ungleichmäßig. Auffällig sind der geringe Feinwurzelbesatz und der hohe Totwurzelanteil im SBT1 bei deutlichem Rückgang der Durchwurzelungsintensität, obwohl das Substrat gut und tief durchwurzelbar ist. Die Hauptwurzelzone beschränkt sich somit auf die obersten 40 cm des Mineralbodens. Der überwiegende Teil der Feinwurzeln befindet sich im Auflagehumus und im Aeh-Horizont. Der podsolige Charakter dieser Parabraunerde ist geprägt durch stellenweise auftretende schmale Bleichstreifen und -flecken im unteren Bereich des Aeh (4 - 5 cm) sowie die leichte Violettschichtigkeit dieses Horizonts. Ein weiteres Merkmal ist die wellige, teilweise starkwellige bis zungenförmige Abgrenzung zum BvsAl-Horizont. Die schwache Staunässebildung im Bt-Bereich ist der Lessivierung zuzuordnen, folglich wurde die Podsolierung nicht durch Staunässe-Einfluß hervorgerufen, sondern ist das Ergebnis der ungünstigen Humusform und wahrscheinlich nicht zuletzt des erhöhten Säureeintrags mit dem Niederschlag in den letzten Jahrzehnten (FBW, 1990).

Die Humusform der flachgründigen Mullrendzina aus Kalk- und Kalkmergelstein in Osterledde wurde zu eutrophem F-Mull bestimmt. Die 2-3 cm mächtige L-Lage zeigt eine scharfe gerade Horizontabgrenzung, Streu und Förna sind im unteren Bereich zum Teil verklebt. Das vermoderte Material des 1 cm mächtigen Of-Horizonts ist überwiegend miteinander verklebt und zu Paketen verpappt sowie teilweise von Feinwurzeln und häufig von weißen Pilzhyphen durchzogen. Der Übergang zum Ah-Horizont ist wellig ausgeprägt und deutlich abgegrenzt. Die Durchwurzelung ist sehr stark, der Feinwurzelanteil bei gleichmäßiger Verteilung hoch. Im Ah-Horizont ist teilweise Wurzelfilz anzutreffen. Die Flachgründigkeit des Substrats über dem klüftigen Kalkstein bedingt ein nur geringes Wasserhaltevermögen.

5 Diskussion

Die 6 cm mächtige Humus-Auflage der Parabraunerde im Tannenkamp und die scharfe Horizontabgrenzung zwischen L-, F- und H-Lage verdeutlichen die geringe Verarbeitung der Streu durch Bodenwühler. Im Bodenbereich der Stammzwischenräume ist innerhalb der Untersuchungsfläche überwiegend feinhumusarmer Moder anzutreffen, der durch die schwache Verfilzung der F-Lage und die leicht vernetzte Lagerungsart gekennzeichnet ist. Im Stammfußbereich der Buchen liegt hingegen fast ausnahmslos rohhumusartiger Moder als Humusform vor, wobei hier höhere Säure- und Schwermetalleinträge mit dem Stammabflußwasser (SCHÄFER, 1988) eine Rolle zu spielen scheinen.

Der gemessene pH-Wert (H_2O) im Oh-Horizont betrug 3,53 (in 1n KCl teilweise bis unter pH 2,8), was eine stark saure Bodenreaktion bedeutet (Abb. 1). Obwohl das C/N Verhältnis in der H-Lage mit 22:1 in einem für

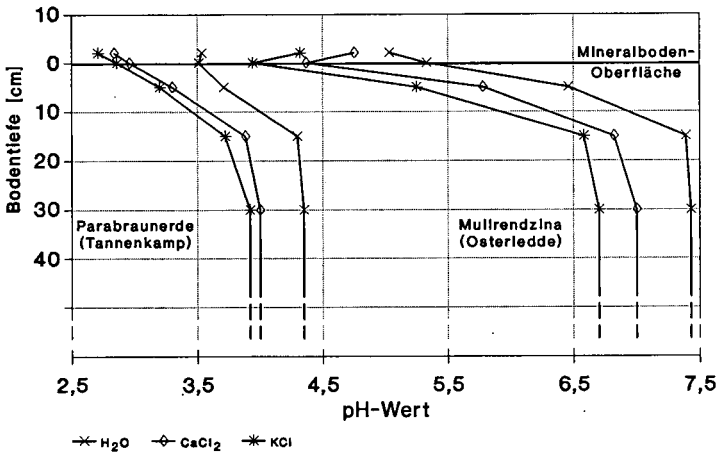


Abb. 1: Tiefenfunktionen der Boden-pH-Werte

Moder typischen Bereich liegt (18 bis 29, v. ZEZSCHWITZ, 1960), und der Anteil mit durchschnittlich 50% organischer Feinsubstanz niedrig ist, unterstreichen die hohe Mächtigkeit der Auflage und die Schärfe der Horizontübergänge den rohhumusartigen Charakter. Eine mögliche Erklärung des relativ engen C/N-Verhältnisses gibt ULRICH (1983), indem er den hohen Stickstoffeintrag aus Luftverunreinigungen als Ursache einer allgemein sinkenden Tendenz benennt. Zu gleichen Ergebnissen kommt v. ZEZSCHWITZ (1985), während MATZNER (1988) im Solling für Buche innerhalb der letzten 10 Jahre keine Verengung feststellen konnte. Die Tiefenfunktion der pH-Werte für Tannenkamp (Abb. 1) zeigt eine tiefgründige Versauerung der Parabraunerde an. Auch im Unterboden stiegen die Werte nicht über pH 4,3. Der Bereich der Hauptwurzelzone ist dem Aluminium-Eisen-Pufferbereich zuzuordnen, entsprechend bildet Aluminium mit 63 % das dominierende Kation am Austauscher (Abb. 2). Der hohe H⁺-Ionen-Besatz im Aeh-Horizont von 24 % und die weitgehend aufgebrauchten Ca- und Mg-Vorräte verdeutlichen die Erschöpfung der Pufferkapazität. Hieraus muß gefolgert werden, daß Nährstoffhaushalt und Nährstoffverfügbarkeit bereits stark gestört sind und eine ausreichende Nährstoffversorgung der Pflanzen kaum noch gewährleistet wird.

Die Auswirkungen der beschriebenen Verhältnisse sind eine gehemmte Streuzersetzung (Humusakkumulation), mäßig bis schlechte Bioturbation aufgrund geringen Bodenwühlerbesatzes, Bildung von versauernd wirkenden Huminstoffen und eine in Artenspektrum und Abundanz veränderte Bodenfauna (WURDINGER, 1989). Desweiteren meiden die Wurzeln die tieferen Bodenschichten, wo eine Mobilisierung von Aluminium als Folge des Protonenstress bei geringer Basensättigung zu Wurzelschäden führen kann. Die Hauptmasse der Feinwurzeln befindet sich im Auflagehumusbereich, wodurch die Standfestigkeit der Bäume stark abnimmt und die Anfälligkeit für Sturmschäden und Frost besonders auf der windexponierten Hochfläche der Karbonscholle zunimmt. Neben dieser Verlagerung des Wurzelraums führt die H⁺-Ionen-Toxizität im humosen Oberboden zu einem vermehrten Absterben der Wurzeln, wodurch die Nährstoffaufnahme zusätzlich gehemmt wird.

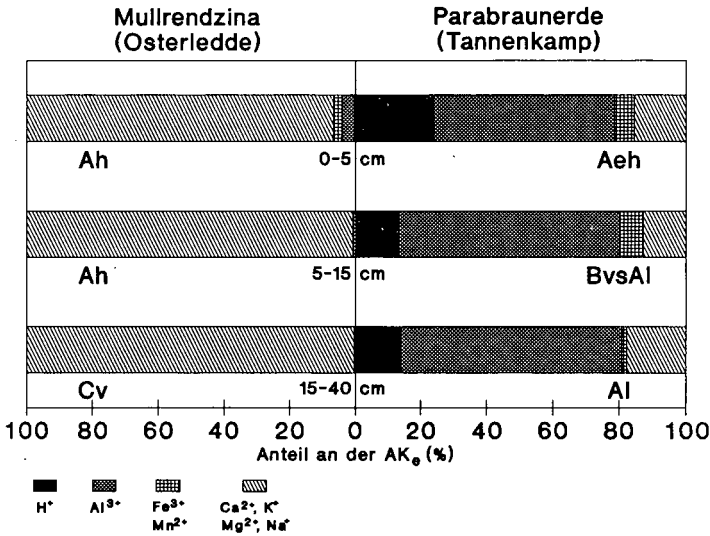


Abb. 2: Vergleich der Anteile verschiedener Kationen an der effektiven Austauschkapazität der Mineralböden

Die Mullrendzina in Osterledde ist gekennzeichnet durch einen 15 cm mächtigen, stark humoser Ah-Horizont, eine nur geringmächtige F-Lage, das Fehlen der H-Lage und eine etwa 3 cm mächtige Streu- und Förmasschicht. Aufgrund der starken Austrocknung des Bodens verschwindet die Humusaufgabe im Sommer nicht völlig. Der pH-Wert liegt mit 5,0 (H_2O) im schwachsauren Bereich (Abb. 1). Das C/N-Verhältnis beträgt 15:1 und entspricht, ebenso wie der mittlere Kohlenstoffgehalt von 5%, einem für F-Mull typischen Wert (v. ZEJSCHWITZ, 1980). Die pH-Wert-Messungen erlauben eine Untergliederung des Ah-Horizonts in die Bereiche 0-5 und 5-15 cm. Im oberen Teil werden deutlich niedrigere pH-Werte gemessen, sodaß hier bei Werten von pH 4,37 ($0,01m CaCl_2$) eine leichte Versauerung angenommen werden kann, die auch für den Standort Osterledde eine hohe Säurebelastung anzeigt. Die Ursachen des deutlich ausgeprägten Tiefengradienten sind der atmosphärische Säureeintrag mit dem Niederschlag und die hohe interne Säureproduktion durch Ammoniumdeposition, deren Säurewirkung jedoch bereits nach ca. 5 cm abgepuffert ist. In allen untersuchten Horizonten ist Calcium mit einem Anteil von 88,4 - 95,7 % dominierendes Kation am Austauscher. Insgesamt ist in Abb. 2 auch hinsichtlich der Austauscherbelegung eine Zweiteilung des Mineralbodens zu erkennen. Im Bereich 0 - 5 cm zeichnen sich bereits erste Folgen des hohen permanenten Säureeintrags ab. Al^{3+} , Fe^{3+} und H^+ als Säurekationen machen zusammen über 4 % der austauschbar gebundenen Kationen aus. In den tieferen Bereichen des Bodens gehen die Anteile auf unter 1 % zurück, sodaß ein Einfluß atmosphärischer Stoffdepositionen nicht mehr zu erkennen ist.

Insgesamt zeigen die Humusform und der tiefgründige biogene Ah-Horizont einen optimalen biologischen Bodenzustand an, geprägt durch die schnelle Zersetzung der Streu und einen hohen Besatz mit Bodenwühlern. Infolge der zügigen Einnischung der organischen Substanz in den Ah-Horizont erfolgt die Mineralisierung im selben Bodenbereich wie die Ionenaufnahme durch die Wurzeln. Dies bedeutet im Hinblick auf

eine Bodenversauerung, daß auch für mittel- und langfristige Zeiträume von Jahrzehnten und Jahrhunderten keine wesentliche ökosystemelgene Versauerungstendenz besteht (ULRICH, 1982).

6 Schlußfolgerungen

Obwohl aufgrund fehlender Vergleichswerte früherer Bodenaufnahmen eine Veränderung der Humusform durch Immissionsbelastung, besonders Säureeintrag in den bearbeiteten Waldökosystemen nicht nachvollzogen werden kann, ist diese für den Tannenkamp sehr wahrscheinlich. Untersuchungen von ULRICH (1983) und v. ZEZSCHWITZ (1985) an Bodenproben unterschiedlicher Standorte im norddeutschen Raum ergaben über einen Zeitraum von 18 Jahren eine Abnahme der Basizität der Mineralböden, die Anreicherung von Phosphor im Waldhumus, eine Zunahme der Abbaurate stabiler Humusstoffe im Hauptwurzelraum und eine Verengung der C/N-Verhältnisse. Resultat dieser Entwicklung, induziert durch zunehmende Versauerung und erhöhten Stickstoffeintrag, ist nach Beobachtungen von v. ZEZSCHWITZ (mdl. Mitteilung, 1990) eine seit Anfang der 80er Jahre zunehmende Veränderung der Waldhumusformen hin zu verzögerter Streuzersetzung und vermehrter Humusakkumulation. BELOTTI (1989) fand in 7 von 38 Fichtenbeständen eine Verzögerung der Verarbeitungsgeschwindigkeit der Streu, wobei sich hier die Säurebelastung allein nicht als ausschlaggebender Faktor erwies. Am Standort Tannenkamp deutet die Differenzierung zwischen Stammfuß und Stammzwischenraum, die nicht durch eine Humusakkumulation infolge einer Verwehung der Streu und Ansammlung in windgeschützten Bereichen und Bodensenken erklärt werden kann, eine Abhängigkeit der Humusform von Art und Menge des atmosphärischen Stoffeintrags an. Die ungünstigen Bodeneigenschaften, hier gekennzeichnet durch die Auflagehumusform, das Boden-pH und die Austauschbelegung, wirken sich sowohl auf das Wurzelwachstum und die Nährstoffversorgung der Pflanzen als auch auf die Lebensbedingungen des Edaphons aus. Die sichtbaren Folgen dieser Bodendegradation sind im Buchenbestand Tannenkamp die schlechte Wuchseistung und eine besenartige Kronenform bei ungleichem Verhältnis von Lang- zu Kurztrieben. Mögliche weitere Folgen sind eine höhere Frostempfindlichkeit, der vorzeitig einsetzende Blattfall im Herbst und verstärkte Anfälligkeit gegen Schädlingsbefall bei insgesamt verminderter Vitalität des Bestands.

Auf der Untersuchungsfläche Osterfedde konnten bisher noch keinerlei Schädigungen an den Buchen beobachtet werden. Die hier angetroffene Mullrendzina weist eine sehr hohe Pufferkapazität und damit eine hohe Elastizität gegenüber Säurestress auf. Die günstige Humusform, die Austauschbelegung mit vornehmlich basischen Kationen und eine hohe Nitrifikationsrate gewährleisten ein ausgeglichenes Nährstoffverhältnis bei insgesamt hohem Nährstoffgehalt und guter Nährstoffverfügbarkeit. Allerdings ist aufgrund der hohen Schadstoffbelastung auch hier eine potentielle (evtl. schon verborgen wirkende) Gefährdung der Bäume gegeben. Erstes Anzeichen ist die leichte Versauerung in den oberen 5 cm des Ah-Horizonts und die damit einhergehende höhere Austauschbelegung mit Aluminium-Ionen.

Die Differenzierung der morphologischen Ausprägung der Humusform zwischen Stammfußbereich und Stammzwischenraum hängt also am Standort Tannenkamp nicht ausschließlich von Streuart, Klima und Boden ab, sondern wird in hohem Maß von atmosphärischen Stoffeinträgen mitbestimmt, während am Standort Osterfedde keine diesbezüglichen Unterschiede feststellbar waren.

Literatur

- BELOTTI, E. (1898): Untersuchungen zur Variabilität und Stabilität von Humusprofilen in Wäldern (unter besonderer Berücksichtigung anthropogenen Säureeintrags). Institut für Bodenkunde und Standortlehre. Universität Hohenheim.
- BLOCK, J., BARTELS, U. (1985): Ergebnisse der Schadstoffdepositionsmessungen in Waldökosystemen in den Meßjahren 1981/82 und 1982/83. Forschung und Beratung Reihe C, Heft 39. Landwirtschaftsverlag. Münster.
- FBW (FORSCHUNGSBEIRAT WALDSCHÄDEN/LUFTVERUNREINIGUNGEN DER BUNDESREGIERUNG UND DER LÄNDER) (1990): 3. Bericht. Kernforschungszentrum Karlsruhe.
- FÜHRER, H.-W., BRECHTEL, H.-M., ERNSTBERGER, H., ERPENBECK, C. (1988): Ergebnisse von neuen Depositionsmessungen in der Bundesrepublik Deutschland und im benachbarten Ausland. Mitteilungen des DVWK, Heft 14. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V.. Bonn.
- MATZNER, E. (1988): Der Stoffumsatz zweier Waldökosysteme im Solling. Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben, Reihe A, Band 40. Universität Göttingen.
- SCHÄFER, H. (1988): Auswirkungen der Deposition von Luftschadstoffen auf die Streuzersetzung in Waldökosystemen - Eine Fallstudie an den durch Stammablaufwasser stark säure- und schwermetallbelasteten Baumfußbodenbereichen alter Buchen. Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben, Reihe A, Band 37. Universität Göttingen.
- SCHOLTEN, Th. (1990): Untersuchung der Niederschlagsdeposition in zwei Buchenwaldökosystemen und die Auswirkungen auf Waldboden und Bestand. In: VDI-Berichte Nr. 837 (1990). VDI-Verlag. Düsseldorf.
- ULRICH, B. (1983): Stabilität von Waldökosystemen unter dem Einfluß des "sauren Regens". Allg.ForstZ., Nr. 26/27 (1983), S.670-676.
- ULRICH, B. (Hrsg.) (1986): Raten der Deposition, Akkumulation und des Austrags toxischer Luftverunreinigungen als Maß der Belastung und Belastbarkeit von Waldökosystemen. Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben, Reihe B, Band 2. Universität Göttingen.
- WURDINGER, M. (1989): Die Beeinflussung des Stickstoffumsatzes und des Bodenmikroflora-Spektrums in zwei Buchenwaldökosystemen durch Luftschadstoffdeposition. Institut für Geographie. Universität Münster.
- ZEZSCHWITZ, E. von (1980): Analytische Kennwerte typischer Humusformen westfälischer Bergwälder. Z. Pflanzenernährung u. Bodenkunde, Nr. 143 (1980), S. 692-700.
- ZEZSCHWITZ, E. von (1985): Qualitätsänderungen des Waldhumus. Forstw. Centralbl., Nr. 104 (1985), S. 205-220.

Über Eigenschaften und Entstehung von Waldhagerhumusformen

von

H. Meyer-Steinbrenner*)

1. Einleitung

Zunehmende Schadstoffdeposition und Bodenversauerung führten in vielen Wäldern Norddeutschlands, vornehmlich auf silikatarmen pleistozänen Standorten, zu partiellen Verhagerungen von Auflagenhumus und Mineralboden. Verstärkend auf diesen Prozeß wirkt die nachhaltige Schädigung der Streuzersetzer und die dadurch ausbleibende Mineralisierung der organischen Substanz und Einmischung in den Mineralboden. Die unzersetzte Streu wird besonders in weitständigen Altbeständen durch Verwehung und Abschwemmung abtransportiert, wodurch Auflagenhumus und Mineralbodenprofil durch Abrasion geköpft werden. Begünstigt wird die Streuverwehung an Orten, die starkem Besucherverkehr ausgesetzt sind, wo durch Tritt die Streuauflage zerstört wird.

Die verhagerten Bodenoberflächen können extreme chemische und physikalische Eigenschaften aufweisen. Bei Rotbuchenaltbeständen verschiedener norddeutscher Standorte konnte SCHÄFER (1988) im stark verhagerten Baumfußbereich hohe Gehalte an verfügbaren Schwermetallen bei extrem niedrigen Bodensäurewerten nachweisen.

In Buchenaltbeständen-Hallenbeständen bei geringer bis fehlender Bodenvegetation, kommt es durch Streuverwehung besonders leicht zur Disproportionierung in Anlieferung und Abbau der organischen Substanz und damit zur Degradation der Humusformen. Buchenlaub wird leichter als die Streu anderer Laubbäume vom Wind verweht. Begünstigt wird dies durch das Zusammenrollen des trockenen Falllaubes.

Im Einzelnen kann die Humusformendegradation verstärkt werden durch offene Bestandesränder, Geländeausformung, Nährelementgehalt des Bodens und der Streu, hohen Säuregehalt, geringe biologische Umsetzungsintensität und saure Deposition. Jede Humusform kann zu einer Hagerhumusform degradieren. v. BUCH (1986) beschreibt Hagerhumusformen, die sich aus günstigem Moder und Mull auf silikatreichen weichselzeitlichen Sedimenten entwickelten.

*) Universität Hamburg, Inst. f. Bodenkunde, Allende-Platz 2, 2000 Hbg. 13

Die systematische Stellung der Hagerhumusformen ist bis heute umstritten. SCHEFFER und ULRICH (1960) sehen die Waldhagerhumusformen als eine besondere Form des feinhumusarmen Rohhumus ("Auflagetorf") an. v. BUCH und MEYER-STEINBRENNER (1988 a, b) schlagen vor, die Hagerhumusformen wegen ihrer besonderen Bildungsbedingungen und Eigenschaften als eigene Humusform zu behandeln. In der BODENKUNDLICHEN KARTIERANLEITUNG (AG BODENKUNDE 1982) sind die Hagerhumusformen bisher nicht aufgenommen worden.

2. Genese und Eigenschaften

Es können drei Humusformendegradationsstufen unterschieden werden:

Degradationsstufe 1:

Schädigung vorhandener Bodenvegetation, Streu aufgewirbelt. Es bilden sich mosaikartige Verteilungen verschiedener Humusformen aus:

- Aushagerungsflächen mit einer dünnen Bedeckung auswehresistenter Streufractionen (Reisigstücke, Fruchtschalen, Früchte, Spelzen = Grobstreu)
- Partien mit Streuanreicherungen in oft mächtigen Auflagen
- Stellen mit unvollständiger oder fehlender Streuverwehung
- Um starke Baumstämme bilden sich besondere Hagerhumuszonen, sogenannte "Stammsteller" von 2 bis 3m Durchmesser (v. BUCH 1986). In Stammnähe bewirkt die höhere Windgeschwindigkeit eine stärkere Auswehung, das Stammabfließwasser schwemmt in der Stammstellerzone das leichtere und feinere Pflanzenmaterial fort. Zurück bleibt lediglich Grobstreu.

Degradationsstufe 2:

- Zertreten der Grobstreu zu feinem Grus
- Verdichtung des oberen Mineralbodens
- Abtransport des zertretenden Materials durch Wind und/oder Wassererosion
- Beginnende Ansiedlung von Moosen (z.B. Plagiothecium-Arten, Mnium hornum, Dicranella heteromalla etc.) und Algen.

An der Basis starker Buchen bilden sich auch bei nahezu fehlender Streuverwehung Stammsteller mit charakteristischer Zonierung aus:

von Innen nach Außen folgt einer vegetationsfreien oder vorübergehend von Grünalgen überzogenen Zone am Wasserablauf des Stammes eine Moosschürze und nach außen hin eine mehr oder minder schmale Zone mit Grobstreu. Daran anschließend beginnt die Fallaubzone (vergl. TÜXEN 1986, v. BUCH 1986). Im Bereich der Stammbasis tritt Versickerungshemmung durch Verkrustung und Verschlammung der verhagerten Bodenoberfläche, verstärkt durch Tropfenschlag auf.

Degradationsstufe 3:

- Verminderung der organischen Substanz bis auf geringe Reste
 - Mineralbodenabrasion, manchmal Übersandungen, der von organischen Resten entblößte Mineralboden ist stellenweise mit Grün- und Blaualgen und Moosen (Artenspektrum wie vorher) bewachsen
 - Starke Bodenverdichtung der obersten 10 bis 15cm, die von Feinwurzeln gemieden werden
 - Durch Erosion "wachsen" die Buchenstarkwurzeln aus dem Boden
- Die Auswehungsflächen sind bezüglich Wasserhaushalt, Bodenaktivität und Versauerung erheblich ungünstiger als die Einwehungspartien.
- Bestandeskalkungen dringen sehr langsam in den Boden ein. In Hanglagen der 3. Degradationsstufe kann der Kalk vollständig erodiert werden.

3. Zusammenfassung

Hagerhumusformen gehören wegen ihrer ungünstigen biologischen, chemischen und physikalischen Eigenschaften mit zu den extremsten Humusformen. Genese und Eigenschaften berechtigen sie als gesonderte Humusform anzusehen. Es werden drei Degradationsstufen unterschieden.

4. Literatur

- AG BODENKUNDE (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. 3. Aufl. Hannover
- v. BUCH, M. W. (1986): Streuverwehung, Trittfestigkeit und Bodenversauerung unter Buchenaltbeständen in den Revieren Wohldorf und Volksdorf, LFV Hamburg. Hamb. Bodenk. Arb. 1: 21-42.
- v. BUCH, M.-W. & H. MEYER-STEINBRENNER (1988 a): Die Auswirkungen urbaner Einflüsse auf die Humusformenentwicklung in den Stadtwäldern und Parks. Forstarchiv 59: 171-173.
- v. BUCH, M.-W. & H. MEYER-STEINBRENNER (1988 b): Humusformenentwicklung in Hamburger Stadtwäldern und Parks. Mitteilgn. Deutsch. Bodenkundl. Gesellsch. 56: 327-332.
- SCHÄFER, H. (1988): Auswirkungen der Deposition von Luftschadstoffen auf die Streuzersetzung in Waldökosystemen - Eine Fallstudie an den durch Stammablaufwasser stark säure- und schwarzmetallbelasteten Baumfuß-Bodenbereichen alter Buchen. Ber. Forschungszentrum Waldökosysteme/Waldsterben 37: 244 S.
- SCHEFFER, F. & B. ULRICH (1960): Humus und Humusdüngung. Enke, Stuttgart.
- TÜXEN, R. (1986): Unser Buchenwald im Jahresverlauf. Beih. Veröff. Naturschutz Landschaftspflege Bad.-Württ. 47: 128 S.