

Z 81/38

MITTEILUNGEN

der

**DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT**



Band 38

1983

I S S N - 0343-107X

Schriftleitung: P. Hugenroth, Göttingen

MITTEILUNGEN
DER
DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT

Zusammenfassende Berichte
aus den Kommissionen

- I Bodenphysik
- II Bodenchemie
- V Bodengenetik, Klassifikation u. Kartierung

Referate

Tagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

4. bis 10. September 1983

T R I E R

Eine Quantifizierung der Bodenhorizonte mit Symbolen
(Dritter Entwurf)

Zusammenfassende Berichte
aus den Kommissionen

- I BODENPHYSIK von W. Ehlers
- II BODENPHYSIK von H. Wiechmann
- V BODENGENETIK, KLASSIFIKATION und KARTIERUNG
von O. Wittmann

Bodenphysikalische Forschung in der Bundesrepublik Deutschland

von

W. Ehlers*

1. Einleitung

Der folgende Bericht ist als Versuch einer Bestandsaufnahme zum Thema: "Stand und Leistung der Bodenphysik in der Bundesrepublik Deutschland" zu werten. Um auf diesem Gebiet der Bodenkunde die gegenwärtigen Arbeiten ausreichend würdigen zu können, soll nicht nur die derzeitige Aktivität in Lehre und Forschung in unserem Lande umrissen, sondern auch ein kurzer historischer Abriß zur Entwicklung dieser Bodenwissenschaft eingeschlossen werden. Aus der Vielzahl der Publikationen, die auf dem Gebiet der Bodenphysik in der Bundesrepublik Deutschland erschienen sind, werden zum Schluß nur einige herausgestellt, die stellvertretend für andere Arbeiten den Fortschritt und die Aussagemöglichkeiten der bodenphysikalischen Wissenschaft skizzieren sollen.

1.1. Zum Begriff Boden:

Unter bestimmten Klima- und Vegetationseinflüssen entstehen Böden aus dem Gestein durch bodenbildende Prozesse. Böden bestehen aus Mineralen und organischen Stoffen, die in bestimmter Weise im Raum angeordnet sind und so das Bodengefüge mit dem Hohlraumsystem dazwischen prägen. Dieses Hohlraumsystem besteht aus Poren unterschiedlicher Größe und Form, die mit Bodenlösung und Bodenluft gefüllt sind. Böden dienen Pflanzen und Tieren als Standort und Lebensraum aufgrund ihrer Fähigkeit, Nahrung für die Tiere, Nährstoffe, Sauerstoff und Wasser für die Pflanzen zur Verfügung zu stellen. Chemische, biologische und physikalische Bodeneigenschaften bestimmen die Fruchtbarkeit der Böden. Aber Böden wirken auch als Puffer gegenüber den verschiedenen Umwelteinflüssen, filtern Schadstoffe ab und ermöglichen so die Bildung von sauberem Grundwasser (Scheffer und Schachtschabel, 1982).

Aufgrund der genannten Eigenschaften und Funktionen gehören die Böden laut Charta des Europarates zu den kostbarsten und nur begrenzt vorhandenen Gütern der Menschheit, die leicht zerstörbar sind und deshalb unseres besonderen Schutzes bedürfen (Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, 1979).

* Institut für Pflanzenbau und Pflanzenzüchtung, von-Siebold-Str. 8,
3400 Göttingen

1.2. Zum Begriff und Wesen der Bodenphysik

Bodenphysik ist die Wissenschaft von den physikalischen Eigenschaften, von den physikalischen Zuständen und Zustandsänderungen des Bodens, die durch Transportprozesse ausgelöst werden. Das physikalische Verhalten des Bodens wird in besonderem Maße durch seine Porosität geprägt, die durch Aggregierung und Gefügebildung Änderungen unterliegen kann. Für das physikalische Verhalten des porösen Bodens ist von Bedeutung, daß der Boden kein abgeschlossenes, sondern ein offenes System darstellt, das mit Atmosphäre und Untergrund in vielfältige Wechselwirkungen treten kann (Abb. 1). Das gilt für die Aufnahme, Verteilung und Abgabe

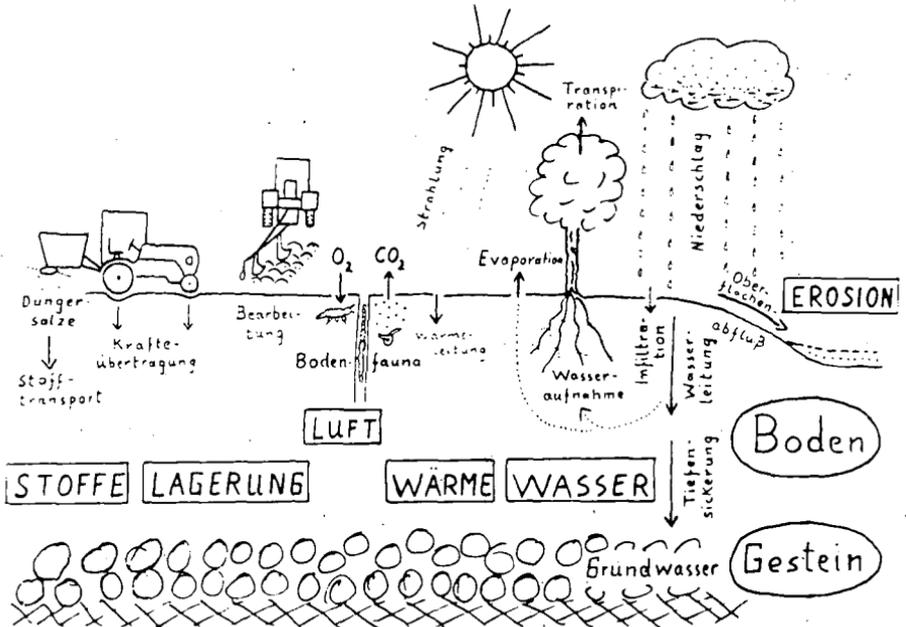


Abb. 1: Der Boden als offenes System

von Wasser, Luft und Wärme, aber auch für die mechanischen Kräfte, die auf den Boden einwirken. Diese Wechselwirkungen zwischen dem Boden und seiner Umgebung bedingen, daß die physikalischen Zustände des Bodens wie Wassergehalt, Sauerstoffkonzentration oder Temperatur nur selten konstant sind, sondern sich in der Regel ständig ändern. Solche Änderungen im physikalischen Bodenzustand können wiederum Bodengefüge und Porosität einem jahreszeitlichen Wechsel unterwerfen. Einer unmittelbaren Veränderung unterliegen sie, wenn mechanische Auflasten die Stabilität des Bodens übertreffen oder wenn - wie bei der Bodenbearbeitung - unmittelbar in den Bodenverband eingegriffen wird.

Wesentlich ist nun, daß sich die Bodenphysik keinesfalls auf die quantitative

Beschreibung des augenblicklichen physikalischen Bodenzustandes in Abhängigkeit von den einwirkenden Bedingungen beschränkt. Darüber hinaus besteht ihre Zielsetzung darin, die Gesetzmäßigkeiten der im Boden ablaufenden physikalischen Prozesse kausalanalytisch zu erfassen und mathematisch zu beschreiben. Zu den physikalischen Prozessen zählen wir den Stoff- und Energietransport sowie die Kräfteübertragung im Boden. Die funktionale Betrachtung eröffnet die Perspektive, unter wechselnden Außen- und Bodenbedingungen die Änderungen im physikalischen Zustand erklären und im voraus abschätzen bzw. berechnen zu können.

1.3. Die Aufgaben der Bodenphysik

Aus dem bisher Gesagten lassen sich die Aufgaben der Bodenphysik ableiten:

1. Bestimmung der Bodentextur.

2. Bestimmung des Bodengefüges.

3. Bestimmung von Gehalten an Wasser und Luft (O_2 , CO_2) und der Temperatur im Boden.

4. Bestimmung der Gesetzmäßigkeiten für Wasser-, Luft- und Wärmeleitung im Boden.

5. Bestimmung der Kräfteübertragung und der Dynamik der Lagerung.

Soweit beziehen sich die Aufgaben auf die physikalischen Bodeneigenschaften und die im Boden ablaufenden Transportprozesse. Nun ist der Boden aber im wahrsten Sinne des Wortes Grundlage jeder Pflanzenproduktion und damit Grundlage allen Lebens. Deshalb besteht eine anspruchsvolle Aufgabe darin, Beziehungen zwischen bodenphysikalischen Eigenschaften und Prozessen zum Pflanzenwachstum aufzuzeigen, zumal die Pflanzen in Wechselwirkung Einfluß auf diese Größen nehmen. Wenn die Ansprüche und Reaktionen der Pflanzen an und auf den physikalischen Bodenzustand in die Analyse einbezogen werden, wird die Bodenphysik zu einer ökologisch orientierten Wissenschaft. So verstanden kann die Bodenphysik ebenso wie ihre Nachbardisziplinen zur Beurteilung der Fruchtbarkeit der Böden und zu ihrer Produktivitätssteigerung beitragen. Wir können also die sechste Aufgabe hinzufügen:

6. Bestimmung der Ansprüche und der Einflüsse der Pflanzen im Hinblick auf physikalische Bodeneigenschaften.

Für alle dem Boden zugeführten Stoffe, seien es neben dem Wasser Bioelemente, Schwermetalle oder Biozide, kommt dem Boden die physikalische Funktion der Aufnahme, Speicherung, Leitung und Verteilung dieser Stoffe zu. Um die Bedeutung des Bodens hinsichtlich seiner Filter-, Puffer- und Regulationsfunktionen quantitativ darstellen zu können, wird man nicht ohne Bilanzuntersuchungen auskommen können. Bilanzierungen beruhen auf dem Erfassen von Stoff-Flüssen, die in den Boden hineingehen und ihn wieder verlassen. Um den Stofftransport vorausberechnen zu können, sind die entsprechenden Transportparameter quantitativ zu bestimmen. Mit dieser Zielsetzung ist die Bodenphysik aufgerufen, in enger

Zusammenarbeit mit Nachbardisziplinen zur Umweltsicherung beizutragen. Die siebte Aufgabe lautet deshalb:

7. Bestimmung der Transportparameter für die Stoff-Fracht im Boden.

Bilanzierung der Stoff-Fracht.

Schließlich sei auf die Bodenerosion, den Bodenabtrag durch Wind und Wasser verwiesen, der in vielen Ländern - viele von ihnen zählen zu den ärmsten - zu einer drastischen Verschlechterung der landwirtschaftlichen Produktionsbedingungen geführt hat. Auch hier gilt, die physikalischen Gesetzmäßigkeiten der Erodierbarkeit stärker als bisher zu untersuchen mit dem Ziel, den möglichen Bodenabtrag nicht allein nach empirisch-korrelativen Beziehungen, sondern verstärkt nach physikalischen Gesetzmäßigkeiten berechnen zu können.

8. Bestimmung bodenphysikalischer Faktoren der Erosion.

2. Die Entwicklung der Forschung und Lehre auf dem Gebiet der Bodenphysik

2.1. Forschungsstätten

Die bodenphysikalische Forschung in der Bundesrepublik Deutschland ist mehr oder weniger stark an allen universitären bodenkundlichen Einrichtungen beheimatet, von denen wir zur Zeit 16 in Form von Instituten, Lehrstühlen und Abteilungen besitzen. Allerdings sind z.Zt. nur an 3 Universitäten Professuren für Bodenphysik eingerichtet, zwei davon erst in neuerer Zeit (1981/82). Ansonsten gehen starke Impulse aus von anderen Instituten der Universitäten und technischen Hochschulen, von den Bundes- und Landesanstalten für Geowissenschaften, Bodenforschung, Wasserwirtschaft, Land- und Forstwirtschaft, nur um einige zu nennen. Damit sei angedeutet, daß in der Bundesrepublik Deutschland eine zentrale Forschungsstätte für Bodenphysik fehlt, sowie es auch für das Gesamtgebiet der Bodenkunde zutrifft.

2.2. Lehre

Sprechen wir nur vom universitären Bereich, so wird das Fachgebiet Bodenphysik an allen bodenkundlichen Einrichtungen gelehrt, und zwar als Teilgebiet der allgemeinen Bodenkunde in recht unterschiedlichem Umfang. Dabei ist es nicht verwunderlich, daß aus Mangel an gezielter, speziell auf die Belange der Bodenphysik ausgerichteter Forschungskapazität an den Hochschulen die Wissensvermittlung dem weltweiten Fortschritt nur mit Mühe standhalten kann. Besonders trifft das für die mathematische Schulung der Studenten zu, die zur Lösung theoretischer Ansätze in der Bodenphysik besonders wichtig wäre. Zur Zeit fehlt es deshalb bei uns im Lande an qualifiziertem Nachwuchs.

In den deutschen Lehrbüchern wird die Bodenphysik als Teilgebiet abgehandelt, ohne daß - natürlich - ein zu breiter Raum für dieses Teilgebiet zur Verfügung stände. Deshalb ist es der besonderen Erwähnung wert, daß wir nach dem im Jahre

1971 erschienenem Buch "Die physikalische Untersuchung von Böden" (Hartge, 1971) nun ein erstes und alle Teilbereiche der Bodenphysik umfassendes Lehrbuch besitzen, die "Einführung in die Bodenphysik" (Hartge, 1978).

2.3. Veröffentlichungen

Den Fortschritt in der Forschung in einem Fachgebiet kann man möglicherweise aus der Zahl der Veröffentlichungen ableiten, die in den letzten Jahren erschienen sind. In Abbildung 2 ist die Zahl der Publikationen auf dem Gebiet der Bodenphysik dargestellt, die im offiziellen Organ der beiden Gesellschaften für Pflanzenernährung und für Bodenkunde, der "Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde", erschienen sind. Bis auf das Jahr 1982 wurden die Veröffentlichungen

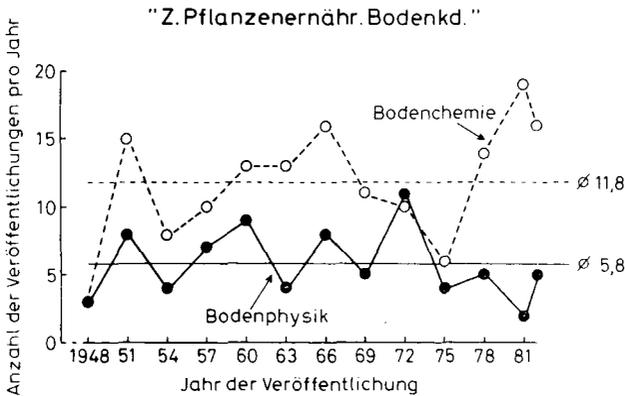


Abb. 2: Anzahl der jährlichen Veröffentlichungen in der "Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde", die den Kommissionen I (Bodenphysik) und II (Bodenchemie) zuzuordnen sind.

seit dem Jahre 1948 im dreijährigen Rhythmus herausgegriffen, wobei die Zuordnung des einen oder anderen Artikels zum Fachgebiet Bodenphysik vielleicht subjektiv erfolgte. Gemäß der Absicht, die Publikationstätigkeit in der Bundesrepublik darzustellen, wurden ausländische Beiträge nicht berücksichtigt, es sei denn, sie wurden an deutschen Instituten erarbeitet. Um die Zahl der für diese Zeitschrift rezensierten und in dieser Zeitschrift veröffentlichten Artikel in einen Maßstab setzen zu können, wurden die Veröffentlichungen auf dem Gebiet der Bodenchemie zum Vergleich herangezogen, wobei versucht wurde, die chemischen Arbeiten auszugliedern, die anderen Kommissionen unserer Gesellschaft, z.B. der Kommission für Bodenfruchtbarkeit und Pflanzenernährung, zuzuordnen sind.

Man erkennt, daß seit dem Jahre 1948 im Durchschnitt ca. 6 Artikel aus dem Gebiet der Bodenphysik veröffentlicht wurden, auf dem Gebiet der Bodenchemie war die Anzahl doppelt so hoch. Während die Zahl auf dem Gebiet der Bodenphysik im Zeittrend nahezu konstant blieb, ist bei der Bodenchemie schon eher ein

trendmäßiger Zuwachs angedeutet. In der Länge der Artikel gab es keine Unterschiede zwischen den beiden bodenkundlichen Disziplinen (Abb. 3). Die Seitenzahl lag im Durchschnitt zwischen 10 und 11.

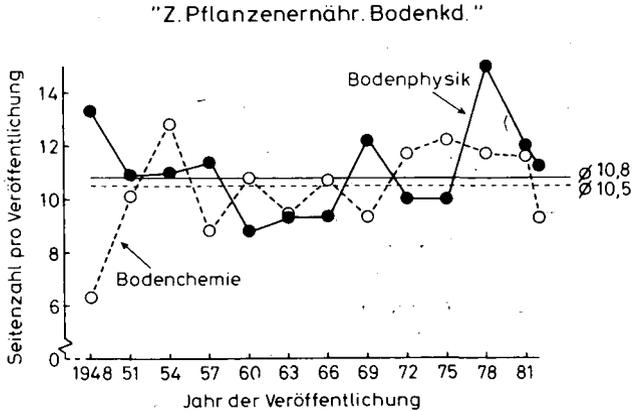


Abb. 3: Durchschnittliche Seitenzahl der Veröffentlichungen in der "Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde", die den Kommissionen I (Bodenphysik) und II (Bodenchemie) zuzuordnen sind.

Nach diesem Bild wird in der Bundesrepublik auf dem Gebiet der Bodenphysik weniger publiziert als auf dem Gebiet der Bodenchemie. Nun kann man einwenden, daß bodenphysikalische Arbeiten auch noch in anderen Fachzeitschriften veröffentlicht werden. Das trifft tatsächlich zu. Im 10-jährigen Durchschnitt der Jahre 1973 bis 1982 erschienen jährlich in der "Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung" 3,0, in der "Zeitschrift für Acker- und Pflanzenbau" 2,0, und in der Zeitschrift "Wasser und Boden" 0,9 Artikel, also zusammen pro Jahr 5,9 Artikel. Das würde die Zahl der Publikationen auf dem Gebiet der Bodenphysik an die Zahl der Publikationen auf dem Gebiet der Bodenchemie in der Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde heranführen (Abb. 2). Doch bleibt natürlich zu vermuten, daß bodenchemische Arbeiten ebenfalls in anderen Fachzeitschriften veröffentlicht werden.

Interessant ist die Feststellung, wieviele ausländische Beiträge in der "Zeitschrift Pflanzenernährung und Bodenkunde" für die beiden Fachdisziplinen publiziert wurden. Für den erwähnten Zeitraum von 1948-1982 (Abb. 2) waren es aus der Bodenphysik jährlich nur 0,7 Beiträge, jedoch 3,4 Beiträge aus der Bodenchemie. In dem Zeitraum erschien der erste bodenchemische Beitrag aus dem Ausland im Jahre 1950, doch der erste bodenphysikalische Beitrag wurde erst 5 Jahre später veröffentlicht.

Es bleibt also festzuhalten, daß in der rezensierten Fachzeitschrift unserer Gesellschaft die Aktivität auf bodenphysikalischem Gebiet geringer ausfällt als in der Schwesterdisziplin Bodenchemie. Im Gegensatz dazu steht die Aktivität

der deutschen Vertreter beider Fachdisziplinen während der Jahrestagungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft. Man kann davon ausgehen, daß die meisten zu den Jahrestagungen gehaltenen Vorträge wenigstens in Kurzfassung in einer nicht rezensierten Form in den "Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft" dokumentiert werden. Seit dem Erscheinen der "Mitteilungen" im Jahre 1961 ist die Anzahl dieser "Kurzmitteilungen" für beide Fachdisziplinen in Abb. 4 wiedergegeben. Für das Jahr 1983 sind die angemeldeten Vorträge eingesetzt worden. Im Jahre 1971 waren wegen der gleichzeitig stattfindenden internationalen Tagung "Pseudogleye und Gleye" in Stuttgart-Hohenheim die deutschen Beiträge zur Jahrestagung zahlenmäßig von untergeordneter Bedeutung. Sie wurden deshalb nicht berücksichtigt. Zweierlei ist bemerkenswert. In den "Mitteilungen" ist erstens die durchschnittliche Zahl der veröffentlichten Vorträge bei beiden bodenkundlichen Disziplinen fast gleich hoch. Zweitens bleibt die Anzahl der Veröffentlichungen in dem Zeitraum nicht auf konstantem Niveau, vielmehr nimmt sie zu. Man mag daraus den Schluß ziehen, daß besonders auf dem Gebiet der Bodenphysik die in den "Mitteilungen" dokumentierte Forschungsaktivität ihren Niederschlag nicht in der Zeitschrift unserer Gesellschaft gefunden hat.

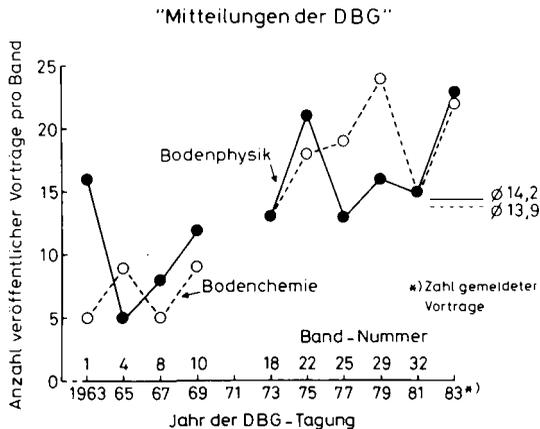


Abb. 4: Anzahl der in den "Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft" abgedruckten Vorträge, die während der Jahrestagungen in den Kommissionen I (Bodenphysik) und II (Bodenchemie) gehalten wurden

3. Von der statischen zur dynamischen Betrachtung - eine kurze Geschichte der bodenphysikalischen Forschung

Wichtige Impulse für die Forschungsarbeit auf dem Gebiet der Bodenphysik, besonders auf dem Gebiet des Bodenwassers, kamen aus den USA. Etwa seit der Jahrhundertwende wurden in jenem Lande einige grundlegende Konzepte entwickelt, die von der statischen Betrachtung von Zuständen zu einer dynamischen Betrachtungsweise von Prozeßabläufen im Boden führte. Ich erwähne Edgar Buckingham (1867-1940), der in Philadelphia geboren wurde, in Leipzig 1893 promovierte und in die USA

zurückkehrte. Dort erarbeitete er in nur drei Jahren, in denen er offiziell am "Bureau of Soils" mit bodenphysikalischen Fragen befaßt war, außer einem Beitrag zum diffusiven CO_2 - und O_2 -Gasaustausch im Boden (1904) die grundlegenden Gedankengänge zum Wasserfluß im nicht mit Wasser gesättigten Boden (1907). Zwar hatte der Franzose Darcy bereits 1856 seine berühmte Gleichung zur Beschreibung des gesättigten Wasserflusses durch Sandfilter formuliert, doch war es Buckingham, der die Gesetzmäßigkeiten des Wasserflusses im ungesättigten Bereich ableitete, in dem er allerdings nicht auf Darcy zurückgriff, sondern den Analogieschluß zur Wärme- und Stromleitung zog (Swartzendruber, 1977). Er definierte ein Kapillarpotential und eine kapillare Leitfähigkeit, die beide als Funktion des Wassergehalts anzusehen sind. Der Wasserfluß im ungesättigten Bereich war nach Buckingham proportional dem Kapillarpotential und der kapillaren Leitfähigkeit (Gardner, 1977). Offenbar war Buckingham aber seiner Zeit weit voraus mit seiner Formulierung des Wassertransports im Boden. Denn die Bodenphysiker verharteten weltweit bei der Beschreibung der Bindungsformen des Bodenwassers und beschrieben empirisch den Wassertransport aufgrund von zeitabhängigen Änderungen im Wassergehalt.

Mit der Entwicklung von Meßinstrumenten zur Messung des Kapillarpotentials, das wir heute Matrixpotential oder mit umgekehrten Vorzeichen Wasserspannung nennen, den sogenannten Tensiometern, durch die Amerikaner Richards und Willard Gardner im Jahre 1936 wurden die Ideen Buckinghams zur Dynamik des Bodenwassers von neuem stimuliert. Richards war der erste, der die Kontinuitätsgleichung mit der Darcy-Gleichung kombinierte und so die wichtige nicht-lineare partielle Differentialgleichung für den ungesättigten Wasserfluß schuf (1931). Die Anwendung und Lösung dieser Gleichung erlaubt es, den Wassertransport im Boden zu berechnen, der solange der Boden ungesättigt ist, unter nicht-stationären Bedingungen zu einer zeitabhängigen Änderung des Wassergehaltes, der Wasserspannung und der Leitfähigkeit führt.

Dieser kleine Exkurs zur Entwicklung bodenphysikalischer Forschung durch amerikanische Wissenschaftler diente dem Zweck aufzuzeigen, daß vornehmlich sie es waren, die den Weg zur Beschreibung der Dynamik bodenphysikalischer Prozesse beschritten. In der mathematischen Behandlung bodenphysikalischer Probleme stehen die USA heutzutage an führender Stelle. Schauen wir jedoch ins vorige Jahrhundert zurück, dann war die Entwicklung der Geschichte der Bodenphysik in dieser Weise durchaus nicht vorauszuahnen. In Deutschland waren einige hervorragende Bodenphysiker tätig, und ich will von ihnen Gustav Schübler erwähnen (1787-1834), der bereits zu Beginn des 19. Jahrhunderts die Bedeutung physikalischer Bodeneigenschaften für die "Fruchtbarkeit des Erdreichs" erkannte (Czibulka, 1931), die mechanische Bodenanalyse verbesserte und Untersuchungen zum Wasser-, Luft- und Wärmehaushalt durchführte. 1831 erschien sein Buch "Grundsätze der Agriculturn-Chemie". Zum zweiten ist Wilhelm Schumacher zu nennen, der im Jahre 1864

sein Werk veröffentlichte: "Die Physik des Bodens in ihren theoretischen und practischen Beziehungen zur Landwirtschaft". Neben Untersuchungen zur Wasser- und Luftleitung im Boden entwickelte er das Konzept der kapillaren und nicht-kapillaren Porosität. Die Geschwindigkeit der Wasserbewegung war aus seiner Sicht von der nicht-kapillaren Porosität und damit vom Bodengefüge abhängig (Baver, 1956). Auch schlug er Verfahren vor, um die Ertragsfähigkeit leichter und schwerer Böden zu verbessern. Obwohl die Bodenphysiker in jenen Jahren vorzügliche Untersuchungen durchführten, die Bedeutung der physikalischen Bodeneigenschaften für das Pflanzenwachstum erkannten und beschrieben und praktische Anleitung zur physikalischen Melioration der Böden gaben, blieben sie weitgehend ungehört, konnten sie doch nicht gegen den Enthusiasmus durchdringen, der von Liebig (1803-1873) als dem Begründer der Mineraltheorie, der Agrikulturchemie und der Düngungslehre ausging.

Dieser einseitig chemischen Ausrichtung trat Martin Ewald Wollny (1846-1901) entgegen, Professor an der Technischen Hochschule in München. Durch sehr exakte Forschungen wies er nach, "daß die Lebensbedingungen der Pflanze nicht allein in der günstigen chemischen Zusammensetzung des Bodens zu suchen seien, sondern daß auch das Gefüge des Bodens und dessen Verhalten zu Wasser, Wärme und Luft gleichwichtige Fruchtbarkeitsfaktoren sind" (Czibulka, 1931). Unter seiner Leitung erschienen von 1879 bis 1898 die "Forschungen auf dem Gebiete der Agrikulturphysik", die Beiträge zur Physik der Böden und der Pflanzen und zur Agrarmeteorologie enthielten. In seinem Buch "Soil Physics" (1956) bedauert Baver die Tatsache, daß von diesen umfangreichen und klassischen Experimenten heute kaum mehr Notiz genommen wird, obwohl viele neuere Untersuchungsergebnisse in Wahrheit nur die Bestätigung der von Wollny bereits veröffentlichten Untersuchungsbefunde darstellten. Im Jahre 1958 erschien in "Soil Science" von Zwerman und Blake ein Index zu dem von Wollny herausgegebenem Journal mit dem Motiv, nicht nur im angelsächsischen Sprachraum auf die hervorragenden Forschungsleistungen aus jenen Jahren hinzuweisen, die unverdienter Weise so stark in allgemeine Vergessenheit geraten sind.

Nach den so überaus beachtlichen Erfolgen der Agrikulturchemie im Hinblick auf Steigerung der Ertragsfähigkeit der Böden besonders in den Ländern Europas mit hoher Bevölkerungsdichte und begrenzter landwirtschaftlicher Nutzfläche, scheint heutzutage eine Wende eingeleitet zu werden. Wir erkennen immer stärker, daß wir im Zeichen der Industrialisierung und einer hochtechnisierten Land- und Forstwirtschaft den physikalischen Eigenschaften der Böden eine vermehrte Aufmerksamkeit zukommen lassen müssen, wenn die physikalischen Funktionen der Böden im Hinblick auf Ertragsfähigkeit, Grundwasserbildung sowie Filter- und Pufferwirkung gegen schädliche Umweltchemikalien erhalten bleiben sollen.

4. Schwerpunkte bodenphysikalischer Forschung

Im folgenden sollen beispielhaft einige Schwerpunkte in der bodenphysikalischen Forschung aus den zurückliegenden 10 Jahren aufgezeigt werden. Vier Themenbereiche werden angesprochen: Bodengefüge, Lufthaushalt, Wasserhaushalt und Stofftransport.

4.1. Bodengefüge

Neben der morphologischen Gefügeansprache kommt der Kennzeichnung des Bodengefüges nach Lagerungsdichte, Porosität und Porengrößenverteilung große Bedeutung zu, lassen sich doch aus diesen Daten Kennwerte zum Wasser- und Lufthaushalt und der mechanischen Belastung der Böden ableiten. Lagerungsdichte, Porosität und Verteilung der Porengrößen werden an "ungestörten" Bodenproben in Stechzylindern und mittels der pF-Apparatur ermittelt. Doch auch für skelettreiche Böden, in denen Stechzylinder nicht einzusetzen sind, sind entsprechende Verfahren entwickelt worden (Benecke et al., 1976).

Die Abbildung 5 gibt ein Beispiel solcher Untersuchungen (Hildebrand und Wiebel, 1981). Dargestellt ist der Wassergehalt eines Lößlehms bei verschiedenen pF-Stufen in Abhängigkeit von der Lagerungsdichte des Bodens. Die Wassergehalte sind hier gewichtsbezogen, nicht volumenbezogen dargestellt (Ehlers, 1973).

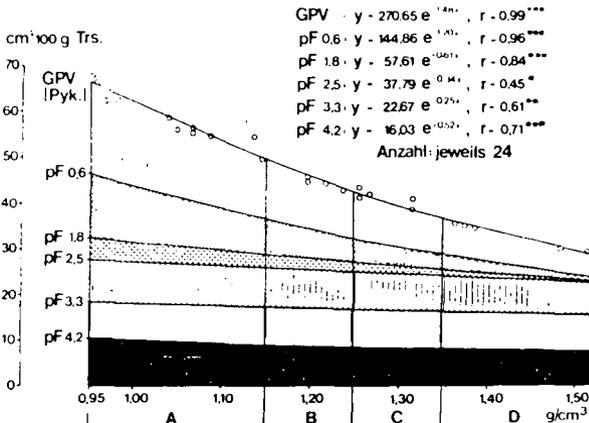


Abb. 5: Beziehungen zwischen Lagerungsdichte und Porung bei einem Lößlehm (Hildebrand und Wiebel, 1981)

Man erkennt, daß mit zunehmender Lagerungsdichte durch Befahren und Kompression des Bodens die groben Poren >750 µ (pF 0,6), 750-50 µ (pF 0,6-1,8) und 50-10 µ (pF 1,8-2,5) in ihrer Menge reduziert werden, nicht aber die feineren Poren. Daraus ergeben sich Konsequenzen für den Wasser-, Luft- und Wärmehaushalt des Bodens und seine mechanischen Eigenschaften und damit für seine Ertragsfähigkeit, die hier nicht besprochen werden sollen (Czeratzki, 1972; Sommer et al., 1981;

Ehlers, 1982).

Doch wichtig erscheint mir folgendes: Um die Auswirkungen der mechanischen Belastung auf das Bodengefüge abschätzen zu können, muß die "natürliche" Lagerungsdichte und Porosität des nichtbelasteten Bodens bekannt sein. Zur Abschätzung dieser natürlichen Lagerungsdichte haben Hartge und Sommer (1979) ein einfaches Verfahren entwickelt. Sie gehen davon aus, daß in mechanisch unbelasteten Böden die Porenziffer einer Bodenschicht in bestimmter Bodentiefe eine Funktion der natürlichen Auflast darstellt, die sich aus dem Gewicht der gesamten Bodenschicht über der betrachteten Bodenschicht errechnet. Trägt man nun die Porenziffer e als Funktion der Auflast auf, ergeben sich "natürliche Drucksetzungskurven", die im Falle der Erstverdichtung, also ohne mechanische Zusatzbelastung - bei logarithmischem Maßstab für die Auflast - Geraden darstellen. Abweichungen von diesen "Geraden" zu geringeren Porenziffern kennzeichnen den Grad der eigentlichen, durch mechanische Auflasten erzeugten Verdichtung (Abb. 6).

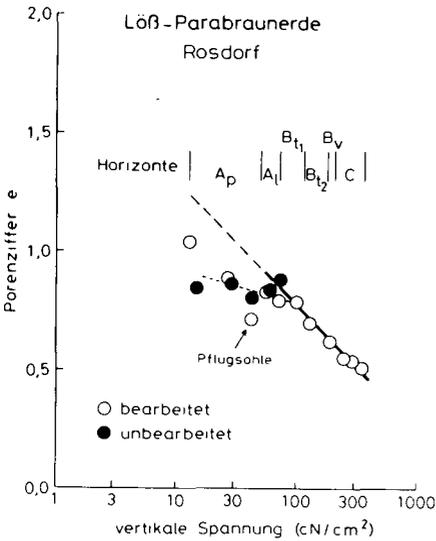


Abb. 6: Porenziffer e als Funktion der vertikalen Spannung bei einer Parabraunerde aus Löß in Rosdorf bei Göttingen (Ehlers, unveröffentlicht)

4.2. Lufthaushalt

Im Boden werden von den Mikroorganismen, den Tieren und den Pflanzenwurzeln Sauerstoff verbraucht und Kohlendioxyd produziert. Der lebensnotwendige Gasaustausch zwischen Boden und Atmosphäre geschieht zum größeren Anteil auf dem Wege der Diffusion. Die Bodenphysik beschäftigt sich mit den dynamischen Prozessen des Gas-

Wichtig erscheint auch ein zweiter Aspekt: Bodenverdichtungen durch dynamische Belastung mit ihren Konsequenzen für die physikalischen Eigenschaften des Bodens und das Wachstum der Pflanzen können wir messen und beurteilen, aber unter Feldbedingungen bisher noch nicht aufgrund bodenmechanischer Theorien voraussagen. Zumeist wird das Verhalten der Böden unter mechanischer Belastung im Labor getestet. In diesem Zusammenhang sei auf die umfangreichen Untersuchungen von Horn (1981) zur Bedeutung der Aggregation für die Belastbarkeit der Böden verwiesen. Auf diesem Gebiet der Bodenmechanik sind weitere Forschungsarbeiten notwendig und in Zukunft zu erwarten.

austauschs, 1. um die Durchlüftungsbedingungen des Bodens als pflanzenphysiologisch bedeutsame Parameter in Abhängigkeit z.B. von Porosität und Wassergehalt zu charakterisieren, 2. um den Verbrauch an O_2 und die Produktion an CO_2 im Boden als Maß der biologischen Aktivität in Abhängigkeit z.B. von Pflanzenbewuchs, organischer Düngung, Bodenbearbeitung und der Jahreszeit zu quantifizieren und schließlich 3. um Modellvorstellungen über den Aufbau des Porensystems im Gefügeverband des Bodens abzuleiten.

Quantitativ läßt sich die Diffusion eines Gases im Boden (CO_2 ; O_2) mit Hilfe des 1. und 2. Fick'schen Diffusionsgesetzes beschreiben. Dazu müssen die Diffusionskoeffizienten des betreffenden Gases im Boden in Abhängigkeit vom luftgefüllten Porenvolumen an ungestört genommenen Bodenproben im Labor gesondert bestimmt werden (Albertsen, 1977; Richter und Großgebauer, 1978; Frede et al., 1979). Werden außerdem die Gaskonzentrationen in verschiedenen Bodentiefen gemessen (Richter, 1972b; Albertsen, 1977; Frede et al., 1979), läßt sich der diffusive Gasfluß von Bodenschicht zu Bodenschicht nach dem 1. Diffusionsgesetz berechnen (Richter, 1972a). Entspricht die Konzentrationsänderung pro Zeiteinheit in einer Bodenschicht nicht der Divergenz der ein- und austretenden Gasflüsse, wie es das 2. Diffusionsgesetz voraussagt, dann ist in der betreffenden Schicht entweder das Gas verbraucht (O_2) oder produziert worden (CO_2). Da sich über relativ kleine Zeiträume die Gaskonzentrationen in tieferen Bodenschichten nur wenig ändern, ist unter dieser Voraussetzung die Konsumptions- bzw. Produktionsrate noch einfacher direkt aus der Divergenz der Flüsse zu bestimmen (Richter, 1972a).

Untersuchungen von Richter und Großgebauer (1978) zeigen den scheinbaren Diffusionskoeffizienten D_s für CO_2 im Boden in Abhängigkeit vom luftgefüllten Porenvolumen E_L (Abb. 7). Die große Streubreite der Werte ist bemerkenswert. Aus

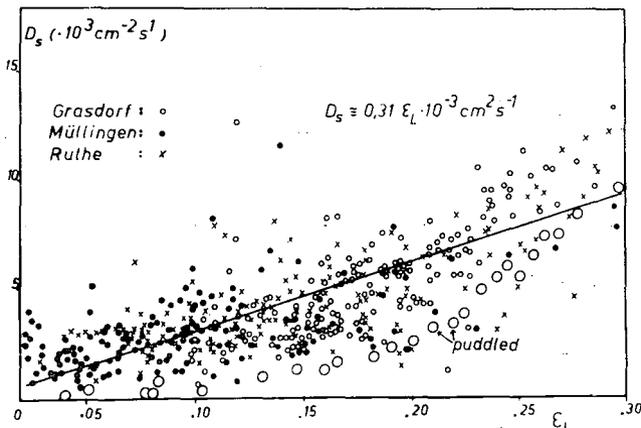


Abb. 7: Der scheinbare Diffusionskoeffizient für CO_2 im Boden (D_s) als Funktion des luftgefüllten Porenvolumens (E_L) (Richter und Großgebauer, 1978)

solchen Darstellungen läßt sich der pflanzenphysiologisch notwendige luftgefüllte Porenraum ableiten (Richter und Großgebauer, 1978; Frede et al., 1979).

Nach Albertsen (1979) ist die CO_2 -Produktion in einem Podsol abhängig von der Jahreszeit, der Bodentiefe und der Vegetation (Abb. 8)

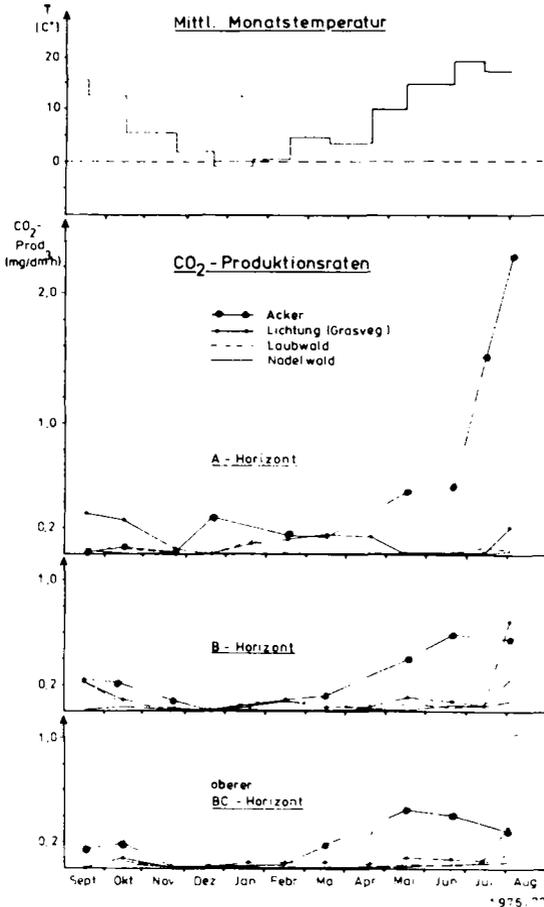


Abb. 8: Jahresgang der horizontspezifischen CO_2 -Produktionsraten in einem Podsol (Albertsen, 1979)

Schließlich sei noch erwähnt, daß sich aus den Diffusionskoeffizienten als Funktion des luftgefüllten Porenvolumens Kennwerte für die Kontinuität des Porensystems ableiten lassen (Richter und Großgebauer, 1978; Frede und Meyer, 1981), die aus gefügekundlicher Sicht von großer Bedeutung sein werden.

4.3. Wasserhaushalt

In der Bodenphysik haben Untersuchungen zum Wasserhaushalt der Böden einen dominierenden Rang eingenommen. Mehrere Gründe lassen sich dafür anführen:

1. Vom Bodenwasser werden alle anderen physikalischen Eigenschaften des Bodens berührt. 2. Wasser ist essentiell für das pflanzliche Leben und die Pflanzenproduktion. 3. Der Boden ist der Spender des Grundwassers und damit Lieferant eines unentbehrlichen Gutes für die Menschheit.

Für Wasserhaltung und Wasserleitung und damit für die Verteilerrolle des Bodens für das Wasser sind zwei hydraulische Funktionen wichtig: die Wassergehalts-Wasserspannungs-Beziehung, auch pF -Kurve genannt, und die Leitfähigkeits-Wasserspannungs- bzw. Wassergehaltsbeziehung, auch unter dem Namen Leitfähigkeitsfunktion geläufig. Die Methoden zur Bestimmung der pF -Kurven sind lange bekannt. Man kann sie im Labor oder im Felde erstellen. Unstimmigkeiten in den Ergebnissen liegen an der Art und Weise der Wassersättigung (Ehlers, 1976a; Beese und Wierenga, 1979; Hurst und Läser, 1981). Zur Bestimmung der Leitfähigkeitsfunktion wurde die Labormethode mit der Doppelmembranapparatur verbessert (Renger et al., 1972) und andere Labormethoden wurden entwickelt und getestet (Becher, 1975; Benecke et al., 1976; Ehlers, 1976c). Auch im Felde läßt sich die Leitfähigkeitsfunktion aus kontinuierlichen Wassergehalts- und Wasserspannungsmessungen für die verschiedenen Bodenhorizonte erstellen (Renger et al., 1970; Benecke, 1972; Ehlers und van der Ploeg, 1976a).

Sind diese beiden hydraulischen Funktionen bekannt, wird die Wasserhaushaltsgleichung eines Standorts mit ihren Ausgabengrößen Evapotranspiration und Tiefensickerung bilanzierbar (Ehlers, 1978) und obendrein die Wasseraufnahme durch die Wurzeln aus einzelnen Bodenschichten berechenbar (Strebel et al., 1975; Flühler et al., 1975; Ehlers, 1976b). Abbildung 9 zeigt (Ehlers, 1976b), daß die Evapotranspirationsraten von Winterweizen und Zuckerrüben nach Entwicklung eines entsprechenden Blattflächenindexes höher liegen als die Evaporationsraten der Brache. Mit dem Verbrauch des Bodenwassers durch die Pflanzen geht die Versickerungsrate in 2 m Bodentiefe zurück. Der hohe Niederschlag im Juni erhöht mit zeitlicher Verzögerung die Sickerrate in den noch relativ feuchten Bodenprofilen unter Brache und Zuckerrüben, doch in dem trockeneren Bodenprofil unter Weizen erreicht die Infiltrationsfront die 2 m-Grenze nicht. Hier verbleibt das Niederschlagswasser zugunsten der Pflanzen im durchwurzelten Profil. Aus diesem Verhalten wird die Verteilerrolle des Bodens und ein Regulationsprinzip zugunsten der Wasserversorgung der Pflanzen ersichtlich.

Unabhängig von Boden- und Kulturart und der Jahreswitterung nehmen landwirtschaftliche Kulturpflanzen ca. 50% des evapotranspirierten Wassers aus der oberen 20-cm-Schicht des A_p -Horizontes auf (Ehlers, 1976b; Strebel und Renger, 1979; Ehlers et al., 1980b). Das übrige Wasser wird je nach den Bedingungen und der Wurzelentwicklung dem Unterboden als Funktion der Zeit und Tiefe entzogen. Die absolute Höhe des Wasserverbrauchs hängt selbstverständlich von Pflanze, Jahreswitterung und Boden ab. Bei optimaler Nährstoffversorgung der Böden wird das Bodenwasser zum ertragsentscheidenden Faktor (Ehlers et al., 1980b;

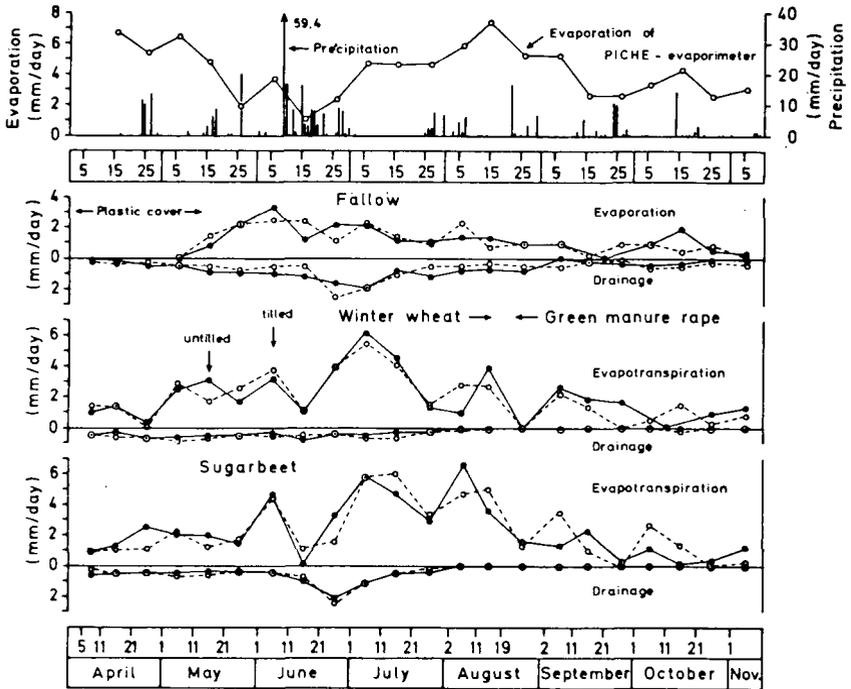


Abb. 9: Evaporation (Brache), Evapotranspiration (Winterweizen, Zuckerrüben) und Tiefensickerung in bearbeiteter und unbearbeiteter Löß-Parabraun-erde (Ehlers, 1976b)

Renger und Strebel, 1980).

Ausgehend von der Überlegung, daß der Wasserverbrauch der Pflanzen nicht allein vom Wasserangebot des Bodens, sondern vor allem nach Bestandesschluß auch von der potentiellen Verdunstung abhängt, berechneten Renger und Mitarbeiter die klimatische Wasserbilanz für den durchwurzelbaren Bodenraum aus Niederschlag, potentieller Verdunstung und einer empirisch ermittelten realen Evapotranspiration bei "Wassermangel". Zusätzlich wurde der kapillare Aufstieg aus dem Grundwasser berücksichtigt (Giesel et al., 1972). Mit Hilfe der Häufigkeitsverteilung des Defizits in der klimatischen Wasserbilanz beantworteten sie Fragen nach der Beregnungsbedürftigkeit (Renger et al., 1974a), nach dem Einfluß des Grundwassers auf die Wasserversorgung der Pflanzen (Renger et al., 1974b), nach der Tiefenbearbeitbarkeit (Renger et al., 1974c), nach der Grundwasserneubildung (Renger et al., 1974d) und nach der Staunässebildung (Renger et al., 1975). Diese Arbeiten können als Beispiel dafür gelten, daß moderne bodenphysikalische Forschung zur Lösung von bodenkundlichen, pflanzenbaulichen, kulturtechnischen und hydrologischen Problemen beitragen kann.

Zur Beantwortung der Frage nach der Verteilerrolle des Bodens auf die Ausgabe-

größen der Wasserhaushaltsgleichung in Abhängigkeit von derart verschiedenen Variablen wie Strahlungshaushalt, Wind, Temperatur, relative Luftfeuchte, Niederschlag, hydraulische Eigenschaften des Bodens, Bodenwassergehalt, oberirdische und unterirdische Pflanzenentwicklung hat uns die Nutzung moderner Computertechnologie einen wesentlichen Schritt weitergeholfen. Der Nutzen von Computermodellen liegt darin, daß - wenn sie auf ihre Gültigkeit und Richtigkeit geprüft wurden - mit ihrer Hilfe Vorhersagen über den Verbleib des Bodenwassers unter sehr verschiedenartigen Umweltbedingungen getroffen werden können, ohne daß alle Meßdaten stets von neuem erhoben werden müssen. Es lassen sich also z.B. Prognosen ableiten zum Wasserverbrauch der Pflanzen und zur Sickerwasserspende in Abhängigkeit von Bodeneigenschaften, von der Jahreswitterung, von der Beregnung, von der Tiefe des Grundwasserstandes, von der Entwicklung der Pflanzen usw.. Umgekehrt hängt die Entwicklung der Pflanzen unter sonst optimalen Standortbedingungen wie Nährstoffversorgung und Durchlüftung (Severin et al., 1981) in hohem Maße von der Wasseraufnahme aus dem Boden ab. Deshalb ist es nicht verwunderlich, daß heute bereits im Ausland Modelle existieren, die den Wasserhaushalt des Bodens mit dem Pflanzenwachstum verbinden (z.B. Feddes et al., 1978).

Bei uns wurde die Entwicklung durch Arbeiten von Giesel, Renger und Strebel (1973) und durch van der Ploeg (1974) eingeleitet, als sie zunächst das Problem der eindimensionalen Infiltration und Wasserverteilung in einem homogenen Boden numerisch lösten. Van der Ploeg benutzte die übergeordnete, anwendungsorientierte Computer-Sprache CSMP (Continuous System Modeling Program), die die Programmierung sehr erleichtert. Später wurde der Wasserfluß in geschichteten Böden simuliert (Beese und van der Ploeg, 1976a; Ehlers und van der Ploeg, 1976b; Beese et al., 1977; Edwards et al., 1980; Ehlers et al., 1980a) und Lösungen für den mehrdimensionalen Fluß gefunden (van der Ploeg und Benecke, 1974; Edwards et al., 1979; Hornung und Messing, 1980). Schließlich wurden die Modelle durch den Einbezug von Pflanzen erweitert, indem die allgemeine Wasserflußgleichung von Richards um einen "Senkenausdruck" für die Wasseraufnahme durch die Wurzeln ergänzt wurde (Beese et al., 1978; van der Ploeg et al., 1978; Duynisveld et al., 1981a; van der Ploeg und Benecke, 1981). Im einzelnen wurden die Modelle mit unterschiedlichen Eingabeparametern aufgebaut, die aber stets funktionale Größen des Bodens, der Witterung und der Pflanzen umfassen. Die experimentell schwierig zu unterscheidenden Ausgabegrößen der Wasserhaushaltsgleichung, nämlich Boden- evaporation, Interception und Transpiration, werden von einigen Modellen getrennt berechnet. Wie das Ergebnis eines Simulationslaufs für den Wasserhaushalt einer Lößparabraunerde unter Sommerweizen zeigt (Duynisveld et al., 1981a), wird aus den oberflächennahen Schichten 0-30 cm über 50% des aufgenommenen Wassers entzogen. Transpiriert wurden etwa 310 mm und ca. 50 mm intercipiert (Abb. 10).

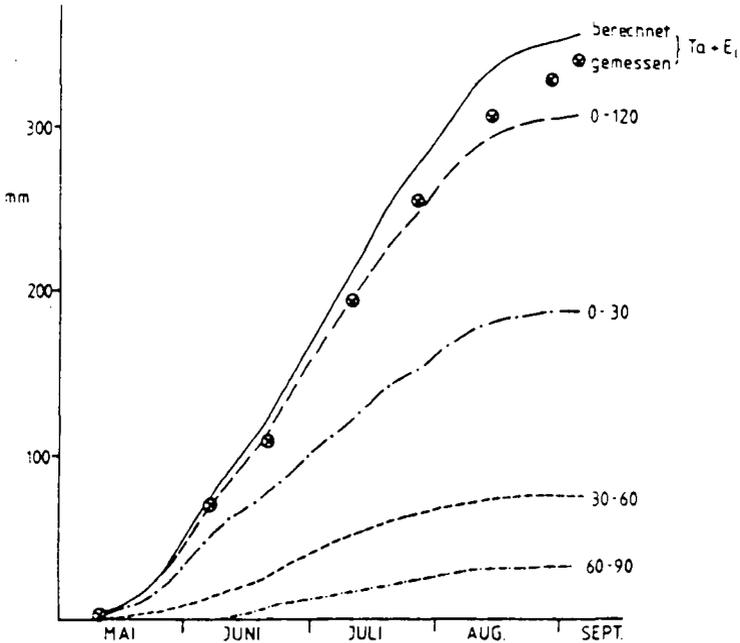


Abb. 10: Berechnete kumulative Wasseraufnahme aus dem gesamten Wurzelraum (0-120 cm) und aus 3 verschiedenen Tiefenbereichen im Profil sowie gemessene und berechnete kumulative Werte für Transpiration und Interceptionsverdunstung ($T_a + E_i$) (Duynisveld et al., 1981a)

Bei einer Abweichung von 10 bis 15 mm Anfang September stimmten in dem Beispiel gemessene und berechnete Werte recht gut überein. Häufig liegen keine gemessenen Werte zur Evapotranspiration vor. Dann erfolgt die Verifizierung des Modells durch den Vergleich gemessener und berechneter Wasserspannungswerte als Funktion der Zeit und der Tiefe. Der Senkenterm der Fließgleichung wird dann iterativ solange geändert, bis eine Approximation der Werte herbeigeführt ist. Auf diese Weise haben zum Beispiel Benecke (1976) und Benecke und van der Ploeg (1979) die Evapotranspiration von Buchen- und Fichtenbeständen im Solling bestimmt.

4.4. Stofftransport

Durch zivilisatorische Einflüsse werden die Böden in zunehmendem Maße, aber regional sehr unterschiedlich, mit Abfallstoffen, Chemikalien oder Schwermetallen befrachtet, die natürlicherweise im Boden nicht oder nur in geringen Konzentrationen vorhanden sind. Dünger, Pestizide, Herbizide, schädliche Salze oder umweltbelastende organische und anorganische Stoffe wandern in suspendierter oder in gelöster Form mit dem Infiltrationswasser in den Boden ein. Im Boden werden die Stoffe aus der "Bodenlösung" z.T. mechanisch oder chemisch ausgefällt, fixiert, adsorbiert, mikrobiell ab- oder umgebaut, oder sie unterliegen im Boden keinen Wechselwirkungen, wie es z.B. für das Anion Chlorid zutrifft.

Mit dem Problem des Stofftransports im Boden beschäftigt sich die Bodenphysik seit geraumer Zeit. Dabei erweist sich die Beschreibung des Transports von gelösten Stoffen noch relativ einfach, die nicht mit der Bodenmatrix in chemische oder andere Wechselwirkungen treten (Beese und Wierenga, 1983). Zur Erläuterung der physikalischen Gesetzmäßigkeiten beim Transport gelöster Stoffe sei auf eine entsprechende Publikation von Beese (1982) verwiesen.

Es sollte aber betont werden, daß wir bei Anwendung der physikalischen Gesetzmäßigkeiten für die Wasserbewegung im Boden bereits heute den Austrag an gelösten Salzen, wie Nitrat und an anderen Bioelementen aus dem Boden, und damit die mögliche Kontamination des Grundwassers (Kuntze, 1978) quantifizieren können. Solche Untersuchungen sind für Acker- und Waldstandorte in den letzten Jahren in größerer Zahl durchgeführt worden (Strebel et al., 1973; Sunkel, 1979; Fleige et al., 1980; Mayer und Heinrichs, 1980; Vogl und Becher, 1981; Jayakody und Blume, 1983; Stahr et al., 1983). Zu erwähnen bleibt, daß mehrere Forschergruppen an der numerischen Lösung der Transportgleichung für gelöste Stoffe arbeiten (Benecke et al., 1975; Beese und van der Ploeg, 1976b; Richter et al., 1978; Richter und Domres, 1979; Beese und van der Ploeg, 1979; Duynisveld et al., 1981b). Bisher scheint es aber nur unter Annahme vereinfachender Bedingungen zu gelingen, Simulationsergebnisse und experimentelle Befunde in Einklang zu bringen. Um die Kapazitätssättigung des Filters und des Puffers Boden bzw. die mögliche Kontamination des Grundwassers als Funktion der Menge der Stoffbelastung, des Sickerwasserflusses und der Zeit im voraus berechnen zu können, wird wohl noch viel Mühe aufgewendet werden müssen. Ich sehe hier die Möglichkeit und grundsätzliche Notwendigkeit der intensiven Kooperation mit den Kommissionen Bodenchemie, Bodenbiologie und Bodenfruchtbarkeit und Pflanzenernährung.

5. Ausblick

Ich habe versucht, die Bedeutung der Bodenphysik innerhalb der Fachdisziplin Bodenkunde und den augenblicklichen Forschungsstand aus meiner Sicht zu umreißen. Dabei wurden Schwerpunkte gemäß der eigenen Anschauung zum Wesen bodenphysikalischer Forschung gesetzt, und manches ist sicherlich nicht ausreichend gewürdigt worden. Aus der Abgrenzung des Themas heraus sind z.B. die ausgezeichneten Arbeiten, die unter der Leitung von F. Richard an der Professur für Bodenphysik der ETH Zürich erwachsen sind, nicht gebührend erwähnt worden, obwohl gerade mit dieser Forschergruppe ein intensiver Gedankenaustausch besteht.

Nach meiner Einschätzung haben wir mit unserer Arbeit in der Bundesrepublik in den zurückliegenden 10 Jahren den Abstand zum internationalen Forschungsniveau verringert. Lücken bestehen sicherlich in der theoretischen Bodenphysik. Auch wurden Fragen zum Wärmehaushalt der Böden nicht bearbeitet. Zukünftig müssen neue Schwerpunkte gesetzt werden bei den Themenbereichen: 1. Physikalisches

Verhalten quellender Tonböden, 2. Wärmehaushalt, 3. Erodierbarkeit, 4. Auswirkungen mechanischer Belastung, 5. Reaktion der Pflanzen auf bodenphysikalische Eigenschaften, 6. Verhalten der Pflanzen im System Boden-Pflanze-Atmosphäre und 7. Stoffbelastung. Schließlich sei auf ein Problem verwiesen, daß wir bisher weitgehend verdrängt haben, weil wir noch nicht das mathematische Rüstzeug zur Lösung entwickelt haben. Wie können wir die Ergebnisse aus "punktförmigen" Messungen auf ein Feld oder auf einen repräsentativen Landschaftsausschnitt übertragen (Bielenski et al., 1978), wenn - wie wir alle wissen - häufig eine große örtliche Variabilität in der Morphologie und in den physikalischen Eigenschaften vorliegt. Ich bin gewiß, daß wir bei der Übertragung unserer Meßergebnisse auf großräumige Dimensionen neue mathematisch-statistische Verfahren erlernen müssen. Gelingt uns das, dann wird die Bodenphysik noch stärker als bisher mit quantitativen Aussagen zur Bodennutzung und zur Landschaftsplanung mit all ihren vielseitigen und häufig divergierenden Aspekten zum Nutzen der Menschen und der Umwelt beitragen können.

Literatur

- Albertsen, M., 1977. Labor- und Felduntersuchungen zum Gasaustausch zwischen Grundwasser und Atmosphäre über natürlichen und verunreinigten Grundwässern. Diss. Math.Nat., Kiel
- Albertsen, M., 1979. Kohlendioxid-Haushalt in der Gasphase der ungesättigten Bodenzone, dargestellt am Beispiel eines Podsoils. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 142: 39-56
- Baver, L.D., 1956. Soil Physics. 3.Aufl., John Wiley, New York
- Becher, H.H., 1975. Bemerkungen zur Ermittlung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit unter nichtstationären Bedingungen. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 138: 1-12
- Beese, F., 1982. Gesetzmäßigkeiten beim Transport gelöster Stoffe im Boden. Eiträge zur Hydrologie, Sonderheft 4: 267-300
- Beese, F., und Van der Ploeg, R.R., 1976a. Influence of hysteresis on moisture flow in an undisturbed soil monolith. Soil Sci.Soc.Am.J. 40: 480-484
- Beese, F., und Van der Ploeg, R.R., 1976b. Der Einfluß der Intra-Aggregat-Diffusion auf den Salztransport in Böden. Mitt.Dtsch.Bodenkd.Ges. 23: 65-76
- Beese, F., Van der Ploeg, R.R., und Richter, W., 1977. Test of a soil water model under field conditions. Soil Sci.Soc.Am.J. 41: 979-984
- Beese, F., Van der Ploeg, R.R., und Richter, W., 1978. Der Wasserhaushalt einer LÖB-Parabraunerde unter Winterweizen und Brache. Computermodelle und ihre experimentelle Verifizierung. Z.Acker- und Pflanzenbau 146: 1-19
- Beese, F., und Van der Ploeg, R.R., 1979. Simulation des Anionen-Transports in ungestörten Bodensäulen unter stationären Fließbedingungen. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 142: 69-85
- Beese, F., und Wierenga, P.J., 1979. Zur Bedeutung der θ - τ -Beziehung in bodenhydrologischen Modellen. Mitt.Dtsch.Bodenkd.Ges. 29: 101-110
- Beese, F., und Wierenga, P.J., 1983. The variability of the apparent diffusion coefficient in undisturbed soil columns. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 146: 302-315
- Benecke, P., 1972. Die Ermittlung der Tiefensicherung aus Pseudogleyen. Verhandlungen der Komm. V und VI der Int.Bodenkd.Ges. Pseudogley und Gley. Verlag Chemie, Weinheim

- Benecke, P., 1976. Soil water relations and water exchange in forest ecosystems. In: O.L. Lange, L. Kappen und E.D. Schulze (Hrsgb.): Water and plant life. Problems and modern approaches. Springer, Berlin
- Benecke, P., Beese, F., und Van der Ploeg, R.R., 1975. Ein einfaches Modell für den Lösungstransport in ungesättigten Böden. Mitt.Dtsch.Bodenkd.Ges. 22: 121-136
- Benecke, P., Beese, F., und Van der Ploeg, R.R., 1976. Bodenhydrologische Methoden zur Untersuchung ungestörter, skelettreicher Böden. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 139: 361-371
- Benecke, P., und Van der Ploeg, R.R., 1979. Das hydrologische Verhalten ungesättigter Bodenschichten am Beispiel forstlicher Ökosysteme. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 142: 169-184
- Bielenski, W., Renger, M., und Strebel, O., 1978. Lokale und regionale Untersuchungen zur Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten im Küstenraum. (Holtlander Sielacht). Mitt.Dtsch.Bodenkd.Ges. 26: 183-198
- Buckingham, E., 1904. Contributions to our knowledge of the aeration of soils. USDA Bur. Soils Bull. 25
- Buckingham, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. USDA Bur. Soil Bull. 38
- Czeratzki, W., 1972. Die Ansprüche der Pflanzen an den physikalischen Bodenzustand. Landbauforsch. Völkenrode 22: 29-36
- Czibulka, F.K., 1931. Die geschichtliche Entwicklung der Bodenuntersuchung und deren kritische Betrachtung. Diss. Techn.Univ. München
- Darcy, H., 1856. Les fontaines publiques de la Ville de Dijon. Dalmont, Paris
- Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, 1979. Memorandum Bodenkunde. Stand und Entwicklung bodenkundlicher Forschung, Göttingen
- Duynisveld, W.H.M., Strebel, O., und Renger, M., 1981a. Simulation von Wasserbewegung und Wasseraufnahme durch Pflanzenwurzeln in einer Löß-Parabraunerde unter Sommerweizen. Mitt.Dtsch.Bodenkd.Ges. 32: 167-178
- Duynisveld, W.H.M., Strebel, O., und Renger, M., 1981b. Simulationsmodelle für den Transport gelöster Stoffe im Boden. Mitt.Dtsch.Bodenkd.Ges. 30: 53-62
- Edwards, W.M., Van der Ploeg, R.R., und Ehlers, W., 1979. A numerical study of the effects of noncapillary-sized pores upon infiltration. Soil Sci.Soc. Am.J. 43: 851-856
- Edwards, W.M., Van der Ploeg, R.R., und Ehlers, W., 1980. Effect of hydraulic properties of crust and plow layer horizons on infiltration during heavy rainfall. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 143: 84-92
- Ehlers, W., 1973. Gesamtporenvolumen und Porengrößenverteilung in unbearbeiteten und bearbeiteten Lößböden. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 134: 193-207
- Ehlers, W., 1976a. Water infiltration and redistribution in tilled and untilled loess soil. Gött.Bodenkd.Ber. 44: 137-156
- Ehlers, W., 1976b. Evapotranspiration and drainage in tilled and untilled loess soil with winter wheat and sugarbeet. Z.Acker- und Pflanzenbau 142: 285-303
- Ehlers, W., 1976c. Rapid determination of unsaturated hydraulic conductivity in tilled and untilled loess soil. Soil Sci.Soc.Am.J. 40: 837-840
- Ehlers, W., 1978. Wassergehalts- und Wasserspannungsmessungen im Felde zur Bilanzierung des Bodenwasserhaushalts. Mitt.Dtsch.Bodenkd.Ges. 26: 115-132
- Ehlers, W., 1982. Die Bedeutung des Bodengefüges für das Pflanzenwachstum bei moderner Landbewirtschaftung. Mitt.Dtsch.Bodenkd.Ges. 34: 115-128
- Ehlers, W., und Van der Ploeg, R.R., 1976a. Evaporation, drainage and unsaturated hydraulic conductivity of tilled and untilled fallow soil. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 139: 373-386
- Ehlers, W., und Van der Ploeg, R.R., 1976b. Simulation of infiltration into tilled and untilled field soils derived from loess. In: G.V. Vansteenkiste (Hrsgb.): System Simulation in Water Resources. North-Holland Publ.Comp., Amsterdam
- Ehlers, W., Edwards, W.M., und Van der Ploeg, R.R., 1980a. Runoff-controlling hydraulic properties of erosion susceptible grey-brown podzolic soils in Germany. In: M. de Boodt und D. Gabriels (Hrsgb.): Assessment of erosion. John Wiley, New York

- Ehlers, W., Khosla, B.K., Köpke, U., Stülpnagel, R., Böhm, W., und Baeumer, K., 1980b. Tillage effects on root development, water uptake and growth of oats. *Soil Tillage Res.* 1: 19-34
- Feddes, R.A., Kowalik, P.J., und Zaradny, H., 1978. Simulation of field water use and crop yield. Pudoc, Wageningen
- Flieger, H., Renger, M., Strebel, O., und Müller, W., 1980. Stickstoffauswaschung und Grundwasserbelastung bei Klärschlammverregnung auf Ackerböden. *Z.Pflanzenernähr. Bodenkd.* 143: 569-580
- Flühler, H., Richard, F., Thalmann, K., und Borer, F., 1975. Einfluß der Saugspannung auf den Wasserentzug durch die Wurzeln einer Grasvegetation. *Z.Pflanzenernähr. Bodenkd.* 138: 583-593
- Frede, H.G., Böttcher, J., Meyer, B., und Severin, K., 1979. Gastransport und Gasproduktion in Lößböden. *Mitt.Dtsch.Bodenkd.Ges.* 29: 179-190
- Frede, H.G., und Meyer, B., 1981. Die spezifische Porenkontinuität als Parameter des Bodengefüges. *Mitt.Dtsch.Bodenkd.Ges.* 32: 79-86
- Gardner, W.H., 1977. Historical highlights in American soil physics, 1776-1976. *Soil Sci.Soc.Am.J.* 41: 221-229
- Giesel, W., Renger, M., und Strebel, O., 1972. Berechnung des kapillaren Aufstiegs aus dem Grundwasser in den Wurzelraum unter stationären Bedingungen. *Z.Pflanzenernähr. Bodenkd.* 132: 17-30
- Giesel, W., Renger, M., und Strebel, O., 1973. Numerical treatment of the unsaturated water flow equation: Comparison of experimental and computed results. *Water Resour.Res.* 9: 174-177
- Hartge, K.H., 1971. Die physikalische Untersuchung von Böden. Eine Labor- und Praktikumsanleitung. Ferdinand Enke, Stuttgart
- Hartge, K.H., 1978. Einführung in die Bodenphysik. Ferdinand Enke, Stuttgart
- Hartge, K.H., und Sommer, C., 1979. Bodenverdichtungen und ihre Beurteilung. *Z.Kulturtechn., Flurber.* 20: 257-268
- Hildebrand, E.E., und Wiebel, M., 1981. Befahrung und Bodenverdichtung unter dem Aspekt der Bodenfunktion als Waldstandort. *Mitt.Dtsch.Bodenkd.Ges.* 32: 51-58
- Horn, R., 1981. Die Bedeutung der Aggregation von Böden für die mechanische Belastbarkeit in dem für Tritt relevanten Auflastbereich und deren Auswirkungen auf physikalische Bodenkenngrößen. Schriftenreihe "Landschaftsentwicklung und Umweltforschung" des FB 14. Habil.Schrift, TU Berlin
- Hornung, U., und Messing, W., 1980. A predictor-corrector-alternating-direction-implicit method for two-dimensional unsteady saturated-unsaturated flow in porous media. *J.of Hydrology* 47: 317-323
- Hurst, A., und Läser, H.P., 1981. Die sogenannte Grenzsättigung als neues Maß zu einer feidnäheren Bestimmung der Beziehung zwischen Bodenwassergehalt und Kapillardruck im Labor. *Mitt.Dtsch.Bodenkd.Ges.* 32: 69-78
- Jayakody, A.N., und Blume, H.P., 1983. Stickstoffdynamik von Böden mit Abwasser-Verrieselung. *Z.Pflanzenernähr. Bodenkd.* 146: 160-170
- Kuntze, H., 1978. Düngung und Gewässergüte. *Landw.Forsch.* SH 35: 14-24
- Mayer, R., und Heinrichs, H., 1980. Flüßebilanzen und aktuelle Änderungsraten der Schwermetall-Vorräte in Wald-Ökosystemen des Solling. *Z.Pflanzenernähr. Bodenkd.* 143: 232-246
- Renger, M., Giesel, W., Strebel, O., und Lorch, S., 1970. Erste Ergebnisse zur quantitativen Erfassung der Wasserhaushaltskomponenten in der ungesättigten Bodenzone. *Z.Pflanzenernähr. Bodenkd.* 126: 15-33
- Renger, M., Giesel, W., und Strebel, O., 1972. Der Einfluß des Übergangwiderstandes bei Wasserleitfähigkeitsmessungen an ungesättigten Bodenproben mit der Doppelmembran-Druckapparatur. *Z.Pflanzenernähr. Bodenkd.* 132: 99-102
- Renger, M., Strebel, O., und Giesel, W., 1974a. Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. 1. Bericht: Beregnungsbedürftigkeit. *Z.Kulturtechn.Flurber.* 15: 148-160
- Renger, M., Voigt, H., Strebel, O., und Giesel, W., 1974b. 2. Bericht: Einfluß des Grundwassers auf die Wasserversorgung der Pflanzen. *Z.Kulturtechn. Flurber.* 15: 206-221

- Renger, M., Strebel, O., und Giesel, W., 1974c. 3. Bericht: Tiefenbearbeitbarkeit. Z.Kulturtechn.Flurber. 15: 263-271
- Renger, M., Strebel, O., und Giesel, W., 1974d. 4. Bericht: Grundwasserneubildung. Z.Kulturtechn.Flurber. 15: 353-366
- Renger, M., Strebel, O., und Giesel, W., 1975. 5. Bericht: Staunässebildung. Z.Kulturtechn.Flurber. 16: 160-171
- X Renger, M., und Strebel, O., 1980. Wasserverbrauch und Ertrag von Pflanzenbeständen. Kali-Briefe (Büntehof) 15: 135-143
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics 1: 318-333
- Richards, L.A., und Gardner, Willard, 1936. Tensiometer for measuring the capillary tension of soil water. J.Am.Soc.Agron. 28: 352-358
- X Richter, J., 1972a. Zur Methodik des Bodengashaushaltes I. Ökologisches Modell. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 132: 208-219
- X Richter, J., 1972b. Zur Methodik des Bodengashaushaltes II. Ergebnisse und Diskussion. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 132: 220-239
- Richter, J., und Großgebauer, A., 1978. Untersuchungen zum Bodenlufthaushalt in einem Bearbeitungsversuch. 2. Gasdiffusionskoeffizienten als Strukturmaße für Böden. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 141: 181-202
- X Richter, J., Scharpf, H.C., und Wehrmann, J., 1978. Simulation der winterlichen Nitratverlagerung in Böden. Plant and Soil 49: 381-393
- X Richter, J., und Domres, G., 1979. Verlagerung von Chlorid und Nitrat in Lössmonolithen unter einfachen nicht-stationären hydraulischen Bedingungen. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 142: 696-704
- Scheffer, F., Schachtschabel, P., 1982. Lehrbuch der Bodenkunde. 11. Aufl. von Schachtschabel, P., Blume, H.P., Hartge, K.H., und Schwertmann, U. Ferdinand Enke, Stuttgart
- Schübler, G., 1831. Grundsätze der Agricultur-Chemie in näherer Beziehung auf land- und forstwirtschaftlichem Gewerbe. 2.Thle. Baumgärtner, Leipzig
- Schumacher, W., 1864. Die Physik in ihrer Anwendung auf Agricultur und Pflanzenphysiologie. Bd. 1: Die Physik des Bodens in ihren theoretischen und praktischen Beziehungen zur Landwirtschaft. Gekrönte Preisschrift. Wiegandt und Hempel, Berlin
- X Severin, K., Frede, H.G., und Meyer, B., 1981. Grundwassertiefe und pflanzlicher Wasserverbrauch, Pflanzenertrag und Sickerwasserspende. - Ergebnisse aus Lysimeter-Versuchen mit Löß-Böden. Mitt.Dtsch.BodenkdI.Ges. 32: 203-210
- Sommer, C., Ruhm, E., und Altemüller, H.J., 1981. Direkt- und Nachwirkungen starker Verdichtungen auf das Bodengefüge und den Pflanzenertrag. Kali-Briefe (Büntehof) 15: 429-448
- Stahr, K., Hädrich, F., und Gauer, J., 1983. Wasser- und Elementtransport in einem Stagnogley am Hang der Bärhalde (Schwarzwald, Deutschland). Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 146: 23-37
- X Strebel, O., Renger, M., und Giesel, W., 1973. Bestimmung des vertikalen Transports von löslichen Stoffen im wasserungesättigten Boden. Wasser und Boden 25: 251-253
- X Strebel, O., Renger, M., und Giesel, W., 1975. Bestimmung des Wasserentzuges aus dem Boden durch die Pflanzenwurzeln im Gelände als Funktion der Tiefe und der Zeit. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 138: 61-72
- X Strebel, O., und Renger, M., 1979. Geländeuntersuchungen zum Wasserentzug durch die Wurzeln in Abhängigkeit von Klima, Boden und Kulturart. Mitt.Dtsch. BodenkdI.Ges. 29: 89-98
- X Sunkel, R., 1979. Nitratauswaschung im landwirtschaftlich genutzten Wasserschutzgebiet Mussum. Z.Pflanzenernähr. Bodenkd. 142: 207-218
- Swartzendruber, D., 1977. Soil Physics - Reflections and perspectives. In: M.D. Thorne (Hrsgb.): Agronomists and Food. Contributions and Challenges. Am.Soc.Agron.Spec.Publ. 30. Madison
- X Van der Ploeg, R.R., 1974. Simulation of moisture transfer in soils: one dimensional infiltration. Soil Sci. 118: 349-357
- Van der Ploeg, R.R., und Benecke, P., 1974. Unsteady, unsaturated, n-dimensional moisture flow in soil: a computer simulation program. Soil Sci.Soc.Am. Proc. 38: 881-885

- X Van der Ploeg, R.R., Beese, F., Strebel, O., und Renger, M., 1978. The water balance of a sugar beet crop: a model and some experimental evidence. *Z.Pflanzenernähr. Bodenkd.* 141: 313-328
- Van der Ploeg, R.R., und Benecke, P., 1981. Evaluation of one- and two-dimensional water flow models and field validation of unsaturated water flow. In: I.K. Iskandar (Hrsgb.): *Modeling wastewater renovation.* John Wiley, New York
- X Vogl, W., und Becher, H.H., 1981. Nährstoffverlagerung durch Sickerwässer in 4 Bodentypen. *Mitt.Dtsch.Bodenkd.Ges.* 30: 71-74
- Zwerman, P.J., und Blake, G.R., 1958. An index to Forschungen auf dem Gebiet der Agrikulturphysik. *Soil Sci.* 86: 350-354



Schwerpunkte bodenchemischer Forschung

von
H. Wiechmann +)

Bei einer Auswertung der Literatur, die allerdings weder streng statistischen Regeln folgt noch versucht, strenge qualitative Maßstäbe anzulegen, zeigt sich ein sich weitgehend deckendes Mosaik von nationalen und internationalen Forschungsaktivitäten. Aufgrund anderer naturräumlicher Gegebenheiten und differierender Wirtschaftsstrukturen ergeben sich auf Teilgebieten allerdings andere Wichtungen oder geringere Forschungsintensitäten.

1979 wurde von der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft ein Memorandum zum Stand und zur Entwicklung bodenkundlicher Forschung herausgegeben; es wäre sicher überraschend, wenn sich in einem so kurzen Zeitraum grundsätzlich neue Ausrichtungen ergeben hätten.

Als Aufgabe bodenchemischer Forschung wurde folgendes definiert: ... Die Erforschung der in anorganischer, organischer oder organomineralischer Bindung vorliegenden Komponenten und der Prozesse, durch die diese Stoffe immobilisiert, mobilisiert und transportiert werden. Dabei interessieren die Auswirkungen dieser Vorgänge auf Veränderungen der Gleichgewichtsdynamik von Ökosystemen.

Fast alle im Boden vorhandenen oder zugeführten Stoffe unterliegen Prozessen, die in die Verfügbarkeit eingreifen. Es ist daher seit langem das Ziel der Bodenchemie, hier Gesetzmäßigkeiten zu finden und diese nicht nur qualitativ sondern vor allem quantitativ zu erfassen. Es sei ausdrücklich vermerkt, daß die meisten der hier angesprochenen Prozesse als gekoppelte physiko- und biochemische Reaktionen ablaufen, dadurch ergeben sich zahlreiche Überschneidungen mit der Arbeit anderer Kommissionen.

In der organischen Bodenchemie zeigt sich bei einer Literaturlauswertung eine deutliche Aufteilung in zwei Arbeitsrichtungen. Nach wie vor wird die Humuschemie im klassischen Sinn weitergeführt, indem man eine chemische Charakterisierung der org. Substanz an verschiedenen Standorten und bei ver-

+) Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nußallee 13, 5300 Bonn.

schiedenen Wirtschaftsweisen durchzuführen versucht. Weiterhin ist aber auch kein zufriedenstellender Weg in Sicht, auf dem Humusstoffe definiert werden können, da eine Isolierung ohne wesentliche Änderung nicht möglich ist und präzise Kriterien für die Feinstrukturen und die chemische Zusammensetzung fehlen.

Eine andere Arbeitsrichtung versucht dagegen, ausgehend von definierten Reinstoffen, die Vorgänge des Auf-, Um- und Abbaus von organischen Substanzen modellartig zu klären.

In unserer Gesellschaft scheint sich noch eine weitere Teilung dahingehend zu vollziehen, daß in mehreren Instituten die organische Chemie fast keine Rolle mehr spielt. Möglicherweise ist dies eine Folge des Vorschlags im bereits angeführten Memorandum "... man möge prüfen, ob als vorübergehender Ausweg zur Überwindung fehlenden Fortschritts in der bodenkundlichen Forschung eine Arbeitsteilung mit differenzierter Schwerpunktbildung zwischen bodenkundlichen Institutionen möglich sei".

Einen Arbeitsschwerpunkt bilden -und hier überschneiden sich anorganische und organische Bodenchemie- die Untersuchungen der Bindungsmechanismen in organomineralischen Verbindungen im weitesten Sinne. Die quantitativen Voraussetzungen für die Bildung von Metallkomplexen und ihre Stabilitätskonstanten erfordern zur Klärung intensive Bearbeitung.

Dies gilt für die nach wie vor aktuellen Fragen sowohl im Zusammenhang mit der Schwermetallkontamination als auch für die Phosphatfestlegung. Bei ersteren ergibt sich die Situation, daß in unserem Lande vor allem negative Wirkungen einer Kontamination befürchtet werden, während andere Länder -vor allem solche im semiariden Raum mit stark karbonathaltigen Böden- Probleme mit einer ausreichenden Mikroelementversorgung der Kulturpflanzen haben. Allgemein ist heute nicht mehr die Identifizierung chemischer Verbindungen im Sinne von Mineralen das Ziel, sondern mehr die Aufklärung von Bindungsformen in der Art von Komplex- oder Sorptionsbindungen an festen Oberflächen und an Molekülkomplexen im weitesten Sinne. Schwierigkeiten bereiten dabei besonders die Sorptionspartner mit variabler pH-abhängiger Ladung und spezifische Bindungen wie z.B. der Ligandenaustausch. Dies gilt besonders für die pedogenen Oxide, die in besonderem Maße als Sink für zahlreiche Anionen und Schwermetallkationen fungieren.

Verglichen mit Arbeiten in der Literatur sind bei uns Arbeiten, die sich mit der Erfassung multipler Ionenaustauschgleichgewichte und der Ermittlung von Adsorptions- und Desorptionsisothermen beschäftigen, unterrepräsentiert. Dies gilt leider besonders für die Elemente mit hoher Fixierung wie Phosphat und Molybdat und/oder für die Schwermetalle, bei denen zwischen Mangel und Toxi-

zität nur eine geringe Spanne besteht.

Dies mag auch in einer gewissen Lähmung begründet sein, die aus der Erkenntnis kommt, daß die Übertragbarkeit von Ergebnissen aus reinen Systemen mit bekannten Konzentrationen auf die Sorptionskörper mit schlecht definierten Oberflächen und hoher spezifischer Bindung in unseren Böden schwierig ist. Zahlreich sind die Versuche, in denen die Pflanzenverfügbarkeit von Schwermetallen nach Anwendung von Siedlungsabfällen geprüft wurde. Nur in seltenen Fällen wurden die Untersuchungen aber dahingehend weitergeführt, die tatsächlichen Bindungen -und leider sind bei Schwermetallkationen und bei höherwertigen Anionen spezifische Bindungen eher die Regel als die Ausnahme- eingehender zu untersuchen.

Da im Boden wohl nie Oberflächen reiner fester Phasen vorliegen, sind zur Charakterisierung von Struktur und Verhalten der komplexen Oberflächen Modellversuche weniger geeignet als mehr die weitergehende Untersuchung realer Böden aus Feldversuchen.

Diese von vielen vielleicht als Sysiphusarbeit angesehene Forschung wird allerdings durch die schwer überwindbaren Unzulänglichkeiten lösungschemischer Fraktionierungsmethoden erschwert. Vielleicht kommt hier punktuellen Nachweisverfahren mit großer räumlicher Auflösung -z.B. den Mikrosonden- besondere Bedeutung zu.

Je mehr aber spezielle Bindungsmechanismen erkannt und in der Größe erfaßt werden, umso kleiner werden die untersuchten Bereiche, umso weiter entfernt man sich durch Trennverfahren und durch Beseitigung von Verunreinigungen und störenden Komponenten von den natürlichen Bodenbestandteilen und umso größer wird der analytische und apparative Aufwand. Daraus ergibt sich ein Problem, vor dem Bodenkundler immer wieder stehen.

Auf der einen Seite wächst das Bewußtsein für die Heterogenität der Böden, und auf der anderen Seite sollen an kleinen Teilproben gemachte Befunde für das flächige Verhalten von Stoffen in der Landschaft interpretiert werden.

In diesem Zusammenhang sollen noch kurz einige Schwierigkeiten im Zusammenhang mit der Analysetechnik erwähnt werden.

Schrumpfenden Etats stehen steigende Kosten für nötige und mögliche analysetechnische Aufwendungen gegenüber. Zwar werden in zunehmendem Maße weiter automatisierte Geräte mit integrierter Datenerfassung und -auswertung und auch neue Meßtechniken entwickelt und angeboten, für viele Institute und Wissenschaftler ergeben sich daraus allerdings zwei Schwierigkeiten. Die zugegebenermaßen leistungsfähiger gewordenen Geräte sind auch ent-

sprechend im Preis gestiegen und erfordern trotz aller Automatisierung die Bedienung durch fachkundiges langfristig angestelltes Personal. Besonders rentabel sind sie daher oft nur bei hohem Probendurchsatz. Außerdem paßt unser komplexes Untersuchungsobjekt Boden oft nicht auf Anrieb zu den von der Industrie angebotenen Verfahren und Techniken. Es ist daher in zeitraubender Kleinarbeit notwendig, Verfahren und Geräte für unsere Forschungsobjekte zu modifizieren und zu optimieren.

Da Informationen auf diesem speziellen Gebiet kaum aus der Literatur sondern mehr durch mündlichen Erfahrungsaustausch zu erhalten sind, sieht die Kommission Bodenchemie darin ebenfalls einen Schwerpunkt ihrer Arbeit. Es muß dem möglichen Vorwurf begegnet werden, unkritisch angewandte Analysetechnik führe zu Ergebnissen für Datenfriedhöfe.

Trotzdem besteht in zunehmendem Maße die Gefahr, daß hier aus technischen Gründen -die ihre Ursache allerdings in finanziellem und personellem Mangel haben- eine Spezialisierung und Einschränkung der einzelnen Institute erzwungen wird. Das ist für ein Land wie die Bundesrepublik Deutschland mit einer vergleichsweise geringen Zahl an bodenkundlichen Forschungsstätten sicher nicht wünschenswert. Dem wäre aber abzuhelpen, wenn es gelingt, Messungen im gegenseitigen Dienstleistungsverkehr zwischen den einzelnen Instituten zur Selbstverständlichkeit werden zu lassen. Das mag einige Anforderungen an die Organisation stellen, kann aber für beide Seiten von wirtschaftlichem Vorteil sein. Zumindest für Projekte aus Drittmitteln können diese Kosten und sonstigen Aufwendungen ja bereits im Antrag enthalten sein. Dies wäre eine brauchbare Alternative zu den zentralen Laboreinrichtungen, die sich ja nicht immer bewährt haben. So ließe sich vermeiden, daß allein aus Kapazitätsgründen oder wegen besserer technischer Ausstattung einzelne Forschungseinrichtungen attraktive Forschungsvorhaben an sich ziehen, die kleineren Instituten zwangsläufig versagt bleiben.

Eindeutig im Vordergrund bodenchemischer Forschung steht seit einiger Zeit der Stickstoff. National und international herrscht hinsichtlich der in Vorträgen und Zeitschriften publizierten Ergebnisse ein Boom. Naturgemäß ergeben sich hier sehr enge Beziehungen zur Pflanzenernährung und Hydrologie, was auch in einer engen Zusammenarbeit in interdisziplinären DFG-Forschungsprojekten zum Ausdruck kommt. Mögen auch die Schwerpunkte in den einzelnen Gebieten variieren -z.B. Mobilisierung und Verfügbarkeit bodeneigenen N, Austrag von NO_3 in Grundwässern und Vorfluter, Verluste durch Denitrifikation, Inkorporation von Luftstickstoff einschließlich Immissionen usw.- so

ergeben sich doch auf allen Sektoren vor allem im Hinblick auf quantitative Prognosen noch zahlreiche ungeklärte Fragen an Bodenchemiker, Mikrobiologen und Pflanzenernährer.

Arbeiten zur Erforschung der Redoxsysteme in unseren Böden werden von mehreren Stellen fortgeführt. Dies allerdings nicht nur von der Bodenchemie sondern auch von der Bodenbiologie her. Es bestehen aber noch erhebliche Diskrepanzen bezüglich der Wertung einzelner Redoxfaktoren und der Wunsch, die Aussagekraft von Eh/pH-Stabilitätsdiagrammen übersichtlicher Systeme auf das belebte Pedosystem übertragen zu können, wird erst nach weiterer intensiver Forschung und Diskussion möglich sein.

Erfreulich ist weiterhin, daß über zahlreiche Aktivitäten zur Erforschung von Enzymreaktionen im Hinblick auf die Transformation organischer Substanzen und anorganischer An- und Kationen berichtet werden kann. Bei diesen Arbeiten ergeben sich ebenfalls zahlreiche Berührungspunkte zwischen organischer Bodenchemie und Bodenbiologie, doch bedarf es auch hier noch sehr diffiziler Arbeit, um die Wirkungsweise und die Effizienz unter Standortsbedingungen hinreichend zu klären.

Eine Betrachtung der Schwerpunkte bodenchemischer Forschung muß auch die sauren Niederschläge mit einbeziehen, zumal die Ergebnisse des Solling-Projekts wesentlich dazu beigetragen haben, diesen Problemkreis einer breiten Öffentlichkeit bewußt zu machen. Al-Toxizität, Nährstoffmangel, veränderte Umsetzung org. Substanz sind einige Stichworte, die belegen, in welchem Maße die bodenchemische Forschung gefordert ist, auch wenn pedogene Einflüsse nicht immer in dem Ausmaß wirksam werden, wie dies ursprünglich angenommen wurde.

Eine wesentliche Bedeutung für unsere Forschung liegt darin, daß hier auch Nicht-Bodenkundlern klar wird, wie ein eng verwobenes Netz von Faktoren, sich zum Teil verstärkend oder aufeinanderfolgend, wirksam wird. Es besteht die Chance zu verdeutlichen, wie schwierig es ist, das Wirkungsgefüge in ganzen Ökosystemen aufzuschlüsseln, und wie wenig es hilft, wenn nur einzelne Untersuchungen oder Untersuchungsreihen isoliert durchgeführt werden. Hier muß die Erforschung aller Kompartimente und zwar in quantitativer Hinsicht erfolgen. Infolge der Heterogenität der Böden und der anderen auf den Standort einwirkenden Faktoren sind Rekonstruktionen aus der Stoffverteilung kein ausreichendes Hilfsmittel zur Aufklärung und vor allem zur Bilanzierung von Stoffflüssen. Wir kommen hier um aktuelle Messungen in möglichst vielen Teilbereichen nicht herum. Die Verfahren zur Messung des Stoffeintrages (Messung nasser und trockener Deposition) und des Transports (z.B. Lösungs-

gewinnung durch Tensionskörper in situ) sind allerdings noch keineswegs befriedigend.

Wirksame Arbeit kann nur geleistet werden, wenn wie bei einer Bodenaufnahme mit der Vergrößerung des Maßstabes ein immer feineres Wirkungsgefüge erkannt und gemessen wird. Ähnlich sehe ich unsere Arbeit in der Bodenchemie. Von großen Systemen ausgehend muß durch immer feinere Auflösung ein detailliertes Netz von Wirkungsmechanismen freigelegt und erkannt werden. Auch Untersuchungen einzelner Kompartimente müssen die großen Strukturen berücksichtigen. Es besteht die Gefahr, daß in manchen Instituten deswegen so wenig reale Systeme untersucht werden, weil deren Vielgliedrigkeit die Möglichkeiten kleiner Arbeitsgruppen überfordert.

Zu vermeiden sind eine Vielzahl von Einzeluntersuchungen an verschiedenen und nicht vergleichbaren Objekten, die als Einzelbausteine nicht zusammengefügt werden können. Das trifft auch für zahlreiche Anwendungsversuche zu, bei denen zu wenig Basismaterial für eine eingehende Interpretation in der angeführten Weise vorliegt und damit der wichtigere Teil der Arbeit ungetan blieb.

Forschungsergebnisse sind allerdings nur dann besonders wertvoll, wenn sie vielen Interessierten bekannt werden und auch gut zugänglich sind. Wenn die deutsche bodenchemische Forschung nur nach dem beurteilt wird, was in den offiziellen Publikationsorganen der Gesellschaft, in der Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde und in den Mitteilungen der DBG veröffentlicht wird, fällt das Urteil vielleicht zu ungünstig aus. Eine Fülle von Erkenntnissen wird oft nur mündlich in Vorträgen und in Diskussionen weitergegeben. Es mag gute Gründe geben in anderen Publikationsorganen zu veröffentlichen, es sollten dann aber solche gewählt werden, die wenigstens in unserer Zeitschrift referiert werden. Weniger akzeptabel ist es, wenn Forschungsprojekte mit einem Abschlußbericht für den Geldgeber enden und keine Zeit für entsprechende Veröffentlichungen bleibt. Auch hierin sollte ein Schwerpunkt unserer Forschung liegen.

Als Ausblick ist festzustellen: Schwerpunkte für die Arbeit in der Bodenchemie können und sollen keinem gesetzt werden. Die Schwerpunkte für die eigene Arbeit müssen bestimmt sein aus der Verantwortung, die Kenntnisse über den Standortfaktor Boden so zu mehren, daß ein rationeller Gebrauch möglich ist und kein Verbrauch stattfindet. Schön wäre es, wenn es gelänge, zu prognostizieren und nicht nur Geschehenes zu rekonstruieren.

Berichte aus der Kommission V

-Bodengenetik, Klassifikation, und Kartierung-

von

Wittmann, O. +)

Berichte aus der Kommission V der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft umfassen einen weiten Bereich von Aktivitäten in Arbeitskreisen, an den Hochschulen, besonders aber auch an den Geologischen und anderen Landesämtern. Die Kommission V bewährt sich dabei seit langem als Nahtstelle für eine enge Verflechtung zwischen den genannten Gruppen. Ein Beispiel dafür ist die 3. Auflage der Kartieranleitung der Geologischen Ämter, die noch in diesem Jahr erscheint:

Der umfangreiche Abschnitt über die Gliederung der Böden in dieser Anleitung wurde vom Arbeitskreis Systematik durchgesehen und wo nötig ausführlich diskutiert. Die Ergebnisse dieser Diskussionen gingen an den Redaktionsausschuß der Kartieranleitung zurück und fanden in fast allen Fällen Berücksichtigung. In ähnlicher Art und Weise wurde das Kapitel Humusformen behandelt. Ergebnisse der Beratungen des Arbeitskreises Systematik über die quantifizierte Bodenhorizontsymbolik gingen fast synchron in die Kartieranleitung ein.

Damit bin ich bereits bei den Arbeiten des Arbeitskreises für Bodensystematik der Kommission V. Dieser Arbeitskreis ist allein seit der DBG-Tagung Berlin 1981 fünfmal zusammengelassen. Die Federführung hat dankenswerterweise jedesmal wieder Herr Prof. MÜCKENHAUSEN übernommen. Neben den für den bodensystematischen Teil der Kartieranleitung zu bearbeitenden Fragen war die quantifizierte Bodenhorizontsymbolik auf der Basis eines Vorschlags von SCHLICHTING-BLUME zentrales Thema.

Ein erster und ein zweiter Entwurf dieser Quantifizierung der Bodenhorizonte mit Symbolen hat den Mitgliedern der DBG zur Einsicht und Stellungnahme vorgelegen mit dem Ergebnis zahlreicher Vorschläge und Anregungen. Es hat jedoch auch an kritischen Be-

+) Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstr. 28, 8000 München 22

merkungen nicht gefehlt. Was möglich war, wurde eingearbeitet. Die Rücksichtnahme auf die bei uns schon lange in Gebrauch befindlichen Symbole hat dabei Grenzen gesetzt. Der dritte Entwurf der Horizontsymbolik wird auf dieser Tagung vorgelegt. Soweit er in die neue Auflage der Kartieranleitung eingegangen ist, besitzt er Verbindlichkeit für die Geologischen Ämter, denen ja die systematische bodenkundliche Landesdurchforschung und die Bodenkartierung amtlich aufgetragen ist. Es wäre sehr zu wünschen, daß sich alle, die in der Bundesrepublik mit der Ansprache und Beschreibung von Böden zu tun haben, diesen Vorschlägen anschließen könnten.

Eine Arbeitsgruppe für Waldhumusformen hat in den letzten Jahren auf vier Exkursionen die im Berg- und Flachland nördlich der Alpen vorkommenden Humusformen nach Aufbau und Eigenschaften untersucht. Das zusammenfassende Ergebnis hat KREUTZER anläßlich der Kommissionssitzung V im September 1982 in München vorgetragen; es wird demnächst veröffentlicht werden. In den Nordalpen hat in den letzten Jahren insbesondere BOCHTER die Humusformen auf Kalkstein untersucht und sie auf einer Exkursion im Nationalpark Berchtesgaden im Mai 1982 der Arbeitsgruppe Waldhumusformen vorgestellt. Die Humusformen auf Böden aus Carbonatgesteinen in den Nordalpen waren auch Thema der bereits genannten Sitzung der Kommission V in München, an der auch Vertreter der Bodenkundlichen Gesellschaften Österreichs und der Schweiz teilnahmen. Das Ziel ist, im jetzigen frühen Stadium der Diskussion zu möglichst weitgehender internationaler Übereinstimmung bei diesen Problemen zu kommen. Als Ergebnis der Kommissionssitzung kann festgehalten werden: Die gebräuchlichen Definitionen für organische Substanz und die Ansprache der einzelnen Humushorizonte und der Humusformen werden in den deutschsprachigen Alpenländern z.T. heute schon einheitlich gehandhabt, z.T. sind jedoch weitere Diskussionen notwendig, um auf gemeinsamer Basis Abgrenzungskriterien festzulegen. Bei allen Teilnehmern herrschte Einigkeit darüber, daß das begonnene Gespräch über eine Klassifizierung der von Auflagehumus bestimmten Böden fortgeführt werden muß.

Aufbauend auf der Quantifizierung der Horizontsymbole hat der Arbeitskreis für Bodensystematik nunmehr mit der Quantifizierung der Bodentypen und Subtypen begonnen; eine erste Diskussionsgrundlage mit den Abgrenzungskriterien für die einzelnen Sub-

typen der terrestrischen Böden liegt -zusammengestellt von Herrn Prof. MÜCKENHAUSEN- vor. Das Grundgerüst für eine quantifizierte Abgrenzung dieser Art ist auch bereits im bodensystematischen Teil der neuen Auflage der Kartieranleitung enthalten.

Arbeitskreis für Paläoböden: Eine Inventur der Paläoböden der Bundesrepublik Deutschland als Gemeinschaftsarbeit der Geologischen Ämter der Länder wird noch in diesem Jahr im Geologischen Jahrbuch, Reihe F, publiziert. Diese erste Übersicht soll für die weitere Arbeit des Arbeitskreises für Paläoböden Grundlage und Ausgangspunkt einer vertieften Erforschung der Paläoböden in Deutschland sein. Denn solche Forschung darf nicht einseitig sein, darf sich auf keinen Fall nur an Einzelobjekten orientieren. Zu fordern sind:

1. eine Systematik der Paläoböden nach morphologischen, und möglichst auch nach genetischen Gesichtspunkten. Diese Aufgabe ist sehr schwierig, da es sich in den meisten Fällen nur um Bumpprofile handelt.
2. Kennzeichnung der Eigenschaften und des Stoffbestandes der Paläoböden und ihr Einfluß als fossile oder Reliktformen auf die Eigenschaften der rezenten Böden.
3. Stratigraphische Zuordnung der Paläoböden
4. Verbreitung der Paläoböden und Zusammenhänge mit der Geomorphologie.

Die Aktualität, die die systematische Erforschung des geogenen Stoffbestandes und der Anthropogenbelastung zum Beispiel mit Schwermetallen derzeit beanspruchen, rückt die Paläoböden und die Altflächen deutlich in den Vordergrund, da sie häufig starke pedogene Anreicherung mit bestimmten Schwermetallen aufweisen. Auch in dieser Richtung zählen sie zu unseren interessantesten Untersuchungsobjekten.

Zwei Exkursionen des Arbeitskreises für Paläoböden haben in den letzten Jahren stattgefunden, und zwar in Württemberg und in Schleswig-Holstein. Die nächste Exkursion wird im Frühjahr 1984 im Nordsauerland und dessen nördlichem Vorland vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen veranstaltet werden. Eine weitere ist im Raum Würzburg geplant.

Mit dem Thema "Probleme und quantitative Verfahren der Bodenregionalisierung" traf sich im April 1983 in Kiel der neugegründete

te Arbeitskreis "Informationssysteme in der Bodenkunde". Neben den einfachen statistischen Auswertungen heben sich zwei Anwendungsrichtungen heraus: die Klassifikation von Böden mittels numerischer Verfahren und die Regionalisierung von Böden. Beide bieten ohne Zweifel auf lange Sicht Möglichkeiten. An einer maschinellen statistischen Verarbeitung von Daten führt bei umfangreichem Material schon heute kein Weg mehr vorbei. Es muß in diesem Zusammenhang auch an den DV-gerechten bodenkundlichen Datenschlüssel erinnert werden, der hauptsächlich durch OELKERS in engster Verbindung mit der Kartieranleitung entwickelt wurde und auch Bestandteil der Kartieranleitung 3. Auflage ist.

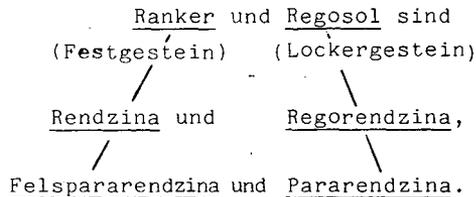
Kartieranleitung: Ausarbeitung und Drucklegung der Kartieranleitung; 3. Auflage ist zwar Aufgabe der bodenkundlichen Abteilungen der Geologischen Ämter, zum größten Teil sind die verantwortlichen Bearbeiter jedoch zugleich Mitglieder der Kommission V.

Auch sind, wie ich schon erwähnt habe, die Arbeitsergebnisse von Arbeitskreisen der Kommission V in die Kartieranleitung 3. Auflage eingearbeitet worden, so in die Abschnitte Humusformen, Definition und Kennzeichnung der Horizonte, insbesondere aber in das umfangreiche bodensystematische Kapitel. Aus diesen Gründen ist es angebracht, bei dieser Gelegenheit auf wichtige Änderungen und Ergänzungen im Abschnitt "Gliederung der wichtigsten Böden" hinzuweisen.

Zum Teil sind diese auch schon in der Auflage 1977 der "Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland" berücksichtigt.

1. Neu eingeführt wurde der Regosol, als A_h -C-Boden aus Kiesel- und Silikatlockergestein. Neu ist dabei auch, daß als Lockergesteine alle mit Spaten grabbaren Gesteine gelten sollen, somit auch Verwitterungsdecken über anstehendem Fels, sofern sie mindestens 3 dm Mächtigkeit aufweisen.

Als Analogformen zu in der Diskussion bei der Rendzina die Typen bei der Pararendzina die Typen



2. Ergänzt wurden die Klassen der Plastosole und Latosole mit den Typen Grau- Braun- und Rotplastosol bzw. Rot-, Gelb- und Plinthitlatosol.

3. In der Klasse der Stauwasserböden wurde beim Pseudogley die strenge Trennung zwischen primärem und sekundärem Pseudogley aufgehoben, weil sie, wie die Praxis der Kartierung zeigt, meist nicht durchführbar ist.

Neu hinzugekommen ist der Typ Haftnässepseudogley. Er ist durch einen Sg-Horizont gekennzeichnet, der wegen hohen Anteils an haftwassererfüllten Mittelporen, verbunden mit sehr niedriger Luftkapazität bereits bei der Feldkapazität Luftmangel zeigt.

4. In der Klasse der Kolluvien wurde neben dem Typ Kolluvium, der auf fluviale Ablagerungen beschränkt bleiben soll, der Typ Äolium angefügt. Er beinhaltet Böden, deren Profil aus \pm humosem Bodenmaterial besteht, das infolge Winderosion angeweht und akkumuliert worden ist.

5. Neu eingeführt wurden die Gleye der Quellwasserbereiche und die Gleye der Hangwasserbereiche. Der Unterschied zwischen beiden besteht darin, daß die Quellengleye, wie der Name sagt, aus Quellwasseraustritten gespeist werden, während die Hanggleye allein durch Ansammlung von Niederschlagswasser in den Hangdeckschichten entstehen, also ohne Beteiligung von Quellwasser. Hangwasserbildungen dieser Art sind verbreitet in niederschlagsreichen Lagen der Mittelgebirge, des Alpenvorlands und der Alpen. Die Trennung der beiden Formen ist wegen des unterschiedlichen Chemismus der Wässer gerechtfertigt. In der Natur lassen sie sich nicht immer trennen. Die bodensystematische Stellung der Böden mit Zuschußwasser ist noch in der Diskussion. In der Kartieranleitung wurden die Gleye, Anmoorgleye etc. der Quell- und Hangwasserbereiche mit den Gleyen der Täler, Niederungen und Ebenen einer Klasse (Gleye) zugeordnet.

6. Die Klasse der Marschen ist in der Kartieranleitung nun ebenfalls vertreten und zwar mit zwei Gliederungen:

Die eine beruht auf den sedimentationsbedingten Bodeneigenschaften und umfaßt die Typen Seemarsch, Brackmarsch, Flußmarsch und Organomarsch. Sie ist in Niedersachsen gebräuchlich. Die andere, in Schleswig-Holstein eingeführte, gliedert sich aufgrund bodeneigener Merkmale in die Typen Salzmarsch, Kalkmarsch, Kleimarsch, Dwogmarsch, Knickmarsch und Humusmarsch.

7. Neu ist auch die Klasse der semisubhydrischen Wattböden mit den Typen Seewatt, Brackwatt und Flußwatt.

Bemerkenswert, weil nicht unbedingt selbstverständlich, ist, daß die bodensystematische Gliederung und die Namen der Böden der Bundesrepublik Deutschland einheitlich gebraucht werden

- in der Kartieranleitung
- in den Normen DIN 4047 (Begriffe im landwirtschaftlichen Wasserbau)
- in den Normen DIN 4220 (Richtlinien zur bodenkundlichen Standortbeurteilung)
- in den Regeln des Deutschen Verbands für Wasserwirtschaft und Kulturbau
- in den Lehrbüchern von Scheffer-Schachtschabel, Mückenhausen, Rehfuess sowie Kuntze, Niemann, Roeschmann und Schwerdtfeger.

Wünschenswert wäre, wenn auch die Symbole für die einzelnen Typen und Subtypen einheitlich gebraucht werden würden. In der Kartieranleitung und im Datenschlüssel Bodenkunde sind sie vereinheitlicht enthalten und für die Geologischen Landesämter verbindlich.

Nun möchte ich noch kurz auf die Bodenkartierung zu sprechen kommen. Sie ist zwar nicht Aufgabe der DBG, sie wird aber ausschließlich von Mitgliedern der Kommission V getragen. Zudem ist die Bodenkartierung fachwissenschaftlicher Bestandteil dieser Kommission.

Um den derzeitigen Entwicklungsstand der großmaßstäblichen Bodenkartierung 1:25 000 und 1:50 000 in der Bundesrepublik aufzuzeigen, sei ein kurzer Rückblick erlaubt:

Die Aufnahme moderner Bodenkarten auf der Grundlage des Bodentyps, letztlich der Bodenform hat Mitte der 50er Jahre begonnen. Bodentyp, Bodenart und Ausgangsgestein bildeten die Grundinhalte dieser Karten. Eine gewisse Überbetonung des Bodentyps ist für diese Phase durchaus kennzeichnend.

Hauptsächlich durch Anforderungen der land- und forstwirtschaftlichen Praxis wurde die Entwicklung seit Ende der 60er Jahre und Anfang der 70er Jahre zur ökologisch ausgerichteten, stark anwendungsorientierten Bodenkarte gelenkt. Erfassung, Darstellung und Interpretation der chemischen, physikalischen und damit der ökologischen Bodeneigenschaften stehen im Vordergrund, ebenso die Beurteilung der Nutzungs- und Meliorationsmöglichkeiten und nicht zu-

letzt Fragen des Ertragspotentials. Es ist dies die Zeit der Flurbereinigungen und der ausgedehnten Meliorationen. Großes Gewicht wird dem Bodenwasser- und Bodenlufthaushalt beigemessen. Dementsprechend gewinnen bodenphysikalische Untersuchungen stark an Bedeutung. Die Kartenlegende wird um diese und andere Aussagen erweitert, sei es in Form zusätzlichen Textes -erinnert sei an die dritte Spalte der nordrhein-westfälischen und der bayerischen Kartenlegenden- sei es durch umfangreiche Tabellenangaben, wie zum Beispiel in Niedersachsen. Ein Kartenblatt reicht oft nicht mehr aus, um die Materialfülle übersichtlich anzubieten. Es werden Auswertungskarten beigegeben, wie etwa in Niedersachsen Zusatzkarten über Wasser im Boden, Standort und Bodenverbesserung, Oberflächenbeschaffenheit und Verwendung von Siedlungsabfällen im Landbau.

In Bayern und Baden-Württemberg spielt der zunächst pflanzensoziologisch definierte "ökologische Feuchtegrad als summarischer Ausdruck für das in der Vegetationszeit pflanzenwirksame Wasser eine ziemliche Rolle. Er überbrückt all die Schwierigkeiten, die der Bodenkundler bei der Beurteilung des Wasserhaushalts in nicht ebenen Arealen hat, nämlich die Unmöglichkeit der flächenhaften Erfassung der Wasserzu- und -abflusses an der Oberfläche und in den Deckschichten sowie das Problem der reliefabhängigen Verunsicherung des Wasserhaushalts.

Die Bedeutung des "ökologischen Feuchtegrades reicht weit über die unmittelbaren Beziehungen zwischen Standortfaktor Wasser und Pflanzenwachstum hinaus. Mit ihm lassen sich z.B. die mittlere Dauer der Löslichkeitszustände von Nutz- und Schadstoffen während der Vegetationszeit charakterisieren und damit die Möglichkeiten der Aufnahme und auch der Verlagerung solcher Stoffe.

In Bayern ist erstmals für einen ganzen Kartenblock -es handelt sich um die Bodenkarte 1:25 000 Hallertau- eine detaillierte Karte des "ökologischen Feuchtegrades neben der eigentlichen Bodenkarte erschienen.

In jüngster Zeit wird die Bodenkunde zunehmend durch Fragen der Basiseinsvorsorge, des Umweltschutzes und der Sicherung des Naturraumes in Anspruch genommen. Die Bodenkunde wandelt sich mehr und mehr zu einer Umweltwissenschaft. Zwangsläufig eingeleitet wird damit für die Entwicklung der Bodenkartierung eine dritte

Phase innerhalb von 30 Jahren. Sie ist gekennzeichnet durch

- die zusätzliche streng quantitative Erfassung des Bestandes, insbesondere des Stoffbestandes der Böden,
- durch Erfassung der Stoffzusammenhänge in der Landschaft,
- durch Ermittlung der Veränderungen, die der Stoffbestand hauptsächlich durch den Menschen bisher erfahren hat und nicht zuletzt
- durch dokumentarische Sicherung dieses Ist-Zustandes als absolute Basis für räumliche und zeitabhängige Vergleiche zum Nachweis zukünftiger langfristiger Belastungseinflüsse.

Da der Boden im Gegensatz zu Luft und Wasser nicht flüchtig ist, kommt ihm eine bedeutende Indikatorfunktion z.B. für bestimmte Schadstoffe zu, zumal er in der Lage ist, einen großen Teil dieser Stoffe über Jahre und Jahrzehnte hinaus zu akkumulieren und zu konzentrieren. Die Bodenkartierung hat diese Aufgaben erkannt. So ist z.B. ein umfassendes Programm zur Erfassung der geogenen und anthropogenen Belastung der Böden mit bestimmten Schwermetallen bei den Geologischen Ämtern derzeit in Gang. Das bisherige Grundkonzept der Bodenkartierung wird sich deshalb nicht ändern, im Gegenteil: es ist die unverzichtbare Basis auf der alles andere aufgebaut werden muß.

Mit den drängenden Fragen des Umweltschutzes wird sicherlich auch die Nachfrage nach der flächendeckenden Bodenkarte zunehmen. Bei allem Fortschritt, den die Bodenkartierung insbesondere im letzten Jahrzehnt und in bestimmten Ländern gemacht hat, ist das Ziel noch in keinem Land erreicht. Möglichkeiten eines schnelleren Fortschritts bietet der Maßstab 1:50 000, der nach unserer Erfahrung für 90% der Fragen ausreicht, die an eine Karte 1:25 000 gestellt werden, und zu dem nach Nordrhein-Westfalen nun auch Bayern übergegangen ist. Bei geringerem Feldaufwand bringt dieser Maßstab jedoch zunehmend komplexe Kartiereinheiten und zunehmende Heterogenität innerhalb der Einheiten.

Die Bodenkartierung bewältigt diese Probleme einigermaßen. Es sei jedoch zugegeben, daß eine Bodenkartierung in diesem oder einem noch kleineren Maßstab präzisere Aussagen liefern könnte, wenn eine verbindliche hierarchisch aufgebaute Systematik der Bodengesellschaftseinheiten existieren würde einschließlich der Re-

geln, nach denen die gesellschaftssystematischen Glieder zu bilden und zu benennen sind. Beides, eine Gesellschaftssystematik und verbindliche Nomenklaturregeln hat z.B. die Pflanzensoziologie seit langem.

In der Bodenkunde existieren mit einer Reihe von Arbeiten der letzten Jahre einige konkrete Ansätze in dieser Richtung. Eine allgemein akzeptable Lösung dieses Problems sehe ich als weitere dringende Aufgabe der Kommission V an, vor allem wenn verhindert werden soll, daß die Richtungen divergieren.

Referate

der

J A H R E S T A G U N G

der

Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

in

T R I E R

vom

4. bis 10. September 1985

I N H A L T

Seite

<u>KOMMISSION I</u>		57
BOHNE, HARTGE:	Stabilisierende Mechanismen bei der Umsetzung von CaO in Tonaggregatpackungen	59
BÖTTCHER, FREDE, MEYER:	Chlorid- und Nitratverlagerung in Löss-Lysimetern bei unterschiedlichen Grundwasserständen	65
BRUMME, BEESE:	Die quantitative Ermittlung der Wurzel-Wasseraufnahme durch die Wurzeln mittels der Chloridmethode	71
DUYNISVELD, STREBEL:	Zeit-Tiefen-Kurven der vertikalen Wasserbewegung und Verbleibzeit des Wassers im ungesättigten Bodenbereich	77
EHLERS, KÖPKE, HESSE, BÖHM:	Penetrometerwiderstand und Wurzelwachstum von Hafer	83
FREDE, GÄTH, MEYER:	Saugspannungs-Wassergehalts-Beziehungen von Sandböden unterschiedlichen Humusgehaltes, erstellt mit der Drucktopf- und der Zentrifugen-Methode	85
GENID, FREDE, MEYER:	Die potentielle Evapotranspiration, gemessen und berechnet nach verschiedenen Methoden	91
GÖLZ, HUWE, van der PLOEG:	Laborversuche mit körnigem Gasbeton zur physikalischen Melioration von schweren Böden	97
HILDEBRAND, WIEBEL:	Mechanisierte Holzernte und Oberbodenschäden - Erste Ergebnisse eines Befahrungsversuches mit drei verschiedenen Reifentypen	103
HORN:	Ermittlungen der Tiefenwirkung von mechanischen Belastungen bei der Betrachtung des Bodens als Pflanzenstandort	109
MOSCHREFI:	Ein neues Verfahren der Schlämmanalyse für die Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung	115
OPARA-NADI, LAL:	Effects of tillage methods on hydrological properties of a tropical alfisol	119
van der PLOEG, WALCZAK, SINGH:	Ein Vergleich zwischen dem Hooghoudt-Ernst und dem Toksöz-Kirkham Verfahren für die Berechnung der Drändistanz von geschichteten Böden	125

	<u>Seite</u>
RAHTE, HARTGE:	Der Zusammenhang zwischen Luft- und Wasserleitfähigkeit im nicht-gesättigten Boden 129
RENGER, SPONAGEL, STREBEL, WESSOLEK:	Einfluß des Grundwasserflurabstandes auf den Pflanzenertrag bei Grünland 135
RICHTER:	Aussagemöglichkeiten von Aggregatdichte-Bestimmungen an intensiv genutzten Lößböden 141
SPONAGEL, STREBEL, RENGER:	Ermittlung von boden- und nutzungs-spezifischen Jahreswerten der Grundwasserneubildung mit Hilfe von Boden- und Klimadaten und deren flächenhafte Darstellung 147
STREBEL, DUYNSVELD, GRIMME, RENGER, FLEIGE:	Wasserentzug durch Wurzeln und Nitrat-anlieferung (Massenfluß, Diffusion) als Funktion von Bodentiefe und Zeit bei einem Zuckerrübenbestand 153
WEINZIERL, FREDE, MEYER:	Steigerung von Ertrag und Wasserverbrauch durch N-Düngung bei Sommerweizen auf Löss-Parabraunerde 159
WESSOLEK:	Empfindlichkeitsanalyse eines Boden-wasser-Simulationsmodells 165
ZUCK, SCHWEIKLE:	Wirkung des Körnermaisanteils in der Fruchtfolge auf die Erodierbarkeit von Böden 171
<u>KOMMISSION 11</u>	175
AHL, ALTEMÖLLER, SÜCHTIG:	Einfluß von Bodentyp, Standort und pflanzenbaulichen Maßnahmen auf den Anteil organischer Substanz in verschiedenen Mikroaggregatgrößenklassen am Gesamtboden 177
ALDAG, FOWLER, MEYER:	Abbau von Casein als Modellsubstanz und sorbierter organischer Boden-Komponente durch Erhitzung. - Ein Beitrag zur Erfassung der Humusstabilität 183
ANDRES, BECKER, MEYER:	CO ₂ -Freisetzung aus dem Boden als Maß für den C-Umsatz einer Braunlehm-Rendzina unter Buchenwald. - Vergleich von Glocken-Methode und Partialdruck-Gradienten-Rechenansatz 189
BLUME, JAYAKODY, BECKER, MEYER:	Nitratammonifizierung im Boden mit Abwasserverrieselung 195

		<u>Seite</u>
FLÜHLER, VEITH, HERZOG:	Reaktionsungleichgewichte zwischen einem Al-gesättigten Kationentauscher und einer NaF-Lösung	197
GODT, LUNKENBEIN:	Höhenzonale Abhängigkeit der Schwermetallbelastung im Teutoburger Wald	203
JÖRGENSEN, ALDAG, MEYER:	Qualität und Menge der organischen Substanz in der Boden-Morphosequenz Rendsina → Kalksteinbraunlehm (Terrafusca) auf dem Göttinger Muschelkalk. - C- und N-Fraktionierung	209
KLAGES:	Organische Ionen-Komplexe in der Wasseranalyse und beim pedogenen lateralen Stoff-Transport in der Landschaft	215
KROGMANN, MAASS:	Entwicklung und Optimierung von Laborversuchen zur ökotoxikologischen Beurteilung von Umweltchemikalien an Hand von Feldversuchen	221
LICHTFUSS, ANDRESEN:	Spurenelementverteilung in jungpleistozänen Bodentoposequenzen Ostholsteins	227
LITZ, BLUME:	Das Verhalten des Herbizides 2, 4, 5-T in Böden	233
LUX, HINTZE:	Erste Beurteilung der Schwermetallbelastung in Böden der Freien und Hansestadt Hamburg	239
MARTIN, NEUE, SCHARPENSEEL, BECKER:	Anaerobe Zersetzung von Reisstroh in einem gefluteten Reisboden auf den Philippinen	245
MAYER:	Schwermetalle in Waldökosystemen der Lüneburger Heide	251
MEIWES:	Charakterisierung des chemischen Bodenzustandes von Böden auf Kalkgestein	257
MÜLLER-WEGENER:	Ladungsübertragungskomplexe als erste reaktive Kontakte zwischen Aminosäuren, Peptiden und Huminstoffen	263
NÄTSCHER, SCHWERTMANN:	Einfluß von pH und austauschbarem Ca auf die P-Löslichkeit in einem Pelosol-Pseudogley nach Gründlandumbruch	269
REYNDERS:	Redoxvorgänge in Salzmarschböden	271
ROCHUS:	Die pH-Abhängigkeit des Aggregationsgrades von Huminsäuren-Komponenten in wässriger Lösung	277

	<u>Seite</u>
SCHMITT, STICHER:	Langfristige Trendanalyse von Schwermetallgehalt und Verfügbarkeit bei zunehmender Belastung des Bodens 283
STICHER, BOEHRINGER:	Ionenaustausch an Torf in den Systemen H-Ca-Pb und H-Ca-Zn 289
WEICHELT, FEROGH:	Chemische Bindung zwischen Lignin und Arginin 295
<u>KOMMISSION III</u>	301
BENCKISER, OTTOW, WATANABE, SANTIAGO:	Einfluß der Nährstoffversorgung auf Mikroflora, Eisenreduktion und Redoxpotential in der Rhizosphäre von Reis (Oryza sativa, L.) 303
de CONINCK, VERSTRAETEN, VLASSAK:	The ATP-content of belgian soils 309
FISCHER, PFANNEBERG:	Versuche zur bakteriellen Reduktion synthetischer Eisenoxide 315
GOTTFREUND, E., GERBER, SCHWEISFURTH:	Quantitative Verteilung verschiedener physiologischer Bakteriengruppen im Lockergestein zweier Grundwasserleiter bis 90 m Tiefe 319
GOTTFREUND, J., SCHMITT, SCHWEISFURTH:	Chemische und mikrobiologische Untersuchungen an Komplexverbindungen des Mangans 325
HEINEMEYER:	Erfassung, Berechnung, Protokollierung und Darstellung von Nitrit-, Nitrat- und Ammonium-, sowie Wassergehalten im Boden in mittel- bis langfristigen Feldmeßprogrammen unter Verwendung eines Personal Computers 331
KOBEL-LAMPARSKI, LAMPARSKI:	Die Wiederbesiedlung flurbereinigten Rebgeländes im Kaiserstuhl durch Lumbriciden 337
MAKESCHIN:	Bodenzoologische Ergebnisse eines Meliorationsversuches mit Weißerle auf einem ehemals streugenutzten Kiefernstandort 343
ROGLER, MEDINA, SCHMIDT:	Eine Anordnung zur Untersuchung gasförmiger Stickstoffverluste in Ackerböden 349
RÜCKERT:	Myxobakterien in Böden extremer Biotope 355

		<u>Seite</u>
SCHARPENSEEL:	Azolla - Anabaena, ein kleiner Wasserfarn. - Bedeutung für Bodenverbesserung, Pflanzen- und Tierernährung	361
WEGENER, ALDAG, MEYER:	Zum Einfluß von Herbiziden auf die Aktivität von Stickstoff-bindenden Blaualgen	367
WILKE:	Wirkung von Selen auf die mikrobiologische Aktivität von Waldhumusformen	369
<u>KOMMISSION IV</u>		371
BECKER:	Formen des Stoffeintrags, besonders der N-Düngung, des N-Umsatzes und des pflanzlichen Mineralstoff-Entzuges auf die langfristige Protonen-Bilanz der Böden	373
BEYME, RICHTER:	Die Bedeutung der K-Ca-Austauschisothermen für das pflanzenverfügbare Kalium in Lössböden	379
FLEIGE, GRIMME, RENGER, STREBEL:	Zur Erfassung der Nährstoffanlieferung durch Diffusion im effektiven Wurzelraum	381
HUGENROTH, MEYER:	Gips als Ca-Düngung	387
KERSEBAUM, NORDMEYER, NUSKE, RICHTER:	Stickstoff-Dynamik von Acker-Lössböden im Winterhalbjahr	393
MATZNER:	Raten der Deposition und der ökosystem-internen Produktion von Protonen in verschiedenen Waldökosystemen	395
NORDMEYER, RICHTER:	Beurteilung des N-Mineralisationsverhaltens anhand von Brutversuchen.	397
RAISCH, ZÖTTL:	Schwermetallverteilung in Fichtenbeständen der Bärhalde (Südschwarzwald)	399
ROCHUS, von der HEYDT, CERVENKA:	Die Nutzbarkeit von Klärschlamm in Verbindung mit Stroh, Torf und Kompost für die Stickstoffversorgung der Pflanzen	407
RODENKIRCHEN:	Untersuchungen über die Vorräte und die Nachlieferung an Mineralstickstoff in den Böden eines Oberpfälzer Kiefern-Meliorationsversuches	413
SCHMEER:	Der Einfluß der Strohdüngung auf die Freisetzung von gasförmigen Stickstoffverbindungen. - Modellversuche	417

		<u>Seite</u>
WILDHAGEN, STYPEREK, MEYER:	P-Bilanzen und P-Fraktionierung an Böden aus vieljährigen Phosphat- Düngungsversuchen auf LÖB-Parabraunerde	423
ZÖTTL, MIES:	Nährelementversorgung und Schadstoff- belastung von Fichtenökosystemen im Südschwarzwald unter Immissionseinfluß	429
<u>KOMMISSION V</u>		435
AHLSDORF, MUTERT:	Bodenkartierung unter Einsatz von Reichs- bodenschätzung und Luftbild an Beispielen aus Schleswig-Holstein	437
ALAILY, BLUME:	Bodengesellschaften der Vollwüste Dakhla Becken - Ägypten	443
BENZLER, ROESCHMANN:	Geogenetische und pedogenetische Kennzeichnung von H-Horizonten	451
BETZER:	Eisen- und Mangandynamik einer tiefen- vergleyten Pseudogley-Parabraunerde im kuppigen Jungmoränengebiet bei Travemünde	455
BLEICH, WURSTER:	Eine Lage von vulkanischen Gläsern im süddeutschen Jungpleistozän	461
BOJE-KLEIN:	Entstehung, Klassifikation und Bewertung von Böden einer Topcsequenz vom Troodos- Massiv nach Nicosia/Zypern	467
CORDBEN, LAMP, WITTJE:	Faktoren der spektralen Remission von Bodenoberflächen und ihre Nutzbarkeit für die Bodenkartierung	473
DAHME-ARENS:	Die Böden auf Trias-Gesteinen im ost- westfälischen Hügelland	479
FELIX-HENNINGSSEN:	Zur Genese und Vergesellschaftung von Böden auf den Altdünen der nördlichen Goz-Region im Sudan	485
FICKEL:	Über tropische Podsolbildungen auf Strand- wällen in Malaysia und Westafrika	491
GIANI, GEBHARDT:	Neue Aspekte zur Pedogenese von Marsch- böden der Region Wesermarsch/Unterweser	495
GRUPE, LASSONCZYK, WIECHMANN:	Schwierigkeiten bei der Ausgliederung von Bodengesellschaften in typischen Landschaften des Münsterlandes	501

		<u>Seite</u>
KERPEN, SCHLESER:	Isotopenanalytische Methodik zum Ein- satz für bodenkundliche Fragestellungen	507
KERPEN, SCHLESER, BERTRAM:	Charakterisierung bodendynamischer Vorgänge mittels der stabilen Isotope $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in verschiedenen Bodentypen	515
LAMP:	Zwölf Thesen zur Bodensystematik - gestützt auf morphometrische Auswertun- gen von Horizontklassifikationen	519
LESSMANN, ZAKOSEK:	Pollenanalytische Untersuchungen an Smonicen und Rheintal-Tschernosemen des nördlichen Oberrheintales	525
MÜLLER, SCHRÖDER:	Jungpleistozäne Umlagerungen und Boden- bildungen auf einer Moselhauptterrasse (Universität Trier-Tarforst)	531
MÜLLER:	Die neue Kartieranleitung - Aufbau, Verbesserungen, Erweiterungen	537
OELKERS, ECKELMANN, LÜDERS:	Ein Arbeitsflußplan mit DV-technischen Perspektiven zur Herstellung von Boden- karten und Auswertungskarten	543
PALUSKOVA, POETSCH:	Paläoböden der vulkanischen Insel Santorin (Thera) (Kykladen, Griechenland)	547
PINCZES:	Die Sedimente und Böden des Kryoplane- tionssteilhangs	553
REENTS, WIECHMANN:	Die Ermittlung von Bodengesellschaften in der nordwestdeutschen Geest	559
ROESCHMANN, ALTEMÜLLER:	Morphologie von Anreicherungs- horizonten fossiler podsolartiger Sandböden in Nordwestdeutschland	567
SCHLESER, BERTRAM, SCHARPENSEEL, KERPEN:	Aussagen über Bildungsprozesse tunesischer Kalkkrusten mittels $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopen- analysen	573
SCHLESER, KERPEN:	Paläoklimatische Untersuchungen an einem norddeutschen Moor mittels $\delta^{15}\text{N}$ -Analysen	579
SCHWERDTFEGER:	Ergänzung der Horizontsymbole durch eine Qualifikationszahl	585
SKOWRONEK:	Traditionelle Bodenklassifikations- Systeme und Probleme der Korrelation	591
STEFANOVITS:	Tendenzen in der Bodenkartierung und deren praktische Bedeutung in Ungarn	597

	<u>Seite</u>
WERNER:	Der Einfluß der Landnutzung altindianischer Kulturvölker auf Böden und Landschaften im zentralmexikanischen Hochland 603
WIECHMANN, FELIX-HENNINGSSEN:	Chemische und mikromorphologische Untersuchungen an Oxidkrusten 607
WITTMANN:	Die standortkundliche Landschaftsgliederung von Bayern 613
WITTMANN, FETZER:	Aktuelle Bodenversauerung in Bayern 619
WOLLERSEN:	Zur Bodenentwicklung in jungquartären Hochflutsedimenten im nördlichen Oberrheintalgraben 621
ZÖLLER:	Phasenkontrastmikroskopische Untersuchungen zur Feldspatverwitterung in Paläoböden Schleswig-Holsteins 627
<u>KOMMISSION VI</u>	633
AUERSWALD:	Bestimmung der relativen Bodenabträge mit Hilfe der Regensimulation 635
BECHER, AUERSWALD, BERNARD:	Erfahrungen mit einem Laborregner und erste Ergebnisse von Erodibilitätsbestimmungen (K-Faktor) 637
BURGHARDT:	Zur Verdichtungsneigung der Krume landwirtschaftlich genutzter Böden - dargestellt anhand räumlicher und zeitlicher Variation der Porenraumgliederung von Marschböden 639
IMAMOGLU, LÜDERS:	Die bodenkundliche Planungskarte 1:5000 für Flurbereinigungen, dargestellt an einem Beispiel aus Niedersachsen 645
KERTESZ:	Bodenerosionsforschung in Ungarn. - Das Meßprogramm des Geographischen Forschungsinstitutes der Ungarischen Akademie der Wissenschaften 649
KRONEN:	Der Einfluß von Bearbeitungsmethoden und Fruchtfolgen auf die Aggregatstabilität eines Oxisols 657
KUNTZE, WETJEN:	Bodenhydrologische Auswirkungen einer kombinierten Dränung eines Auengleys 663

		<u>Seite</u>
MOLLENHAUER, CHRISTIANSEN, RATHJEN, MEUSER:	Zur Erosivität der Niederschläge hessischer Standorte	667
MÜLLER:	Einfluß der Bewirtschaftung auf Ober- flächenabfluß und Abschwemmung gelöster Stoffe von Grünland	673
PAHL, WILLGER:	Eine Beregnungsanlage zur Boden- erosionsforschung	679
RICHTER:	Bodenerosionsmessungen auf 6 Standorten im Trierer Raum. - Methode und erste Ergebnisse	685
SCHOEMAKERS:	Die Anwendung von Müllkompost auf einem grünland-genutzten Brackmarschboden	691
SCHOSSIG:	Müllkompostanwendung auf diluvialen Sanden und schluffigen Marschböden Ostfrieslands	697
SCHRÖDER:	Bodenerosionsmessungen auf 6 Standorten im Trierer Raum. - II. Bodenerosion und Bodeneigenschaften	703
SCHULTE-WÜLWER- LEIDIG:	Gelöstes, organisch gebundenes und parti- kuläres Phosphat in Wasserläufen unter- schiedlich genutzter Einzugsgebiete	709
<u>KOMMISSION VII</u>		715
BRONGER, GIESE:	Mineralogische Untersuchungen zur Frage einer Tonverlagerung in Böden der Kurz- grasprairie der U.S.A.	717
CAMPBELL, SÜSSER, SCHWERTMANN:	Die Eisenoxidmineralogie von Fe-Bändchen- Horizonten und von Dränocker	723
FRIEDRICH, NIEDERBUDE:	Ladungsbestimmungen an aufgeweiteten Dreischichtmineralen unterschiedlicher Korngröße mit n-Alkylammonium	725
KOTNOW:	Geochemische Umverteilung der Verwitte- rungsprodukte in den wichtigeren geolo- gisch-petrographischen Gebieten Süd- bulgariens	729
MEYER:	Rekonstruktion und Herstellungstechnik pedogener Keramik in der Vor- und Früh- geschichte	735

	<u>Seite</u>
<u>Gemeinsame Sitzung KOMMISSIONEN I und VI</u>	739
BORCHERT: Hohlräumveränderungen von Füllerde in Drängräben	741
DJUNINNSKI, PENKOV: Problems related to the amelioration of heavy surface waterlogged soils in Bulgaria	747
HARTGE, SCHREY: Gefügeveränderungen im Verlaufe von 5 Jahren nach einem Tiefumbruch	753
MARTINOVIĆ: Gefügemelioration und Ertragssteige- rung durch neue Tieflockerungsgeräte	759
SCHULTE-KARRING, SCHRÖDER: Zwanzigjährige Erhaltung von Lockerungs- wirkungen in lößhaltigen Graulehm- Pseudogleyen	765
SUNKEL: Neunjährige Gefügeuntersuchungen nach Tiefenlockerung eines rekultivierten Lößrohbodens	771
<u>Gemeinsame Sitzung KOMMISSIONEN II und III</u>	775
BOCHTER: Ausgewählte Zellwand- und Zellinhalts- stoffe in unterschiedlichen Humusformen der Berchtesgadener Alpen	777
VAVOULIDOU- THEODOROU, BABEL: Methoden zur quantitativen Bestimmung von Fichtenfeinwurzeln	785

K O M M I S S I O N

I



Stabilisierende Mechanismen bei der Umsetzung
von Ton in Tonaggregatpackungen

von

Bohne, H. und K.H. Hartge

Einleitung

Die Stabilität von tonreichen Material gegenüber einer mechanischen Beanspruchung, z.B. durch Viehtritt oder Befahren, hängt stark vom Verhalten des Wassers während der Belastung ab. Der Widerstand, den der Boden gegenüber einer Belastung mobilisieren kann, wird bei Entstehung von positiven Wasserdrukken herabgesetzt. Solche positiven Wasserdrukke entstehen, wenn sich Aggregate bei einer Belastung in Gegenwart von Wasser quellen und sich verformen und damit die Poren, d.h. die Fließströme für ausgleichende Wasserbewegungen zerstört werden. Die Stabilisierung von tonreichem Material muß daher über die bei einer Belastung nicht einstellenden negativen Auswirkungen des Wassers erfolgen.

Material und Methoden

In Drucksetzungsversuchen mit Messung der Wasserspannung wurde die Wirkung von CaO in Tonung auf die bei einer Belastung auftretenden Wasserdruck- und Stabilitätsänderungen untersucht. Die Versuche wurden mit Aggregatpackungen sowie mit künstlichen Einzelaggregaten durchgeführt. Als Material wurden Aggregate aus einem Isodogley-Elolosol aus Lias-Lon verwendet. Für die Versuche mit Aggregatpackungen wurden naturfeuchte Aggregate in CaO gekalkt. Die Dosierung betrug 5% bezogen auf das Trockengewicht des Bodens. Ungekalkte und gekalkte Aggregate wurden getrennt bei einer Wasserspannung von 7cm WS und freiem

Luftzutritt bis zur Durchföhrung der Drucksetzungsversuche gelagert. Die Belastungsversuche wurden in verschiedenen Abstünden nach der Kalkung durchgeführt. Der Versuchszeitraum betrug insgesamt 50 Wochen.

Für die Drucksetzungsversuche wurden die Aggregate in Metallzylinder gefüllt, in der Mitte der Aggregatpackung befand sich eine Tensiometerzelle (Abb. 1, links). Die Probe wurde stufenweise belastet. Nach jeder Laststufe wurden Setzung und Wasserdruck gemessen.

Für die Versuche mit Einzelaggregaten wurden Kugeln (ϕ 4cm) aus gemahlenem und angefeuchteten Material aus dem Pseudo-gley-Isosol hergestellt. Es wurden ungeschaltete, in CaCO_3 -Pulver sowie in Quarzsand gewälzte Kugeln verwendet. Der Versuchsaufbau geht aus Abb. 1, rechts hervor. Während der Belastung wurden wieder die Veränderung der Wasserspannung und die Höhe der Probe gemessen.

Ergebnisse und Diskussion

In Abb. 2 sind die Ergebnisse der Drucksetzungsversuche mit Aggregatpackungen aus dem gesamten Versuchszeitraum zusammengefaßt. Dargestellt ist der Verlauf der Stabilisierung in Abhängigkeit von der Zeit durch die nach Abschluß der Belastung eingetretene Veränderung der Porenziffer (oben) und Wasserspannung (unten). Die Veränderungen beziehen sich dabei auf die Anfangswerte im unbelasteten Zustand. Es wird deutlich, daß die stabilisierende Wirkung des CaO in Zusammenhang mit den lastbedingten Wasserdruckänderungen steht und eine Abhängigkeit von der CaO -Einwirkungszeit zeigt. Die stärkste Stabilisierung, d.h. die geringste Abnahme der Porenziffer und die stärkste Wasserdruckzunahme bei der Belastung treten nach 3 Wochen CaO -Einwirkungszeit auf, danach gehen Wasserdruckzunahme und Stabilisierung zurück. Die abnehmende Stabilität der belasteten Probe geht einher mit einer zunehmenden Bildung von CaCO_3 (Abb. 3). Gegenüber den unbehandelten Proben war aber auch nach Abschluß der CaO -Einsetzungen ein Stabilisierungseffekt zu verzeichnen. Die Stabilität bis zum Zeitpunkt des Maximums kann auf die wasserverbrauchenden Einsetzungen des CaO zurückgeführt werden. Die Stabilität nach Abschluß der CaO -Einsetzungen kann mit mechanischen Auswirkungen der entstandenen Carbonatkruste am Aggregatrand in Zus-

sammenhang stehen.

Diese Frage wurde an großen künstlichen Einzelaggregaten (Abb. 1, rechts) untersucht. Die Behandlung der Aggregate mit Quarz sollte zunächst Hinweise auf die grundsätzliche Wirkung einer körnigen inerten Substanz am Aggregatrand in Zusammenhang mit einer Belastung geben. Die Ergebnisse gehen aus Abb. 4 hervor.

Das Wälzen der Aggregate in Quarz der Körnung $< 60\mu\text{m}$ hat zur Folge, daß die Wasserspannung bei der Belastung weniger stark abnimmt als bei den unbehandelten Aggregaten. Die Abbildung zeigt weiterhin, daß bei geringen Belastungen sogar eine Zunahme der Wasserspannung auftritt. Wie ferner zu erkennen ist, hat eine Ansammlung von CaCO_3 -Partikeln auf der Aggregatoberfläche die gleiche Wirkung. Die Körnung des Quarzes $100\text{--}200\mu\text{m}$ hat dagegen keinen Einfluß auf die bei der Belastung eintretende Zunahme des Wasserdrucks. Die Ursache für diese Erscheinung liegt darin, daß durch die Ummantelung der Aggregate mit Quarzkörnern ein Porensystem am Aggregatrand erzeugt wird, das aufgrund der Größe seiner Poren in unterschiedlichem Ausmaß in der Lage ist, das bei der Belastung aus den Aggregaten frei werdende Wasser aufzunehmen und abzuleiten. Die Gefahr der Entstehung von positiven Wasserdrücken wird dadurch herabgesetzt. Dieser Effekt ist offensichtlich korngößenabhängig. Ein Zusammenhang dieser körnungsabhängigen Wirkung mit den Eigenschaften der Carbonatkruste wird in einer Serie von Dünnschliffen (ohne Abb.) deutlich.

Auf Dünnschliffen von gekalkten natürlichen Aggregaten wurde sichtbar, daß bei der Carbonatbildung zunächst wasserreiche Carbonate (Trihydrocalcit) entstehen, die im Verlauf der Zeit zu wasserärmeren Carbonaten dehydratisieren (Monohydrocalcit, Calcit). Die Ausmessung der Kristallite ergab, daß deren Durchmesser mit zunehmender Dehydratisierung abnahm.

Die Dehydratisierung kann folgende Konsequenzen für die Stabilisierung haben:

- 1) Die Abnahme der Korndurchmesser der Calcite führt zu einer Verkleinerung des Porenraums der Kruste, da die Partikel zusammensacken, wenn sie nicht mehr durch Hydrathüllen abgestützt werden. Dabei werden die Poren eventuell zu klein, um Wasser aufzunehmen und weiterzuleiten. In den Drucksetzungsversuchen war dementsprechend eine Abnahme der Stabilität mit zunehmender CaO -Einwirkungszeit zu verzeichnen.

2) Andererseits werden die Carbonate mit zunehmender Dehydratisierung spröder. Das bedeutet, daß sie bei einer Belastung leicht in einzelne Stücke zerbrechen. Die entstandenen Bruchstücke ermöglichen gegenüber einer starren Kruste wiederum die Ausbildung eines Porensystems, das ausgleichende Wasserbewegungen ermöglicht und damit die Gefahr der Entstehung von positiven Wasserdrücken herabsetzt.

Insgesamt wirken sich also die mechanischen Eigenschaften der Carbonatkruste stabilisierend aus. Dieser Stabilisierungseffekt beruht offensichtlich nicht auf der Ausbildung einer starren, die Einzelaggregate umhüllenden und zu einem festen Verband verkittenden Kruste.

Zusammenfassung

Bei der Stabilisierung von Tonaggregatpackungen mit CaO werden folgende Mechanismen wirksam:

1. CaO verhindert die Entstehung von positiven Wasserdrücken bei einer Belastung.
2. Diese Wirkung beruht auf den folgenden Mechanismen:
 - a) Hydratationseffekt bei der Umsetzung von CaO zu Ca(OH)_2
 - b) Körnungsbedingter Effekt der CaCO_3 -Kruste

Bei Untersuchungen mit Material aus dem Pseudogley-Belsoil hat der zeitlich begrenzte Hydratationseffekt eine stärkere stabilisierende Wirkung zur Folge als der erst später auftretende Körnungsbedingte Krusteneffekt.

Abb. 1

Versuchsaufbau

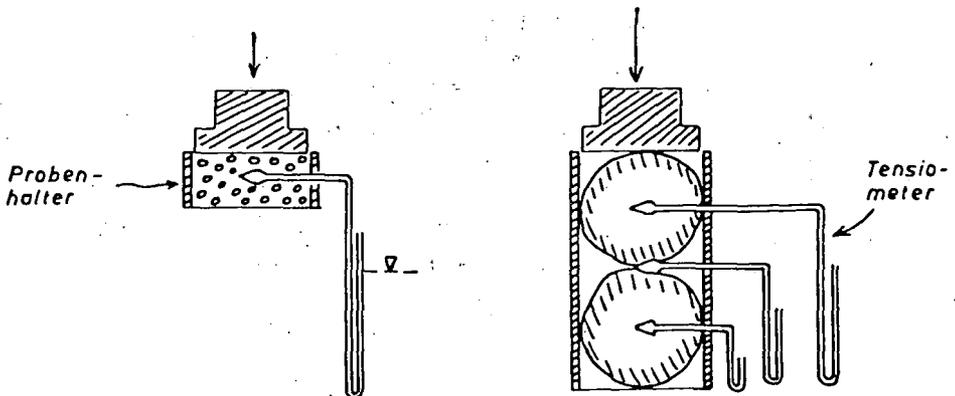


Abb. 2

**Veränderung der Porenziffer und der
Wasserspannung in gekalkten Aggregat-
packungen aus Gretenberger Ton in
Abhängigkeit von der Zeit**

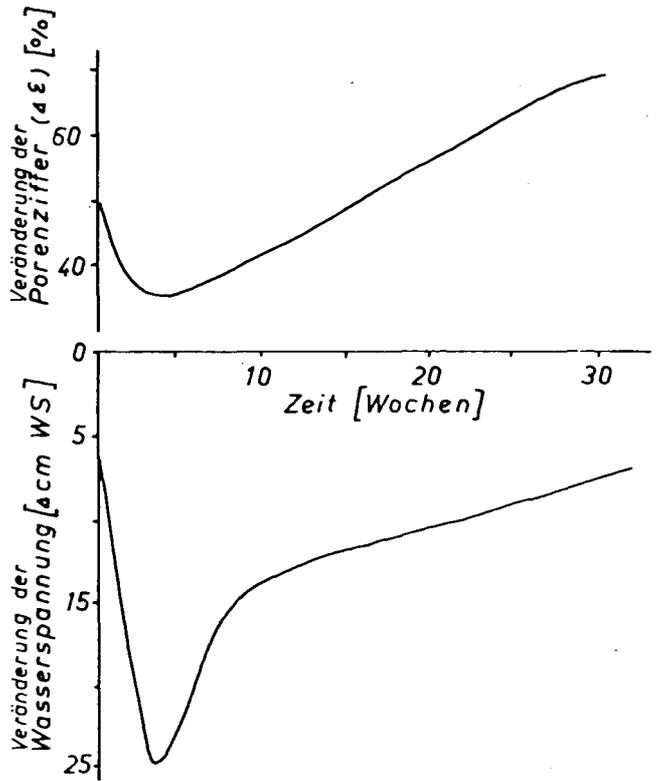


Abb. 4

Veränderung der Wasserspannung zwischen künstlichen Einzelaggregaten in Abhängigkeit von der Belastung

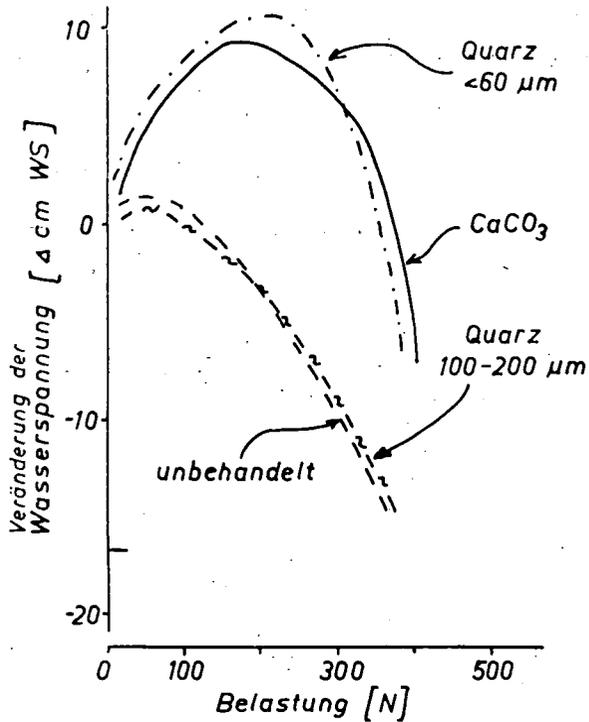
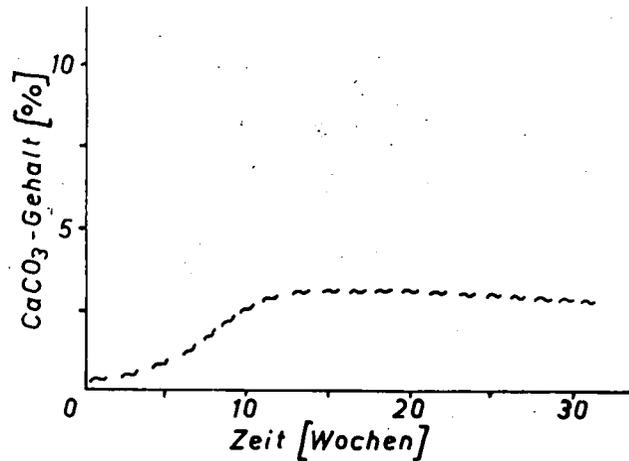


Abb. 3

CaCO₃-Gehalt in gekalkten Aggregatpackungen aus Gredenberger Ton in Abhängigkeit von der Zeit



Chlorid- und Nitratverlagerung in Löss-Lysimetern bei
unterschiedlichen Grundwasserständen

von

Böttcher, J. +), H.-G. Frede ++) und B. Meyer ++)

Die Höhe des mittleren Grundwasserspiegels im Boden hat entscheidenden Einfluß auf viele bodenphysikalische Prozesse. Besonders die Wirkung unterschiedlicher Grundwasserstände auf die Wasserbilanz und die Erträge landwirtschaftlicher Kulturen wurde für verschiedene Böden untersucht (GENID et al., 1982, SEVERIN et al., 1981, RENGER und STREBEL, 1983).

Da das Bodenwasser als Transportmedium zur Verlagerung von Stoffen im Boden dient, ist, bedingt durch den unterschiedlichen Verlauf der Wasserbewegung, auch ein Einfluß unterschiedlicher Grundwasserstände auf den Stofftransport zu erwarten. Die Untersuchung solcher möglicher Unterschiede dürfte besonders hinsichtlich der Auswirkungen von grundwasserstandsverändernden, kulturtechnischen Eingriffen auf die Stoffauswaschung aus dem Boden von Bedeutung sein.

Die vorliegende Untersuchung befaßt sich daher mit dem Einfluß unterschiedlicher Grundwasserstände auf den Transport von Chlorid und Nitrat in Löss-Bodenmaterial und der anschließenden Auswaschung dieser mobilen Anionen in das Grundwasser. Durchgeführt wurden die Untersuchungsarbeiten am Institut für Bodenwissenschaften der Universität Göttingen (Direktor: Prof. Dr. B. Meyer).

Material und Methoden

Um ausschließlich die Wirkung unterschiedlicher Grundwasserstände erfassen zu können, wurden die Messungen zum Stofftransport an Grundwasserlysimetern mit freiem Ablauf und permanenten Grundwasserspiegeln in 1.25m, 2.25m, 3.50m und 4.75m durchgeführt. Die Lysimeter sind mit kalkhaltigem Lössmaterial gefüllt, dessen Lagerungsdichte und Porenverteilung auf lösstypische Werte eingestellt wurden. Die Lysimeteranlage wird von FREDE et al. (1978) detailliert beschrieben.

Zur Bestimmung des Chlorid- und Nitrattransportes wurde aus zwei Lysimetern mit Grundwasserständen in 1.25m und 3.50m die Bodenlösung mittels Saugsonden, die mit keramischen P80-Kerzen bestückt waren (zu deren Eignung siehe HETSCH et al., 1979), aus verschiedenen Bodentiefen regelmäßig abgesaugt. Die Auswaschung der genannten Ionen in das Grundwasser konnte im Sickerwasserablauf der Lysimeter direkt bestimmt werden. Während der Versuchsdurchführung waren die Lysimeter und eine 10ar große Umgebungsfläche mit Getreide bestellt. Weitere methodische Hinweise finden sich bei BÖTTCHER (1982).

Ergebnisse

Die Abb. 1 zeigt die zeit-räumliche Verteilung der Chloridkonzentration in den Löss-Lysimetern mit Grundwasserständen in 1.25m und 3.50m Tiefe. Das Chlorid gelangte als Begleitung einer Kaliumdüngung am 27.8.1980 auf den Lysimeterboden. Die erste Bodenlösungsentnahme erfolgte im Januar 1981, ca. 5 Monate nach der Düngung. Die Cl-Front befand sich zu diesem Zeitpunkt bereits mehrere Dezimeter unter der Bodenoberfläche. Die Einwaschungstiefe des Peaks im Lysimeter 1.25 betrug ca. 60cm, im Lysimeter 3.50 ca. 80cm. Diese unterschiedlichen Verlagerungstiefen des Cl in den beiden Lysimetern lassen sich durch unterschiedliche, grundwasserstandsbedingte Wassergehalte des Lössmaterials erklären. Während des Verlagerungszeitraums, etwa ab Oktober '80, war der Wassergehalt im durchwanderten Bodenbereich in Lysimeter 1.25 durchschnittlich 5 Vol. % höher als in Lysimeter 3.50.

+) Niedersächsisches Landesamt f. Bodenforsch., Stilleweg 2, 3000 Hannover 51

++) Inst. f. Bodenwissenschaften, v. Sieboldstr. 4, 3400 Göttingen

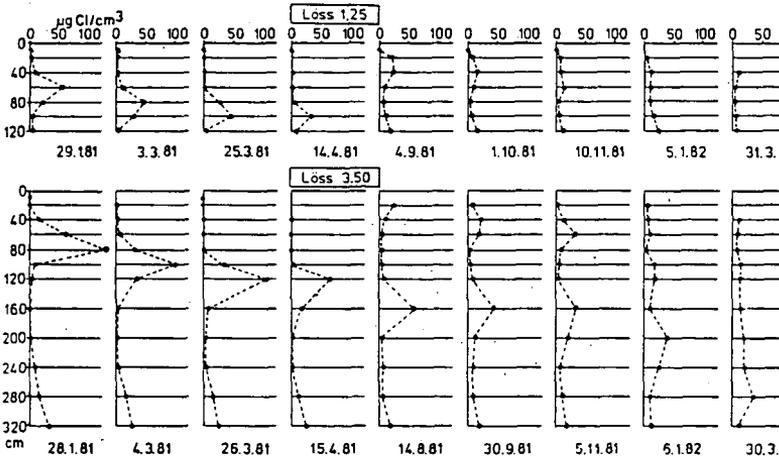


Abbildung 1: Zeitreihe von Cl-Konzentrationsprofilen der Löss-Lysimeter 1.25 und 3.50.

Dies macht deutlich, daß mobile Stoffe von der gleichen Niederschlagsmenge in einen grundwasserfernen, trockenen Boden tiefer eingewaschen werden als in einen grundwassernahen und damit feuchteren Boden.

Überschlägig lassen sich die gemessenen Verlagerungstiefen der Cl-Peaks im Winterhalbjahr mit guter Genauigkeit aus der Niederschlagssumme (in mm), der potentiellen Evapotranspiration (nach HAUDE, in mm) und dem mittleren Wassergehalt im Profil (in mm/dm) berechnen.

Die weitere Verlagerung des Chlorids ließ sich in Lysimeter 1.25, wie aus Abb.1 zu ersehen ist, noch bis April 1981 verfolgen, danach ging das Cl aus dem ungesättigten Bodenbereich in das ablaufende Grundwasser über.

Im Lysimeter 3.50 (untere Bildhälfte, Abb.1) konnte der Transport noch bis zum März 1982 beobachtet werden. Deutlich ist die zunehmende Abflachung des Cl-Peaks bei der Bodenpassage durch die Effekte der hydrodynamischen Dispersion und der Diffusion zu erkennen.

Am 30.3.1982 war der Cl-Peak bis in 280cm Tiefe in den Löss eingewaschen worden. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß die Verlagerung in den Wintermonaten annähernd bei einer Wasserbewegung im steady state ablief, was sich aus einem Vergleich der Niederschlagsmengen mit den Sickerwasserspenden ergab (z.B. Winter '80/'81, Okt. bis Jan.: 158mm N und 156mm S, Lys. 1.25).

Im Winterhalbjahr 1980/81 wurde neben der gezeigten Cl-Front auch eine düngerbürige Nitratfront in den Löss-Lysimetern verlagert. Der Nitrat- und Chloridtransport erfolgte praktisch identisch, auf eine graphische Darstellung der NO_3 -Einwaschung kann daher verzichtet werden.

Anhand der Abbildung 2 soll hingegen für den Lössboden mit hoch anstehendem Grundwasser gezeigt werden, daß der Transport des Nitrat-Peaks in eine Tiefe von 80cm im Lysimeter 1.25, gemessen am 25.3.81, ausreicht, um die NO_3 -Konzentration der Grundwasserspende in 1.25m im März '81 auf über $12\text{mg NO}_3\text{-N/l}^3$ (=50mg NO_3 /l) ansteigen zu lassen.

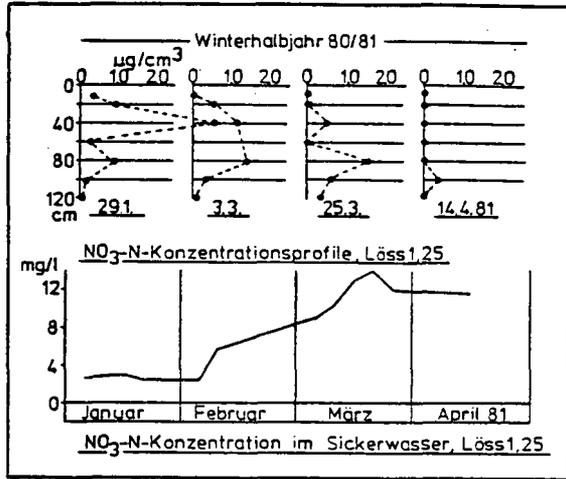


Abbildung 2: $\text{NO}_3\text{-N}$ -Verlagerung aus dem Boden in das oberflächennahe Grundwasser, Lysimeter 1.25.

Der Zeitraum eines Winters kann also durchaus genügen, um Nitrat aus der herbstlichen N-Mineralisation oder Düngung bis in das oberflächennahe Grundwasser von Lössböden zu transportieren.

Die gemessenen Verlagerungsereignisse von Chlorid und Nitrat sollten nun für das Winterhalbjahr mit einem Transportmodell simuliert werden. Dazu wurde die bekannte Konvektions-Dispersions-Gleichung, die eine nicht-lineare, partielle Differentialgleichung darstellt, numerisch nach der Methode der endlichen Differenzen gelöst. Die Berechnung erfolgte mit einem in BASIC für einen Tischcomputer geschriebenen Programm unter Berücksichtigung der numerischen Dispersion (Van GENUCHTEN and WIERENGA, 1974, RICHTER et al., 1978).

Da der Wasserfluß annähernd im steady state erfolgte, konnte die mittlere Porenwassergeschwindigkeit aus der Niederschlagsmenge und dem mittleren Wassergehalt im Boden bestimmt werden. Der Dispersionskoeffizient wurde durch Anpassung ermittelt. Physiko-chemische und biologische Prozesse im Boden blieben rechnerisch unberücksichtigt.

Die Abbildung 3 zeigt für die Löss-Lysimeter 1.25 und 3.50 einmal die am 28.1. bzw. 29.1.1981 gemessenen Chloridprofile (obere Kurve), die als Anfangsbedingungen in die Simulationsrechnungen eingingen; zum anderen sind die am 25.3. bzw. 26.3.81 gemessenen Cl-Konzentrationsprofile (gestrichelte Linie) und die berechneten Kurven (durchgezogene Linie) dargestellt. Die Übereinstimmung zwischen gemessener und berechneter Verlagerung wird für beide Lysimeter als zufriedenstellend betrachtet, zumal für die Simulation einfach messbare Eingangsgrößen verwendet wurden.

Entsprechend der erfolgreichen Simulation des winterlichen Chloridtransportes wurde für diesen Zeitraum auch der Nitrattransport berechnet. Aufgrund der gemessenen Daten eignete sich nur das $\text{NO}_3\text{-N}$ -Konzentrationsprofil vom 29.1.1981 aus Löss-Lysimeter 1.25 als Anfangsbedingung für eine Simulation. Deshalb ist in Abb. 4 auch nur das Resultat für dieses grundwassernehe Lysimeter dargestellt. Zur Modellierung des Nitrattransportes wurde als Dispersionskoeffizient der Wert eingesetzt, der sich für Chlorid durch Anpassung ergeben hatte.

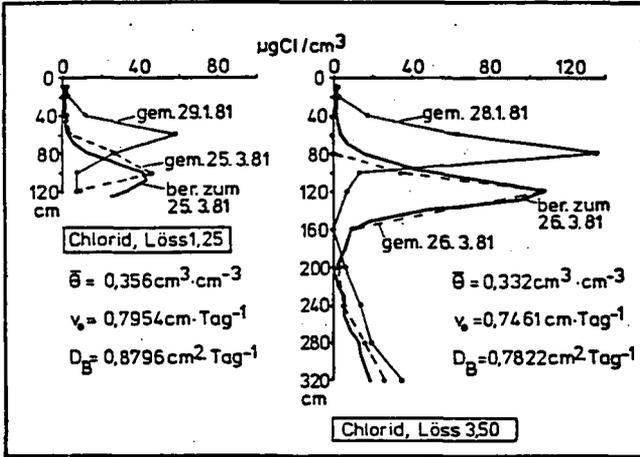


Abbildung 3: Berechnete und gemessene Chloridverlagerung in Löss-Lysimeter 1.25 und 3.50.

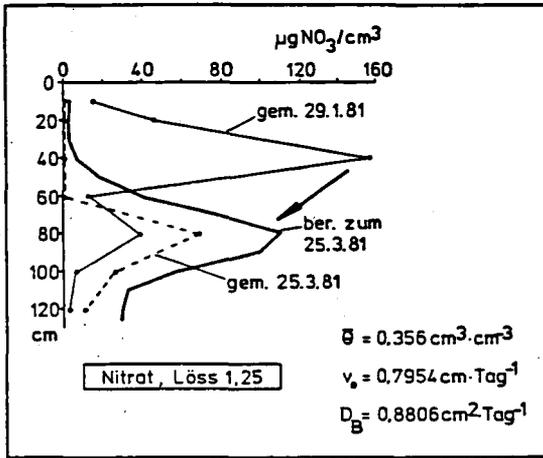


Abbildung 4: Berechnete und gemessene Nitratverlagerung in Löss-Lysimeter 1.25.

Wie man sieht, konnte die Verlagerungstiefe des NO_3 -Peaks richtig berechnet werden. Jedoch decken sich die gemessene und die berechnete Kurve nicht. Der Verlauf der beiden Kurven läßt als Erklärung dafür nur die Annahme einer Verminderung der NO_3 -Menge beim Transport zu. Da pflanzliche N-Aufnahme aus tieferen Bodenschichten im Berechnungszeitraum ausgeschlossen ist, kann das Nitrat nur durch Denitrifikation abgebaut worden sein. Daß Denitrifikation auch bei niedrigen Temperaturen (hier +3 bis +6 Grad C) recht effektiv ablaufen kann, wurde z.B. von ONYIEGO (1981) gezeigt.

Aus dem bisher Gesagten läßt sich ein deutlicher Einfluß des Grundwasserstandes auf die Tiefenverlagerung mobiler Ionen im Löss erkennen. Dieses ergibt, zusammen mit den Einflüssen der Grundwasserspiegelmöhe auf den sommerlichen Grundwasseraufstieg in den Löss-Lysimetern, die in Abb. 5 dargestellte Abhängigkeit der jährlichen $\text{NO}_3\text{-N}$ -Auswaschung vom Grundwasserstand.

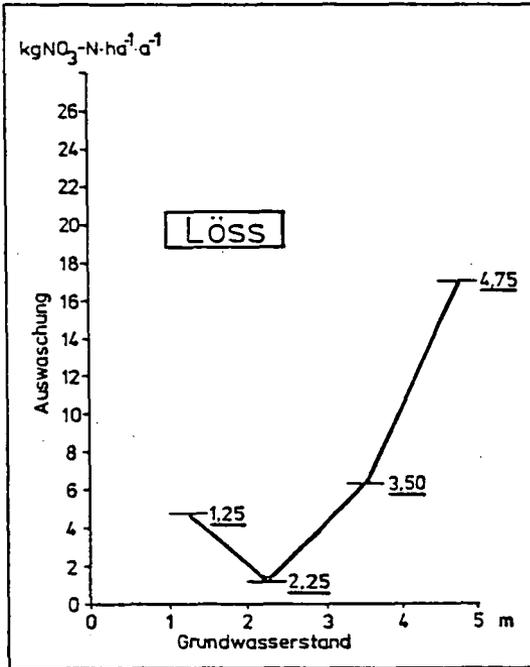


Abbildung 5: Mittelwerte der Nitrat-N-Auswaschung aus den Löss-Lysimetern der Versuchsjahre 1977-1981 (bezogen auf die mehrjährige Durchschnittssickerwasserspense des jeweiligen Lysimeters).

Man erkennt eine minimale Auswaschung von Nitrat bei dem Grundwasserstand in 2.25m Tiefe. Steht das Grundwasser höher an (hier 1.25m), so nimmt die $\text{NO}_3\text{-N}$ -Auswaschung zu, weil die Zeit eines Winters ausreichen kann, um Nitrat aus dem Oberboden in das Grundwasser zu verlagern. Ist der Grundwasserstand tiefer als 2.25m, so steigt die $\text{NO}_3\text{-N}$ -Auswaschung sogar stärker an, da die winterliche Stoffverlagerung erhebliche Teilmengen von Nitratfronten soweit unter den durchwurzelbaren Bodenraum transportiert, daß dieser Nitrat-Stickstoff für die Pflanzen verloren ist und der endgültigen Auswaschung in das oberflächenferne Grundwasser unterliegt. Eine weitere Absenkung des Grundwasserspiegels unter 4.75m dürfte nicht zu einem weiteren parabelförmigen Anstieg der $\text{NO}_3\text{-N}$ -Auswaschung aus dem Löss führen. Es ist im Gegenteil mit einem Abknicken der Kurve in einen waagerechten Ast zu rechnen. Nur bei dem Grundwasserstand in 2.25m Tiefe stehen winterliche Tiefenverlagerung und sommerlicher Aufwärtstransport in so gutem Einklang, daß die Nitratauswaschung minimiert wird!

Natürlich spielt die jeweilige Jareswitterung bei diesem Geschehen eine gewichtige Rolle, jedoch ist die Tendenz der bisher ausgewerteten 5 Versuchsjahre eindeutig. Das teilweise sehr niedrige Niveau der N-Auswaschung aus dem Löss hängt mit der weitgehenden Humusfreiheit des Bodenmaterials zusammen.

Zusammenfassung

Zusammenfassend sollen drei Punkte als wichtigste Ergebnisse der vorgestellten Untersuchung hervorgehoben werden:

- 1.) Mobile Ionen werden von der gleichen Niederschlagsmenge in grundwasserfernen, trockeneren Lössboden tiefer eingewaschen als in grundwassernahen und damit feuchteren Löss.
- 2.) Die winterliche Verlagerung mobiler, nicht sorbierter Anionen im Löss läßt sich hinreichend genau mit einem einfachen Transportmodell unter Verwendung eines Tischcomputers aus Niederschlagsdaten berechnen. Dieses kann für die Düngungsberatung von Interesse sein.
- 3.) Die Menge der jährlichen Nitratauswaschung aus dem Lössboden der Lysimeter ist deutlich vom Grundwasserstand abhängig. Sie ist bei einem Grundwasserspiegel in 2.25m Tiefe minimal und erhöht sich sowohl bei höheren als auch bei tieferen Grundwasserständen.

Abschließend sei noch angemerkt, daß die Übertragbarkeit dieser Lysimeterergebnisse auf Feldbedingungen weitgehend gegeben sein dürfte, was nicht vorgestellte, vergleichende hydrologische Untersuchungen und Vergleiche mit Literaturdaten zeigen. Lediglich die absoluten Zahlenwerte zur Auswaschung dürften am natürlichen Standort unter Beibehaltung des Trends etwas anders ausfallen.

Literatur

- BÖTTCHER, J., 1982: Bioelementbilanzen und -transport in Löss- und Sand-Lysimetern bei unterschiedlichen Grundwasserständen. -Dissertation, Uni. Göttingen.
- FREDE, H.-G., P. HUGENROTH und B. MEYER, 1978: Eine Grundwasser-Lysimeteranlage zur Erfassung der Boden-Wasserhaushaltsbilanz und pflanzlichen Wasser-Versorgung bei unterschiedlichem Grundwasserstand. -Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 26, 83 - 92, (1978).
- GENID, A. Y. A., H.-G. FREDE und B. MEYER, 1982: Wasserhaushalt von Löss mit unterschiedlich tiefem permanentem Grundwasserspiegel und landwirtschaftlichen Kulturpflanzen. -Gött. Bodenkundl. Ber., 74, 33 - 121, (1982).
- HETSCH, W., F. BEESE und B. ULRICH, 1979: Die Beeinflussung der Bodenlösung durch Saugkerzen aus Ni-Sintermetall und Keramik. -Z. Pflanzenern. Bodenkunde, 142, 29 - 38, (1979).
- ONYIEGO, B. M., 1981: The behaviour of nitrogen fertilizers in neutral and acid loess soils. -Gött. Bodenkundl. Ber., 69, 1 - 173 (Part I), 1 - 17 (Part II), (1981).
- RENGER, M. und O. STREBEL, 1983: Einfluß von Grundwasserabsenkungen auf den Pflanzenertrag bei Acker und Grünland. -Kali-Briefe, 16, 379 - 389, (1983).
- RICHTER, J., H. C. SCHARPF und J. WEHRMANN, 1978: Simulation der winterlichen Nitratverlagerung in Böden. -Plant and Soil, 49, 381 - 393, (1978).
- SEVERIN, K. H., H.-G. FREDE und B. MEYER, 1981: Grundwasser-Tiefe und pflanzlicher Wasserverbrauch, Pflanzenertrag und Sickerwasser-Spende. -Ergebnisse aus Lysimeter-Versuchen mit Löss-Böden. -Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 32, 203 - 210, (1981).
- Van GENUCHTEN, M. Th. and P. J. WIERENGA, 1974: Simulation of one-dimensional solute transfer in porous media. -Agricultural Experiment Station Bulletin, 628, New Mexico State University, Las Cruces, New Mexico.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) sei für die finanzielle Unterstützung der Forschungsarbeiten gedankt.

Die quantitative Ermittlung der Wurzel-Wasseraufnahme
durch die Wurzeln mittels der Chloridmethode

von
Brumme, R. u. F. Beese⁺)

Der Ionenhaushalt von Ökosystemen kann als Indikator für deren funktionalen Zustand betrachtet werden. Soll er diese Aufgabe erfüllen, so ist eine Quantifizierung der Stoff-Flüsse im Teilsystem Boden erforderlich. Dazu gehört neben den Stoffkonzentrationen der Bodenlösung als Funktion von Zeit und Bodentiefe auch der jeweils zugeordnete Wasserfluß. Die Ermittlung der letztgenannten Größe mittels bodenphysikalischer Untersuchungen wie Saugspannungs- oder Wassergehaltsmessungen ist of aufwendig und erfordert zusätzlichen, kontinuierlichen Meßaufwand. Es besteht daher ein Interesse, Parameter der routinemäßig durchgeführten chemischen Untersuchungen der Bodenlösung auch für die Ermittlung der Kenngrößen des Wasserhaushaltes heranzuziehen. Eine solche wichtige Kenngröße ist der Wasserentzug durch die Pflanze, die Transpiration. Als ein derartiger Ansatz ist die Chlorid-Methode anzusehen. Sie beruht auf der Beobachtung, daß das Chlorid nur in geringem Maße von den Pflanzen aufgenommen wird und sich bei Wasserentzug relativ in der Bodenlösung anreichert. Darüber hinaus reagiert Chlorid nicht oder nur geringfügig mit der Bodenmatrix, so daß aus der relativen Anreicherung auf den Entzug durch die Pflanzen geschlossen werden kann. Diese hydrologische Methode wurde bisher zur Ermittlung der Gesamtverdunstung von Wassereinzugsgebieten verwendet (Schulze, 1972), wobei der Freilandniederschlag und die Chlorid-Konzentrationen im Niederschlag und im Vorfluter gemessen werden und aus der relativen Chlorid-Anreicherung die Gebietsverdunstung ermittelt wird. Diese Methode hat jedoch gravierende Nachteile:

1. Aufgrund jahreszeitlicher Schwankungen des Chlorid-Inputs, der Änderung des Bodenwasservorrates und der großen zeitlichen Verzögerung bis zum Erscheinen des Chlorids im Output, können nur lange Zeiträume bilanziert werden.

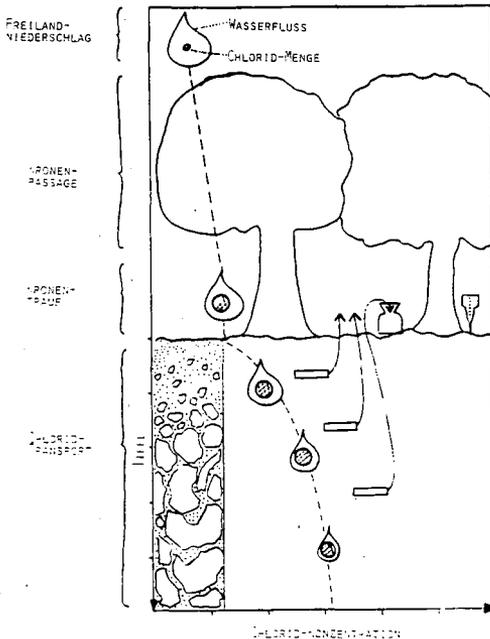
⁺) Institut für Bodenkunde und Waldernährung, 3400 Göttingen, Büsigenweg 2

2. Es können nur ganze Ökosysteme oder Ökosystemgesellschaften bilanziert werden, die in einem Wassereinzugsgebiet liegen.
3. Bisher wurde der Filtereffekt von Waldökosystemen vernachlässigt (Mayer, Ulrich, Khanna 1975), eine Unterlassung, die zu einer Überschätzung der Gesamtverdunstung führt.

Aus diesen Gründen ist die Chlorid-Methode in ihrer bisherigen Verwendung für viele ökologische Fragen nicht ausreichend.

Anhand ausgewählter Perioden soll gezeigt werden, wie die Chloridmethode durch die Einbeziehung eines dynamischen Modells für den Lösungstransport verfeinert werden kann. Ziel dieses Ansatzes soll es sein, die im Rahmen von Stoffhaushaltsuntersuchungen in bestimmten Zeit- und Tiefenintervallen routinemäßig anfallenden Chloridkonzentrationen zu verwenden, um aus ihnen den Wasserentzug durch die Vegetation zu ermitteln. Durch die Einbeziehung des Computers soll eine beliebige Zeit- und Raumauflösung des Wasserentzuges ermöglicht werden.

Die Methode basiert auf dem in der Abbildung schematisch dargestellten Ablauf. Der Wasserfluß wird während der Kronenpassage infolge von Interzeption und anschließender Verdunstung verringert, wodurch es zu einer relativen Anreicherung des Chlorids kommt. Gleichzeitig



erhöht sich die absolute Cl-Menge aufgrund der Filterwirkung von Waldökosystemen und infolge der Blattauswaschung. Beide Effekte führen zu einem Konzentrationsanstieg in diesem Kompartiment. Aufgrund dieser Phänomene ist für eine exakte Cl-Methode nur die Verwendung des Bestandesniederschlags und seiner Konzentration als Input zulässig.

Beim Transport durch den Boden wird der Wasserfluß durch den Wasserentzug der Pflanzen verringert. Dabei verhält sich der Bestand gegenüber den aufgenommenen Mineralstoffen nicht in allen Fällen gleich. Aus einer Untersuchung von Waldökosystemen (Prenzel, 1979) geht hervor, daß das Chlorid nicht proportional der Wassermenge aufgenommen, sondern diskriminiert wird. Dieser Prozeß führt zu einem Anstieg der Chlorid-Konzentration, der sich in verschiedenen Bodentiefen verfolgen läßt.

Basierend auf physikalisch begründeten Vorstellungen des Transportes gelöster Stoffe im Boden lassen sich dynamische Modelle entwickeln, für deren Verifizierung diskontinuierlich vorgenommene Chlorid-Messungen im Boden herangezogen werden können. Ein solches Modell wird nachfolgend kurz beschrieben, die benötigten Parameter werden vorgestellt.

Dem Modell liegen folgende Gleichungen zugrunde: Der Lösungstransport durch den Boden mit einer Wasseraufnahme durch die Wurzeln wird durch die folgende Gleichung beschrieben:

$$(1) \quad \frac{\partial \theta C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (\theta \bar{D} \frac{\partial C}{\partial z}) - \frac{\partial qC}{\partial z} - A(z, t, h)$$

C = Konzentration in der Bodenlösung (mg/l)

θ = Volumetrischer Wassergehalt (cm^3/cm^3)

t = Zeit in Tagen

h = Saugspannung (cm)

z = Tiefe in cm

\bar{D} = Scheinbarer Diffusionskoeffizient (cm^2/Tag)

q = Filtergeschwindigkeit (cm/Tag)

A = Lösungsaufnahme durch die Wurzeln ($\text{meq}/\text{cm}^3/\text{Tag}$)

Für die Wasseraufnahme durch die Wurzeln kann folgende Beziehung angenommen werden

$$(2) \quad B(z, t, h) = \frac{RO(z, t)}{\int_0^d RO(z, t) dz} \cdot Ep(t) \cdot F(z, t, h)$$

wobei d die Tiefe der Wurzelzone, RO die Wurzelmasse für ein Kompartiment zu einer bestimmten Zeit, E_p die potentielle Transpirationsrate (cm/Tag) und F ein dimensionsloser empirischer Faktor ist, der sich aus dem Verhältnis der potentiellen und aktuellen Wasseraufnahme ergibt. F ist eine Funktion der Saugspannung (h).

Die Lösungsaufnahme durch die Wurzeln ist dann

$$(3) \quad A(z, t, h) = B(z, t, h) \cdot M \cdot C(z, t)$$

wobei M ein Massentransferkoeffizient ist.

Der scheinbare Diffusionskoeffizient ist eine Funktion der Porenwasserfließgeschwindigkeit v_o (cm/Tag)

$$(4) \quad \bar{D} = k \cdot v_o$$

wobei k die longitudinale Dispersivität ist

$$v_o = q/\theta$$

Der Fluß-Therm in der (1) Gleichung wird durch die Lösung der folgenden Gleichung erhalten

$$(5) \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z}$$

wobei

$$(6) \quad q = - k(\theta) \frac{\partial H}{\partial z}$$

H ist das hydraulische Potential und k die hydraulische Leitfähigkeit. Die Lösung der Gleichungen (1) bis (6) erfolgt mit einem CSMP Modell (Wierenga, 1977; Beese und Wierenga, 1980).

Als Input-Daten werden die Bestandesniederschläge als Einzelniederschläge und die dazugehörigen Chlorid-Konzentrationen benötigt. Die Anfangsbedingungen sind durch den Anfangswassergehalt des Bodens und durch die Anfangskonzentrationen der Bodenlösung gegeben. Die Simulation der Wasserbewegung im Boden erfordert die Kenntnis der pF - und Leitfähigkeitskurven, während die gleichzeitig erfolgende Verteilung der Stoffe durch den scheinbaren Diffusionskoeffizienten beschrieben wird. Der scheinbare Diffusionskoeffizient wurde an ungestörten Bodensäulen als Funktion der Fließgeschwindigkeit bestimmt. Als letzte Funktion ist die Wurzelverteilung zu nennen, die an einer 5 m langen und 1 m tiefen Wand als relative Feinwurzelverteilung ermittelt wurde.

In einer Simulation der Chlorid-Konzentrationen im Boden konnte für einen Zeitraum von drei Monaten gezeigt werden, daß das Modell empfindlich genug ist, um die Änderungen der Chlorid-Konzentrationen in den Bodenlösungen entsprechend den Niederschlagsverhältnissen unter Freilandbedingungen zu beschreiben. Überweite Phasen wurde eine gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und errechneten Ergebnissen gefunden. Daß das bisherige Ergebnis noch nicht in allen Teilen befriedigt, hat folgende Ursachen:

1. Die zur Verifikation verwendeten, routinemäßig erhobenen Meßwerte der kontinuierlich gewonnenen Bodenlösung stellen Monatsmittelwerte dar, die mit denen der errechneten, aktuellen Chlorid-Konzentrationen des Modells nur unter Einkalkulierung eines Fehlers verglichen werden können.
2. Aus einer fehlenden Kenntnis über die Reduzierung der Wurzelwasseraufnahme von Bäumen durch die Saugspannung ergibt sich neben der Transpiration eine weitere unbekannte Größe.

Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse ist der Inhalt einer nachfolgenden Publikation.

Literatur

- Beese, F. and P.J. Wierenga. 1980. Solute transport through soil with adsorption and root water uptake computed with a transient and a constant-flux modell.
- Mayer, R., B. Ulrich und P.K. Khanna. 1975. Die Ausfilterung von Luftverunreinigungen durch Wälder - Einflüsse auf die Azidität der Niederschläge und deren Auswirkungen auf den Boden.
- Prenzel, J. 1979. Mass flow to the root system and mineral uptake of a beech stand calculated from 3-year field data.
- Schulze, D. 1972. Grundwasserneubildung berechnet aus der Chlorid-Bilanz.
- Wierenga, P.J. 1977. Solute Distribution profiles computed with steady-state and transient water movement models.

Zeit-Tiefen-Kurven der vertikalen Wasserbewegung und Verbleibzeit
des Wassers im ungesättigten Bodenbereich

Duynisveld, W.H.M.⁺) und O. Strebel⁺)

1. Einleitung

Aufbauend auf einem Simulationsmodell zur Berechnung von Wasserbewegung und Wasseraufnahme durch Pflanzenwurzeln in einem ungesättigten Bodenprofil wurde ein Verfahren entwickelt, das eine umfassende Darstellung über die Wasserbewegung in der ungesättigten Zone ermöglicht (DUYNISVELD und STREBEL, 1983). Dieses Verfahren liefert eine graphische Darstellung der Bewegung des Wassers im Boden in der Zeit (Zeit-Tiefen-Kurven) unter der Annahme, daß die Verlagerung einzelner Wassermoleküle in vertikaler Richtung nach dem Verdrängungsprinzip (Piston-flow, ohne Diffusion-Dispersion) stattfindet. Die Verlagerung des Wassers im Boden wird dabei von folgenden Faktoren beeinflusst: Niederschlag, Interzeption, aktuelle Evaporation, aktuelle Transpiration (Wasserentzug durch Wurzeln aus verschiedenen Tiefen) und nichtstationäre Wasserbewegung (Wassergehalt und Wasserfluß sind eine Funktion der Zeit und der Tiefe). Diese Größen werden im Simulationsmodell berechnet und anschließend im neu entwickelten Verfahren weiter verarbeitet. Mit dem Verfahren kann man Aussagen machen über die Verbleibzeit des Wassers in der ungesättigten Zone bis zum Eintritt in das Grundwasser. Damit bekommt man auch Anhaltspunkte über die Verbleibzeit von im Wasser gelösten, nicht mit der Bodenmatrix reagierenden Stoffen, wie z.B. Chlorid oder Nitrat und deren Verlagerung in der ungesättigten Zone. In diesem Kurzbericht⁺⁺⁾ soll an Hand von einem Beispiel das Verfahren vorgestellt werden.

+) Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe,
Postfach 510153, 3000 Hannover 51

++) Veröffentlichung mit ausführlicher Darstellung in Vorbereitung

2. Prinzip des Verfahrens und Beispiel

Am Anfang einer Simulationsperiode wird ein Bodenprofil in z.B. 10 cm mächtige Tiefenintervalle aufgeteilt (0-10 cm, 10-20 cm usw.). Von jedem Tiefenintervall kann aus dem Wassergehaltsprofil die Anfangswassermenge $W(t=0)$ im cm^3/cm^3 berechnet werden. Mit dem Begriff Tiefenintervall ist eine Wassermenge definiert, die im Boden verlagert werden kann. Die Lage der Grenzen zwischen den Tiefenintervallen als Funktion der Zeit ergibt die Zeit-Tiefen-Kurven. Das in Abb. 1 dargestellte Tiefenintervall ist anfangs 17 cm dick mit einer Wassermenge $W(t=0)=2.8 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (= 28 mm). Wenn an der Bodenoberfläche Wasser infiltriert, dann wird dieses Tiefenintervall nach unten verlagert. Solange es sich im Wurzelraum befindet, kann ihm Wasser durch Wurzeln entzogen werden (Transpiration), in unserem Beispiel sind dies bis zum 70. Tag 6 mm Wasser (W_{auf}). Durch den kombinierten Effekt von Verlagerung und Wasserentzug befindet sich das Tiefenintervall nach 70 Tagen etwa 40 cm tiefer, seine Dicke hat sich durch Wasserentzug auf 14 cm verringert. Nach dem 70. Tag gelangt das Tiefenintervall durch weitere Verlagerung ab 1.0 m Tiefe in einem Bodenhorizont

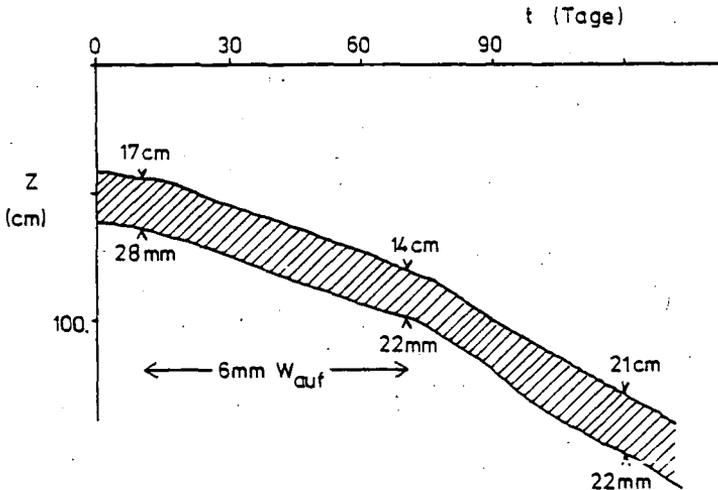


Abb. 1 : Zeit-Tiefen-Kurven eines Tiefenintervalls in einem ungesättigten Bodenprofil

mit geringerem Wassergehalt. Seine Dicke vergrößert sich dadurch auf 21 cm. Da an der Bodenoberfläche Niederschlag infiltriert, müssen für eine deutliche Darstellung immer neue Tiefenintervalle geschaffen werden. Dazu wurde angenommen, daß ein neues Tiefenintervall hinzukommt, wenn die Obergrenze des bisherigen obersten Tiefenintervalls an einem Tag tiefer als 10 cm unterhalb Bodenoberfläche verlagert wird (s. Abb. 2). Wenn an der Bodenoberfläche Evaporation stattfindet, kann ein Tiefenintervall aus einem tieferen Bereich wieder an die Oberfläche gelangen und Wasser durch Evaporation verlieren (s. Abb. 2 am 10. Mai). In Abb. 2 sind die Zeit-Tiefen-Kurven für die Verlagerung der Tiefenintervalle im Jahr 1981 für ein Boden aus 150 cm Löß über kiesigem Sand dargestellt. Tabelle 1 enthält die zugehörigen Wasserbilanzen der Tiefenintervalle. An Hand von vier verschiedenen Tiefenintervallen (A, B, C und D in Abb. 2) soll das Verfahren nun weiter erläutert werden. In Abb. 2 sind auch die Untergrenze des Wurzelraums der Zuckerrüben und der Grundwasserstand in 1981 eingezeichnet.

Das Tiefenintervall A befindet sich am 1.1.1981 in 60 - 70 cm Tiefe, es wird sich bis zum 31.12.1981 auf die Tiefe 197.6 - 208.6 cm verlagern (s. Tab. 1). Aus Abb. 2 geht deutlich hervor, daß dieses Tiefenintervall zu keinem Zeitpunkt innerhalb des Wurzelraumes liegt und deshalb auch kein Wasser durch Entzug von Pflanzenwurzeln verlieren kann.

Das Tiefenintervall B entsteht in der Periode 16.1 - 6.2. Es befindet sich Ende Mai in einer Tiefe von etwa 50 - 60 cm und wird zu diesem Zeitpunkt von Zuckerrübenwurzeln erreicht; die Wasseraufnahme aus diesem Tiefenintervall bis zum Ende der Vegetationsperiode (28.9.1981) beträgt insgesamt 9.6 mm. Am Jahresende befindet sich dieses Tiefenintervall in 100.7 - 107.5 cm Tiefe (s. Tab. 1).

Das Tiefenintervall C entsteht in der Periode 28.5. - 29.6. und befindet sich während der ganzen Vegetationsperiode im Wurzelraum; durch Wurzeln werden ihm insgesamt 44.9 mm Wasser entzogen. Am Ende des Jahres ist es in der Tiefe 78.1 - 83.2 cm.

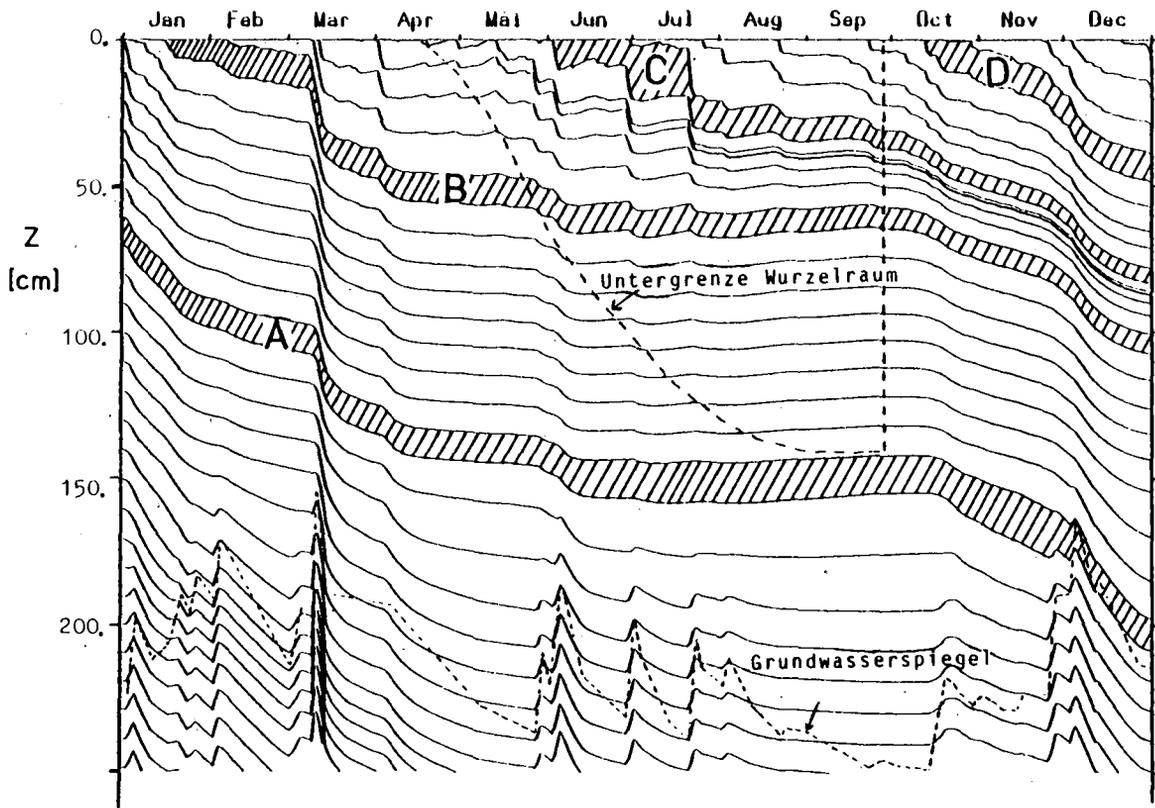


Abb. 2 : Zeit-Tiefen-Kurven für die Verlagerung der Tiefenintervalle im Jahre 1981
(LöB-Parabraunerde mit Zuckerrüben)

TABELLE 1 : WASSERBILANZ UND TIEFENLAGE DER TIEFENINTERVALLE
AM ENDE DER SIMULATIONPERIODE 1.1.1981 - 31.12.1981.

A : NEU ENTSTEHENDE TIEFENINTERVALLE :

DATUM	TIEFENLAGE t=T	RAIN	EI	EA	W t=T	W-AUFN	RAIN/W(t=T)
1.1 - 4.1	116.6-126.2	3.70	0.00	0.15	3.32	0.23	1.1
5.1 - 15.1	107.5-116.6	3.60	0.00	0.13	3.09	0.37	1.2
16.1 - 6.2	100.7-107.5	3.60	0.00	0.31	2.33	0.96	1.6
7.2 - 9.3	94.5-100.7	5.10	0.00	0.89	2.14	2.07	2.4
10.3 - 11.3	90.2- 94.5	3.90	0.00	0.20	1.46	2.24	2.7
12.3 - 25.3	87.4- 90.2	4.57	0.00	1.19	0.98	2.40	4.7
26.3 - 4.4	86.2- 87.4	3.74	0.00	0.90	0.40	2.45	9.4
5.4 - 27.5	83.2- 86.2	9.20	0.01	6.62	1.02	1.56	9.0
28.5 - 29.6	78.1- 83.2	12.42	0.77	5.38	1.77	4.49	7.0
30.6 - 21.7	71.3- 78.1	7.78	0.84	0.88	2.31	3.75	3.4
22.7 - 20.8	65.7- 71.3	5.28	1.11	0.64	1.92	1.61	2.8
21.8 - 22.9	57.3- 65.7	5.05	1.35	0.27	2.89	0.54	1.7
23.9 - 11.10	48.8- 57.3	3.92	0.17	0.84	2.87	0.03	1.4
12.10 - 19.10	39.2- 48.8	3.54	0.00	0.31	3.23	0.00	1.1
20.10 - 23.11	29.5- 39.2	4.13	0.00	0.96	3.17	0.00	1.3
24.11 - 3.12	16.2- 29.5	4.37	0.00	0.16	4.21	0.00	1.0
4.12 - 14.12	5.0- 16.2	3.63	0.00	0.14	3.48	0.00	1.0
15.12 - 31.12	0.0- 5.0	1.70	0.00	0.12	1.58	0.00	1.0
		89.23	4.25	20.11		22.70	

B : VORGEGEBENE TIEFENINTERVALLE :

TIEFENLAGE t=0	W(t=0)	TIEFENLAGE t=T	W(t=T)	W-AUFN.	W(t=0)/W(t=T)
0.0 - 10.0	3.09	126.2 - 134.8	2.97	0.12	1.0
10.0 - 20.0	3.09	134.8 - 143.5	3.00	0.10	1.0
20.0 - 30.0	3.15	143.5 - 154.4	3.10	0.05	1.0
30.0 - 40.0	3.25	154.4 - 169.9	3.23	0.02	1.0
40.0 - 50.0	3.33	169.9 - 184.9	3.31	0.02	1.0
50.0 - 60.0	3.39	184.9 - 197.6	3.38	0.01	1.0
60.0 - 70.0	3.42	197.6 - 208.6	3.42	0.00	1.0
70.0 - 80.0	3.42	208.6 - 218.9	3.42	0.00	1.0
80.0 - 90.0	3.42	218.9 - 229.1	3.42	0.00	1.0
90.0 - 100.0	3.43	229.1 - 239.4	3.43	0.00	1.0
100.0 - 110.0	3.43	239.4 - 249.6	3.43	0.00	1.0
110.0 - 120.0	3.43	249.6 - 259.8	3.43	0.00	1.0
120.0 - 130.0	3.44	259.8 - 270.1	3.44	0.00	1.0
130.0 - 140.0	3.44	270.1 - 280.4	3.44	0.00	1.0
140.0 - 150.0	3.10	280.4 - 289.6	3.10	0.00	1.0
150.0 - 160.0	2.41	289.6 - 296.8	2.41	0.00	1.0
				0.32	

DATUM = ENTSTEHUNGSPERIODE DES TIEFENINTERVALLS
TIEFENLAGE = OBER- UND UNTERGRENZE DES TIEFENINTERVALLS IM PROFIL
t = 0 = AM ANFANG DER SIMULATIONSPERIODE
t = T = AM ENDE DER SIMULATIONSPERIODE
RAIN = NIEDERSCHLAG CM
EI = INTERZEPTION CM
EA = AKTUELLE EVAPORATION CM
W(t=T) = WASSERMENGE DES TIEFENINTERVALLS AM ENDE DER SIM.-PERIODE CM
W-AUFN. = WASSERAUFNAHME AUS DEM TIEFENINTERVAL DURCH PFLANZENWURZELN CM

Das Tiefenintervall D entsteht erst nach der Vegetationsperiode (12. - 19.10), deshalb treten nur Verluste durch aktuelle Evaporation (3.1 mm) auf, und befindet sich am Ende des Jahres in der Tiefe 39.2 - 48.8 cm.

Aus Abb. 2 wird auch deutlich, daß die Wasseraufnahme durch Wurzeln eine deutliche Stauchung der betreffenden Tiefenintervalle verursacht (vgl. Intervall C in der Periode Ende Juni bis Ende September). Eine deutliche Dehnung durch unterschiedliche Wassergehalte in verschiedenen Bodentiefen zeigt das Tiefenintervall direkt unter Intervall A. Am Anfang des Jahres ist dieses Tiefenintervall 10 cm dick bei einem Wassergehalt von $0.342 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (Tiefe 70 - 80 cm). Ab Anfang Juni befindet es sich in einem Tiefenbereich mit einem deutlich niedrigeren Wassergehalt ($0.19 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) und dehnt sich deshalb auf eine Dicke von etwa 18 cm aus.

3. Schlußfolgerungen und Zusammenfassung

Mehrjährige Berechnungen für ein Lößbodenprofil bei einem Grundwasserflurabstand von etwa 2.50 m unter Gelände ergaben eine Verbleibzeit des Wassers im ungesättigten Bodenbereich von 2-3 Jahren. Unter sonst gleichen Bedingungen sind die Verbleibzeiten bei Sandböden dagegen wesentlich geringer. Diese Beispiele zeigen, daß man bei Bestimmung von Herkunft und zeitlicher Zuordnung von höheren Nitratkonzentrationen im oberflächennahen Grundwasser die vor allem boden- und witterungsbedingten Unterschiede in der Verbleibzeit im Boden berücksichtigen muß. Um in dieser Hinsicht eine zuverlässige Aussage treffen zu können, ist eine sorgfältige Analyse der Wasserbewegung in der ungesättigten Zone notwendig.

Wir danken für die finanzielle Unterstützung unserer Untersuchungen durch Mittel des Umweltbundesamtes.

4. Literatur

DUYNISVELD, W.H.M. und O. STREBEL (1983) : Entwicklung von Simulationsmodellen für den Transport von gelösten Stoffen im wasserungesättigten Böden und Lockersedimenten. Texte 17/83, Umweltbundesamt Berlin, 197 S.

Penetrometerwiderstand und Wurzelwachstum von Hafer

von

Ehlers, W., U. Köpke, F. Hesse und W. Böhm*

Im Vergleich zu konventionell bearbeiteten Böden zeigen ackerbaulich genutzte Böden, die bearbeitungsfrei bewirtschaftet werden (zero-tillage), im allgemeinen im A_p -Horizont eine höhere Lagerungsdichte. In dieser Feldstudie sollte geprüft werden, ob und wie sich die unterschiedliche Lagerungsdichte der beiden Bearbeitungssysteme auf den Penetrometerwiderstand und auf das Wurzelwachstum von Hafer auswirkt. Dazu wurden auf einer Löß-Parabraunerde außer Lagerungsdichte wöchentlich die Wurzellängendichte (cm Wurzellänge pro cm^3 Boden), der gravimetrische Bodenwassergehalt und der Penetrometerwiderstand als Funktion der Tiefe bestimmt. Außerdem wurde der Anteil von Bioporen (alte Wurzelbahnen und Regenwürmergänge) an der Gesamtfläche bzw. am Gesamtvolumen des Bodens in verschiedenen Tiefen ausgezählt.

Folgende Ergebnisse werden kurz mitgeteilt:

1. Bis 20 cm Tiefe besitzt der bearbeitete Boden eine geringere Lagerungsdichte und einen geringeren Penetrometerwiderstand als der unbearbeitete Boden. Andererseits ist in 25-30 cm Tiefe bei der bearbeiteten Variante mit beiden Kenngrößen eine ausgeprägte Bearbeitungsverdichtung nachzuweisen, die bei "unbearbeitet" fehlt.
2. Bis 25 cm Tiefe ist die Wurzellängendichte des Hafers höher bei "bearbeitet", innerhalb und unterhalb der Verdichtungszone aber niedriger im Vergleich zu "unbearbeitet".
3. Der Penetrometerwiderstand ist bei beiden Bearbeitungsvarianten eine Funktion der Lagerungsdichte und des Bodenwassergehaltes.
4. Trotz großer Streuung der Werte lassen sich signifikante Beziehungen zwischen Wurzelwachstum und Penetrometerwiderstand nachweisen. Im bearbeiteten A_p -Horizont (0-25 cm) wachsen die Wurzeln bei geringeren Penetrometerwiderständen als im unbearbeiteten A_p -Horizont und in den beiden (unbearbeiteten) Unterböden (25-60 cm). Im bearbeiteten A_p endet das Wurzelwachstum bei einem Penetrometerwiderstand von 36 bar, in den unbearbeiteten Horizonten jedoch erst bei 46-51 bar.

* Institut für Pflanzenbau und Pflanzenzüchtung, von-Siebold-Str. 8, 3400 Göttingen

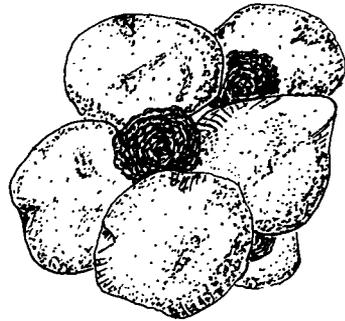
5. Der Unterschied in der Beziehung Wurzelwachstum - Penetrometerwiderstand wird mit einem besonderen Gefügemerkmal erklärt, das in den mechanisch nicht gestörten Horizonten der Löß-Parabraunerde ausgeprägt ist: Durch die Wurzeln von Vorfrüchten und durch Regenwürmer werden kontinuierliche, weitgehend vertikal ausgerichtete Bioporen geschaffen, die in dem Lößboden über längere Zeit (Jahre) erhalten bleiben. Wegen ihres geringen bodenmechanischen Widerstandes stellen diese Bioporen bevorzugte Leitbahnen für die Durchwurzelung nachfolgender Früchte dar. Da die Bioporen aber weniger als 1% des gesamten Bodenvolumens erfüllen, werden sie mit Feldpenetrometern, die an ihrer Spitze eine Basisfläche von 1 cm² besitzen, nicht registriert. Dadurch entsteht der Eindruck, daß im unbearbeiteten Boden die Wurzeln bei höheren Penetrometerwiderständen wachsen können als im bearbeiteten Boden.
6. Nach Unterlassen der Bodenbearbeitung kann die biologische Durchporung der negativen Wirkung einer höheren Lagerungsdichte auf das Wurzelwachstum entgegenwirken. Auf Böden mit geringer biologischer Aktivität und auf Böden, bei denen die Bioporen durch Quellung zerstört werden, kann dagegen die Durchwurzelungsdichte und Durchwurzelungstiefe bei bearbeitungsfreiem Ackerbau eingeschränkt werden.
7. Ein ausführlicher Bericht ist veröffentlicht worden:
Ehlers, W., Köpke, U., Hesse, F. und Böhm, W., 1983: Penetration resistance and root growth of oats in tilled and untilled loess soil.
Soil Tillage Res., 3: 261-275

Saugspannungs-Wassergehalts-Beziehungen von Sandböden unterschiedlichen Humusgehaltes, erstellt mit der Drucktopf- und der Zentrifugen-Methode

von

Frede, H.G., S. Gäth und B.Meyer *

Als gebräuchliches Verfahren zur Bestimmung der Saugspannungs-Wassergehalts-Funktion hat sich im Bereich von 0 bis 15 bar die Drucktopf-methode durchgesetzt. Bei Böden mit Schwammstruktur, d.h. Böden, die in einzelnen Kompartimenten Wasser binden, ohne daß ein leitender kapillarer Kontakt mit der keramischen Platte hergestellt ist, kann jedoch die Drucktopfmethode zu hohe fehlerhafte Werte für den Wassergehalt liefern. Dies ist neben Tuff- und Moor-Böden auch bei humosen Sandböden zu erwarten, in denen das Wasser schwammartig von den porösen koprogenen Humuskörperchen (Moderteilchen) gebunden wird (s. nebenstehende Abb.). Diese Erscheinung läßt sich z.T. dadurch beheben, daß die Probe zur Herstellung eines besseren Kontaktes mit der keramischen Platte durch eine Druckmembran angepreßt wird (vgl. WATERS, 1980).



Kotbällchen (\emptyset 125 μ m) als Schwämmchen eingebettet in dichte Mineralkorn-Packung (\emptyset 300 μ m)

Grundsätzlich lassen sich solche Proben besser mit Hilfe der Zentrifugalkraft entwässern. Dieses Verfahren ist seit über 75 Jahren bekannt, findet jedoch in der Praxis nur wenig Anwendung.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der Anpassung der Zentrifugen-Methode an die Untersuchung von Sandböden und dem Vergleich dieser Methode mit der Drucktopfmethode.

Methode

Bei der Zentrifugen-Methode wird das in der Drucktopfanlage wirksame pneumatische Potential durch das Zentrifugalpotential ersetzt. Die zum Erreichen einer definierten Saugspannung notwendige Drehzahl errechnet sich aus der von STUDER (1961) aufgestellten Beziehung:

$$N = \sqrt{\frac{\psi \cdot g \cdot 900}{r}} \text{ U/min}$$

N = Umdrehungen/min
g = Erdbeschleunigung

ψ = Saugspannung (mbar)
r = Abstand der Probe von der Achse (cm)

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

Diese Formel ist anwendbar bei Probenhöhen bis 10 mm. Bei größeren Höhen ist die unterschiedliche Zentrifugal-Beschleunigung der Probenunter- und Oberseite zu berücksichtigen, so wie das von RUSSEL and RICHARDS (1938) und SAKURAI (1976) gehandhabt wird.

Die Untersuchungen werden in einer Hochgeschwindigkeitszentrifuge mit Winkelkopf-Rotor durchgeführt, die bei gegebenem Probenabstand zum Achsenzentrum (= 11 cm) zur Erreichung von Saugspannungen entsprechend pF 4,2 ca. 11.500 U/min erbringen muß.

Die Probe wird pastenförmig in einen Siebeinsatz gebettet, der achsenparallel in den Zentrifugeneinsatz gelegt wird (Abb. 1). Die Trommeldrehzahl wird durch ein Stroboskop kontrolliert, das bei 13.000 U/min noch eine Genauigkeit von ± 20 U/min garantiert.

Die Zentrifuge ist mit einer Kühlvorrichtung ausgestattet, die das Einhalten konstanter Temperaturen erlaubt und damit Verdunstungsverluste reduziert. Voruntersuchungen haben gezeigt, daß bei einer Erhöhung der Zentrifugentemperatur von 0 auf 20 °C der Endwassergehalt um ca. 3 Gew.% abnimmt.

Die Zentrifugierdauer ist abhängig vom Ton- und Humusgehalt und dem zu bestimmenden pF -Wert. Zeitreihenmessungen haben gezeigt, daß die von STUDER (1961), KUNTZE (1965) und De BOOT (1967) angegebenen Zentrifugierzeiten von 30 - 40 min vor allem bei hohen Saugspannungen zu gering sind. Erst eine Zentrifugierdauer von 60 min ist als ausreichend anzusehen. Sie wurde für alle Böden und pF -Stufen gewählt.

Die pF -Bestimmung in der Zentrifuge und im Drucktopf wurden in 8-facher Wiederholung durchgeführt.

Versuchsböden

Für die Untersuchungen wurden 4 Sandböden folgender Zusammensetzung ausgewählt.

Tab. 1: Humusgehalte und Korngrößenverteilung der Versuchsböden

		Böden			
		1	2	3	4
Humusgehalt %		3,26	7,10	3,84	7,64
Korngrößen %	2000-630 μm	3,6	4,0	2,3	2,7
	630-200 μm	77,1	72,3	49,1	51,5
	200- 63 μm	12,2	15,4	41,2	37,7
	63 μm	7,1	8,3	7,4	8,1

Ergebnisse

In Abbildung 2 zeigen die mit der Zentrifuge gewonnenen pF -Kurven 2 Schnittpunkte mit den Drucktopf- pF -Kurven und zwar sowohl bei niedrigem wie auch bei hohem Humusgehalt.

Der obere Schnittpunkt, der bei etwa pF 3 liegt, kennzeichnet die Grenze, von der ab die Drucktopfmethode zu hohe Wassergehalte liefert. Die Größe der Differenz ist abhängig von der Höhe des Humusgehaltes. Abbildung 3 stellt dies für den Totwasseranteil dar.

Bei dem höchsten untersuchten Humusgehalt von 7,6 % ergab die Drucktopf-Methode einen um 2,5 Gew.% zu hohen Totwassergehalt.

Die nutzbare Feldkapazität (pF 1,8 bis 4,2) steigt um 2,5 Gew.%

H₂O je 1 % Humus, wenn man die Zentrifugen-Methode anwendet, dagegen nur um 2,1 Gew.% bei Anwendung der Drucktopf-Methode.

Der untere Schnittpunkt der pF-Kurven in Abbildung 2 fällt ungefähr mit dem Wendepunkt dieser Kurven zusammen, der das Korngrößenverteilungsmaximum der Kurven wiedergibt. Unterhalb dieser Schnittpunkte werden die Wassergehalte nach der Zentrifugen-Methode infolge Verdichtung der Proben zu niedrig bestimmt. In diesem strukturabhängigen Sekundärporenbereich liefert die Zentrifugen-Methode fehlerhafte Werte.

Abbildung 4 gibt die Trockendichte nach dem Zentrifugieren als Funktion bestimmter Saugspannungen wieder. Die nicht zentrifugierten Bodenproben hatten Trockendichten von 1,3 bis 1,4. Die Trockendichte steigt mit zunehmender Zentrifugalbeschleunigung und daraus abzuleitendem pF-Wert.

Die in der Zentrifuge erzielte Trockendichte bei pF 4,2 war abhängig vom Humusgehalt, d.h. von der Elastizität des Humus. Sie betrug bei Humusgehalten von 3,26 bis 3,84 % 1,9 bis 2,0, bei Humusgehalten von 7,1 bis 7,64 % nur 1,6 bis 1,7.

Schlußfolgerungen

1. Bei Böden mit Schwammstruktur, im besonderen bei Sandböden mit höheren Humusgehalten, liefert die Zentrifugen-Methode im texturabhängigen Porenbereich und besonders beim Totwasser verlässlichere, d.h. niedrigere Werte als die Drucktopf-Methode. Dieses gilt für Humusgehalte über 1,5 Gew.% und gewinnt mit steigenden Humusgehalten an Bedeutung.
2. Im gesamten texturabhängigen Porenbereich (bei Sandböden etwa von pF 2 bis 4,2) stellt die Zentrifugen-Methode eine Schnellmethode dar. Die Bestimmung einer Druckstufe dauert etwa 1 Stunde.
3. Im strukturabhängigen Porenbereich versagt die Zentrifugen-Methode wegen zu starker Verdichtung der Bodenprobe.

Literatur

- De BOODT, M., 1967: Determination of the moisture characteristic between pF 2 and 5 by means of a centrifuge, West European Methods for Soil Structure Determination V, 77 - 78
- KUNTZE, H., 1965: Physikalische Untersuchungsmethoden für Moor- und Anmoorboden, Landwirtschaftl. Forschung 18, 178 - 191
- RUSSEL, M.B. and L.A. RICHARDS, 1938: The determination of soil moisture energy relations by centrifugation, Soil Sci. Soc. Am. Proc. 3, 65 - 69
- SAKURAI, Y., 1976: Relations between pF and moisture content of soils by centrifuging method, Transactions of the Japanese Soc. of Irrigation, Drainage and Reclamation Engineering 64, 1 - 6
- STUDER, R., 1961: Methode de determination des reserves hydriques des sols, Annales Agronomique 12, 599 - 608
- WATERS, P., 1980: Comparison of the ceramic plate and the pressure membrane to determine the 15 bar water content of soils, J. Soil Sci. 31, 443 - 446

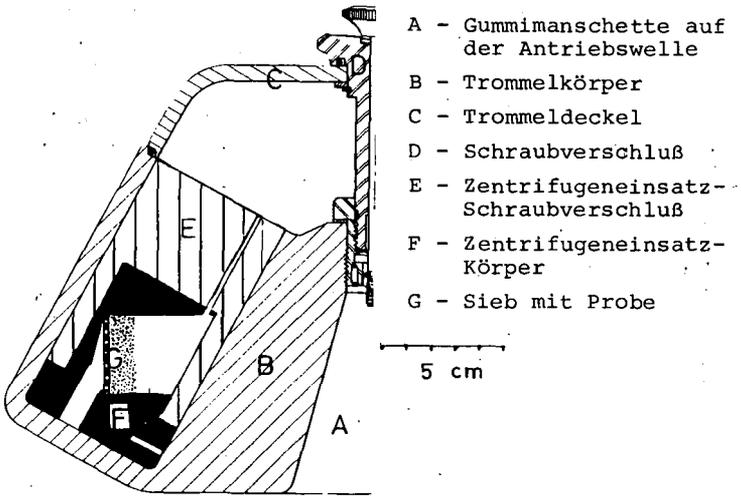


Abb. 1: Querschnitt durch den Winkelkopffrotor mit dem Zentrifugeneinsatz.

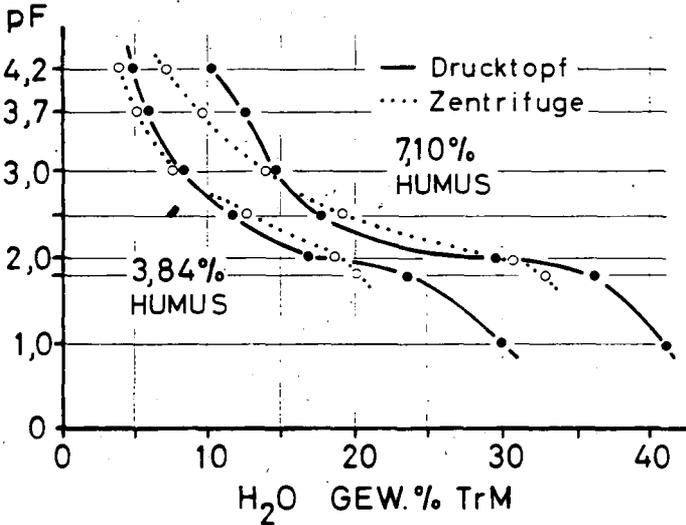


Abb. 2: Wassergehalts-Saugspannungsbeziehung für zwei Sandböden in Abhängigkeit von der Methode und dem Humusgehalt

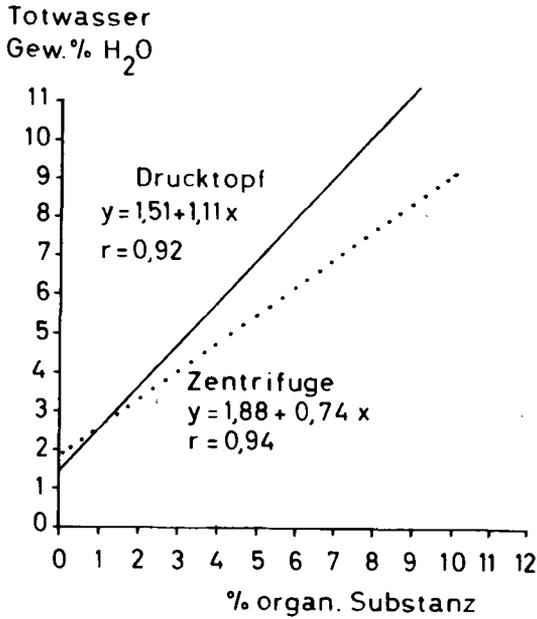
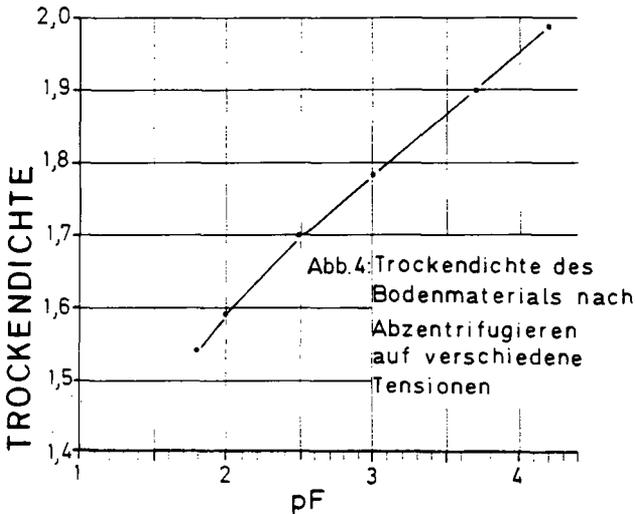


Abb.3: Abhängigkeit des Gehaltes an Totwasser von der Bestimmungsmethode bei verschiedenem Gehalt an organischer Substanz.





Die potentielle Evapotranspiration, gemessen und berechnet nach
verschiedenen Methoden

von

Genid, A., H.G. Frede, B. Meyer*

In der Vergangenheit wurden zahlreiche Formeln zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration (ETpot) entwickelt. Es wurde immer wieder versucht, mit Hilfe weniger meteorologischer Größen die Gesamtverdunstung zu schätzen. Die nicht gemessenen Größen wurden dabei in empirisch bestimmten Faktoren zusammengefaßt. Den sog. empirischen Formeln stehen die theoretischen gegenüber, die die Verdunstung auf der Grundlage physikalischer Gesetzmäßigkeiten bestimmen. Letztere stellen eine Kombination aus der Energiebilanz und aerodynamischen Transportprozessen dar. Empirische Formeln erfordern nur einen geringen Meßaufwand, sind einfach zu handhaben und erfreuen sich deshalb in der Praxis unvermindert großer Beliebtheit. Der Streit über die Genauigkeit von empirischen Formeln ist so alt wie diese Formeln selbst. Der Haupteinwand gegen sie ist: 1. Es sei unmöglich, wesentliche an der Verdunstung beteiligte Größen mit einem Faktor zu erfassen. 2. Die an einem Ort erfaßten Faktoren erlauben nicht die Übertragung der Formel auf andere Klimaregionen.

Ziel der Untersuchung war es, durch einen Vergleich verschiedener empirischer Formeln mit sog. theoretischen Formeln und mit der gemessenen ETpot die Berechtigung dieser Kritik zu überprüfen.

Verwendete empirische Formeln:

Auswahlkriterien für die empirischen Verdunstungsformeln waren:

1. Sie sollten an verschiedenen Orten der Welt getestet worden sein.
2. An dem Ort ihrer Eichung sollten sie eine sehr gute Übereinstimmung mit der gemessenen Etpot aufweisen.
3. Die verschiedenen Formeln sollten unterschiedliche Meßgrößen erfassen.

Auf die Vorstellung der 11 Formeln soll hier verzichtet werden. Sie werden lediglich nach Art und Anzahl der eingehenden Meßgrößen geordnet.

1. Bestimmung der ETpot mit der Lufttemperatur.
THORNTHWAITE (1948), BLANEY and CRIDDLE (1962), HAMON (1961), PAPADAKIS (1965).
Bei HAMON und PAPADAKIS geht bereits der Sättigungsdampfdruck mit in die Berechnung ein. Da er aber eine Funktion der Temperatur darstellt, sollen diese Formeln bereits in dieser Gruppe behandelt werden.
Die 4 Formeln wurden an den verschiedensten Orten der USA getestet.
2. Bestimmung der ETpot aus dem Sättigungsdefizit.
Die in deutschen Regionen bekannteste Formel ist die HAUDE-Formel (HAUDE, 1954). Sie wurde in Hannover geeicht. Sie findet

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

beim Deutschen Wetterdienst Anwendung und ist in der DIN 19685 festgelegt.

3. Bestimmung der ETpot aus der Lufttemperatur und der Solarstrahlung.

Von den zahlreichen Autoren, die diese Größen zur Berechnung der Verdunstung heranziehen, wurden ausgewählt:

STEPHANS and STEWART (1963), TURC (1954), JENSEN and HAISE (1963), MAKKINK (1957).

Die Eichungen wurden in den USA und den Niederlanden vorgenommen.

Theoretische Formeln:

Die bekannteste unter den theoretischen Formeln ist die von PENMAN (1948), die hier gemeinsam mit der van BAVEL-Formel (van BAVEL, 1966) untersucht wurde. Die van BAVEL-Formel, die auf der von PENMAN aufbaut, stellt deshalb einen Fortschritt dar, weil in sie pflanzenspezifische Größen aufgenommen wurden. Sie enthält auch keine empirischen Größen mehr wie die PENMAN-Formel. Sie ist damit auch frei von ortsspezifischen Größen und müßte die Forderung einer universellen Einsetzbarkeit erfüllen.

Gemessene ETpot:

Sehr viele Verdunstungsformeln wurden an wägbaren Lysimetern oder an grasbewachsenen Kleinlysimetern mit hohem Grundwasserstand geeicht. Die Definition der ETpot, so wie sie 1948 von PENMAN formuliert wurde, legt die Eichung an solchen Kleinlysimetern auch geradezu nahe.

Abb. 1 zeigt einen Schnitt durch ein Kleinlysimeter und die Aufsicht auf die Meßstation.

Die Lysimeter sind mit Löss-C-Material gefüllt. In 30 cm Tiefe ist ein Grundwasserspiegel eingestellt, der über ein mit dem Grundwasser kommunizierendes Rohr außerhalb des Kleinlysimeters kontrolliert wird. Bei fallendem Grundwasserspiegel öffnet ein Schwimmer ein Zulaufventil, so daß Wasser aus einem Vorratsbehälter nachfließen kann. Sickerwasserüberschuß wird über einen Überlauf abgeleitet und gesammelt.

Aus der Summe von Niederschlag und Zulauf in das Lysimeter sowie Abzug der Sickerwassermenge läßt sich die Potentielle Verdunstung für den Grasbestand errechnen. Abgelesen wird einmal täglich.

Ergebnisse:

Tabelle 1 zeigt die mittleren Jahressummen der ETpot, berechnet nach verschiedenen Methoden, für den Zeitraum von 3 Jahren. Von der mittleren Verdunstung von 556 mm weichen die einzelnen Formeln weit ab. Die niedrigsten Jahreswerte werden bei STEPHANS and STEWART und die höchsten bei BLANEY and CRIDDLE bestimmt. Diejenigen empirischen Formeln, die nur die Temperatur verwenden, liegen über dem Mittel, diejenigen, die Temperatur und Strahlung berücksichtigen, liegen unter dem Mittel. Die HAUDE-Verdunstung stimmt mit dem Mittel überein.

Für einen Zeitraum von 120 Tagen wurde die berechnete Tagesverdunstung mit der gemessenen verglichen. Tabelle 2 zeigt, daß die Formeln, die bereits bei der Jahresverdunstung große Abweichungen zeigten, auch bei der Tagesverdunstung stark streuen.

Die größten Abweichungen sind bei STEPHANS and STEWART zu registrieren. Bei einer gemessenen Verdunstung von 334 mm zeigt sie nur 209 mm bei einer Standardabweichung von 5,07 mm. Am Beispiel dieser Formel läßt sich die Problematik von empirischen Verdunstungsformeln deutlich aufzeigen. Die Formel wurde von STEPHANS and STEWART in Südflorida getestet. Allein der Unterschied im Bewölkungsgrad

des Teststandortes zum Meßstandort Norddeutschland kann entscheidend dafür gewesen sein, daß die ermittelten Faktoren keine Gültigkeit mehr haben.

Von den empirischen Formeln schneiden in dem Vergleich nur die von JENSEN and HAISE - getestet in Californien - und die HAUDE-Formel befriedigend ab. Daraus ist jedoch nicht abzuleiten, daß die HAUDE-Formel besser ist als andere. Sie hatte lediglich den Vorteil, daß sie an dem Standort getestet wurde, für den sie auch entwickelt wurde. Sie hatte gewissermaßen Heimvorteil. Bei einem Vergleich in Florida würde sie mit Sicherheit wesentlich schlechter abschneiden.

Von den sogenannten theoretischen Formeln konnte nur die van-BAVEL-Formel befriedigen. Sie zeigt eine absolute Übereinstimmung mit der gemessenen Gesamtverdunstung und die geringste Standardabweichung. Die PENMAN-Formel schneidet nicht besser ab als alle empirischen Formeln. Sie ist wesentlich schlechter als die HAUDE-Formel. Die Ergebnisse bestätigen die von van EIMERN (1964) und von TANNER and PELTON (1960) geübte Kritik an dieser Formel, nach der der Einfluß der Strahlung überbewertet und das Ventilationsfeuchteglied nur ungenügend berücksichtigt ist. Die PENMAN-Formel bietet keinerlei Vorteil gegenüber den einfacher zu handhabenden empirischen Formeln. Die Tatsache, daß bei von BAVEL kein größerer Aufwand als bei PENMAN zu betreiben ist, zwingt dazu, bei der Wahl einer Kombinationsformel immer die von van BAVEL zu wählen.

Zusammenfassung:

In einem Methodenvergleich wurden 11 Verdunstungsformeln miteinander und mit der gemessenen ET_{pot} verglichen. Die 11 Formeln ließen sich in 9 empirische und 2 theoretische gliedern.

Die Ergebnisse waren:

1. Die Verdunstungsformeln liefern stark voneinander abweichende Ergebnisse.
2. Für die empirischen Formeln kann gesagt werden, daß sie ohne Korrektur nur in dem Gebiet angewendet werden dürfen, in dem sie auch getestet worden sind. Bei ihrer Anwendung auf andere Regionen sind ihre Ergebnisse zum größten Teil unbrauchbar.
3. Die HAUDE-Formel konnte in dem Vergleich nur deshalb so gute Ergebnisse liefern, weil sie in dem Gebiet eingesetzt wurde, für das sie auch entwickelt worden war.
4. Eine universelle Einsatzmöglichkeit ist nur bei der van BAVEL-Formel gegeben. Sie zeigte von allen 11 getesteten Formeln die beste Übereinstimmung mit der gemessenen Verdunstung. Die PENMAN-Formel konnte in den Untersuchungen nicht befriedigen.

Literatur:

- van BAVEL, C.H.M., 1966: Potential evaporation: The combination concept and its experimental verification, Water Resources Res. 2(3), 455 - 467
- BLANEY, H.F. and W. CRIDDLE, 1962: Determining consumptive use and irrigation water requirements, U.S. Dept. Agr. Tech. Bul. 1275, 59 ff
- van EIMERN, J., 1964: Zum Begriff und zur Messung der potentiellen Evapotranspiration, Meteor. Rdsch. 17, 33 - 42
- HAMON, W.R., 1961: Estimating potential evapotranspiration, Amer. Soc. Civ. Engin. Proc., Jour. Hydrol. Div. 87 (Hy3), 107 - 120
- HAUDE, W., 1954: Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration, Mitteilungen des Deutschen Wetterdienstes 8, 3 - 22

- JENSEN, M.E. and H.R. HAISE, 1963: Estimating evapotranspiration from solar radiation, Amer. Soc. Civ. Engin. Proc., Jour. Irring. and Drain Div. 89 (IR-4), 15 - 41
- MAKKINK, G.F., 1957: Testing the Penman Formula by means of lysimeters, Jour. Inst. Water Engin 11, 277 - 288
- PAPADAKIS, J., 1965: Potential evapotranspiration, Av. Cordoba 4564, Buenos Aires, Argentina, 54 ff
- PENMAN, H.L., 1948: Natural Evaporation from open water, bare soil and grass, Roy. Soc. London, Proc., Ser. A 193, 120 - 145
- STEPHANS, J.C. and E.H. STEWART, 1963: A comparison of procedures for computing evaporation and evapotranspiration, Publ. 62, Internatl. Assoc. Sci. Hydrol., International Union of Geodesy and Geophysics, Berkeley, Calif. Pp. 123 - 133
- TANNER, C.B. and W.J. PELTON, 1960: Potential evapotranspiration estimated by the approximate energy balance method of Penman, J. Geoph. Res. 65, 3391 - 3413
- THORNTHWAITE, C.W., 1948: An approach toward arational classification on climate, The. geogr. Rev. 38, 55 - 94
- TURC, L., 1954: Le bilan d'eau des sols, Relations entre les precipitations, l'evaporation et l'ecoulement, Sols Africains (Paris) 3, 138 - 172

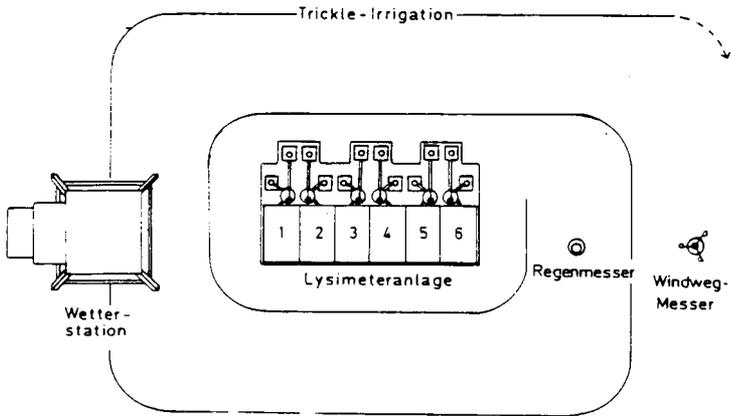
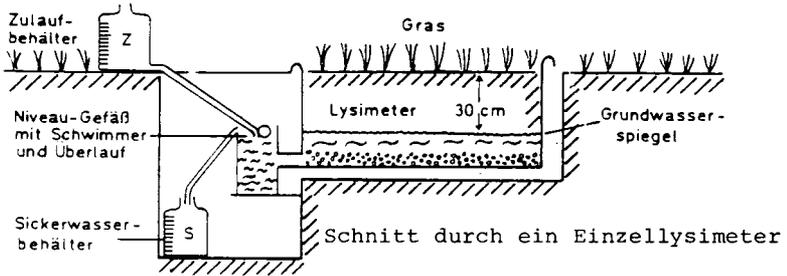


Abb. 1: Aufbau der Lysimeteranlage zur Bestimmung der Potentiellen Evapotranspiration

verwendete meteorologische Größen	Autor		Jahresverdunstung mm	
Temperatur	Thornthwaite	empirisch	630	
	Blaney + Criddle		786	
	Hamon		608	
	Papadakis		556	
Temperatur + Luftfeuchtigkeit	Haude			554
Temperatur + Strahlung	Stephens + Stewart			335
	Turc			507
	Jensen + Haise			520
	Makkink			432
„alle meteorologischen Größen“	Penman		theor.	551
	v. Bavel		638	

Ø 556

Tab. 1: Mittlere jährliche ETpot der Jahre 1977-1979, ermittelt aus Tageswerten nach verschiedenen Berechnungsformeln

Methode bzw. Autor	Gesamt ETpot	Differenz zu Graskästen		Standard-abweichung s
	mm	mm	%	
Graskästen	334,2	-	100	-
Thornthwaite	368,4	+34,2	+10,2	0,79
Blaney+Criddle	430,0	+95,8	+29,0	2,10
Hamon	378,1	+43,9	+13,1	0,98
Papadakis	271,1	-63,1	-18,9	2,74
Haude	328,5	- 5,7	- 1,7	0,65
Stephens+Stewart	209,2	-125,0	-37,4	5,07
Turc	293,2	- 41,0	-12,3	1,89
Jensen+Haise	330,4	- 3,8	- 1,1	0,34
Makkink	255,1	- 79,1	-23,7	3,46
Penman	317,5	-16,7	- 5,0	1,22
v. Bavel	334,0	- 0,2	- 0,06	0,27

Tab.2: Gemessene und berechnete ETpot - Tageswerte für die Zeit vom 1.4. - 31.7.1979.

Laborversuche mit körnigem Gasbeton zur
physikalischen Melioration von schweren Böden

von

Gölz, H., B. Huwe und R.R. van der Ploeg *

(Kurzfassung)

Einleitung und Problemstellung

In der Bundesrepublik fallen jährlich große Mengen industrieller Abfall- und Nebenprodukte an, deren Beseitigung Kosten verursacht und deren Ablagerung Probleme aufwirft. Dabei handelt es sich zum Teil auch um Materialien, die für Meliorationen geeignet erscheinen (vgl. HARTGE, 1972). Ein Beispiel aus der Bauindustrie ist der zu den Leichtbetonen zählende Gasbeton. Als Gasbeton werden Betone bezeichnet, bei denen das porige Gefüge durch Zusatz von gasbildenden Treibmitteln zum Frischbeton erreicht wird. Der hohe Porenanteil gewährleistet eine gute Wärmeisolierung und durch die niedrige Rohdichte ist der Baustoff sehr leicht. Gasbeton besteht aus Calciumhydrosilikaten. Der kalkwirksame Anteil, bestimmt nach dem Düngemittelgesetz, beträgt ca. 20 %. Gasbetonabfälle können auf verschiedene Korngrößen gemahlen und gesiebt werden. Durch den hohen Anteil an Poren, die große Oberfläche und den Kalkanteil könnte dieses Material zur Melioration schwerer Böden geeignet sein. Es liegen zwar Untersuchungen über synthetische und natürliche Bodenverbesserungsmittel vor (BUCHNER et al., 1969, GEBHARDT, 1972, KULLMANN, 1972), industrielle Abfallprodukte wurden dagegen noch wenig auf ihre Meliorationseigenschaften hin geprüft. In Laborversuchen sollte deshalb untersucht werden, ob und in welcher Größenordnung die Beimischung von Gasbeton einen unmittelbaren Einfluß auf bodenphysikalische Eigenschaften hat.

Versuchsaufbau

Als Ausgangsmaterial für die Versuche wurde der Ap-Horizont eines

* Institut für Bodenkunde und Standortslehre der

Universität Hohenheim, Postfach 700562, 7000 Stuttgart 70

Pelosols aus Keuper-Lettenton gewählt. Das Material enthält 8 % Sand, 43 % Schluff und 49 % Ton. Wegen schlechter Durchlüftung, geringer Durchwurzelbarkeit und Schwierigkeiten bei der Bearbeitung ist die landwirtschaftliche Nutzung problematisch.

Aus dem Ap-Horizont wurden Stechzylinderproben entnommen und damit die pF-Kurve des Bodens bestimmt. Es wurde Bodenmaterial ins Labor gebracht, dort getrocknet, zerkleinert und auf ≤ 5 mm gesiebt. Für die Untersuchungen wurde Gasbeton in 4 verschiedenen Korngrößen verwendet: 3-5 mm, 1-3 mm, 0,5-1,5 mm und $\leq 0,5$ mm. Aus dem gesiebten Material wurden mit den verschiedenen Körnungen Gasbeton 3 Mischungsverhältnisse hergestellt und zwar 5, 10 und 15 Volumenprozent. Bei allen Behandlungen wurde die gleiche Trockenraumdichte von $1,26 \text{ g/m}^3$ eingestellt. Anschließend wurden sie über einige Wochen gleichmäßig feucht gehalten.

An Stechzylinderproben wurden die folgenden Untersuchungen durchgeführt:

- a) pF-Kurve (4)
- b) Trockenraumdichte (6)
- c) Leitfähigkeit für Luft bei verschied. pF-Stufen (4)
- d) gesättigte Wasserleitfähigkeit (5)

In Klammern ist jeweils die Zahl der Wiederholungen angegeben. Außerdem wurde die Substanzdichte bestimmt und damit, zusammen mit der Trockenraumdichte, das Porenvolumen errechnet. Die Scherfestigkeit wurde bei verschiedenen Wassergehalten mittels einer Taschenflügelsonde gemessen.

Für die folgenden Abbildungen bekam jede Behandlung eine Bezeichnung a/b, wobei a den Volumenanteil Gasbeton und b die Körnung bezeichnet (a = 5, 10 oder 15 Vol.% Gasbeton und b = 1, 2, 3, 4, wobei 1 $\hat{=}$ größte Korngröße und 4 $\hat{=}$ feinste Korngröße). Die Nullvariante wurde als K0 bezeichnet.

Ergebnisse

Aus Platzmangel können nur wenige Ergebnisse gezeigt werden. Wir beschränken uns im Folgenden auf eine kurze Darstellung des Einflusses von Gasbeton auf die pF-Kurve sowie auf die Scherfestigkeit.

Die pF-Kurve des Ap-Horizontes des Pelosols zeigt mit weniger als 6 % eine sehr geringe Luftkapazität. Gleichzeitig ist die Welkepunkt-Wasserkapazität mit 28 % relativ hoch. Ein solcher Boden

trocknet im Frühjahr nur langsam ab, wird dann aber schnell zu hart, so daß der Bearbeitungszeitraum eng begrenzt ist. In der Tabelle sind die pF-Kurven der verschiedenen Behandlungen zusammengestellt.

Mischung	Wassergehalt (cm^3/cm^3) bei pF - Stufe					
	- 1	1	2	2.5	3.5	4.2
K0	50.3	44.1	39.3	36.4	27.5	20.5
5/1	50.4	44.7	39.6	37.8	30.0	23.0
5/2	51.3	45.5	39.2	37.1	29.1	22.1
5/3	52.5	44.8	37.4	35.2	28.3	22.4
5/4	53.8	45.6	37.0	34.3	27.3	21.7
10/1	50.8	43.5	41.1	39.5	32.2	25.6
10/2	50.6	44.6	40.5	38.9	33.9	29.2
10/3	52.1	47.4	40.7	38.5	32.8	27.9
10/4	52.2	47.4	41.7	39.5	36.0	33.2
15/1	54.1	45.7	37.1	34.0	31.9	31.1
15/2	55.4	47.6	38.3	35.7	33.3	31.7
15/3	56.1	51.0	38.0	35.1	32.8	31.2
15/4	54.5	49.9	40.5	37.7	35.3	33.8

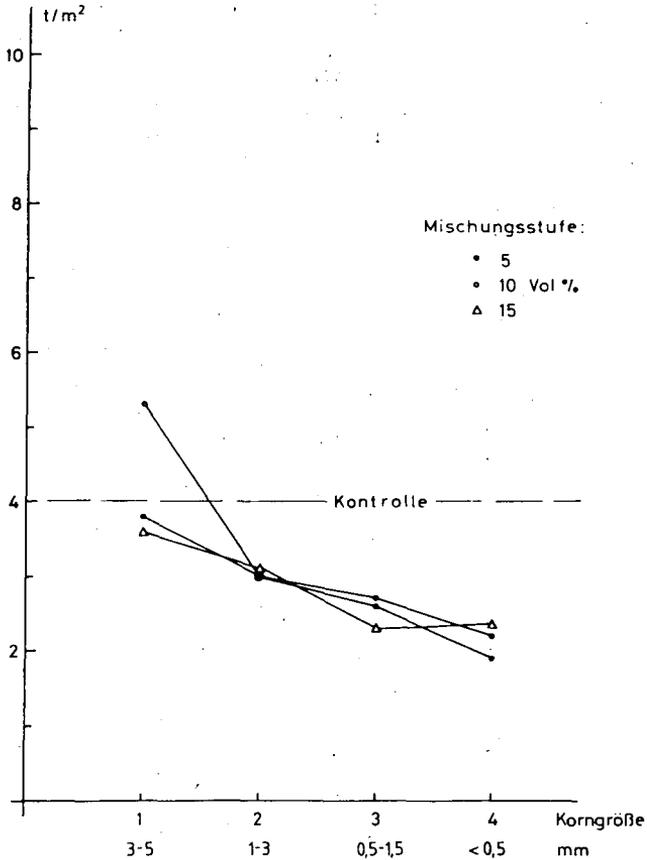
Tab. 1: Die pF-Werte von Tonböden + Gasbeton

Die Porenvolumina sowie die Wassergehalte bei pF1 waren gegenüber der Kontrolle durchweg erhöht. Mit steigender Gasbetonbeimischung nahm jedoch auch die Welkepunkt-Wasser-Kapazität zu, während die nutzbare Wasserkapazität gleichzeitig abnahm. Die Erhöhung des Gesamtporenvolumens beruht demnach in erster Linie auf einer Zunahme des Feinporenanteils, in geringerem Ausmaß auch auf einer Zunahme des Grobporenanteils, ging jedoch immer zu Lasten der für den Wasserhaushalt wichtigen Mittelporen.

Die Scherfestigkeit wurde als Funktion des Wassergehalts untersucht. Sie wurde mit einer Taschenflügelsonde bei einem gravimetrischen Wassergehalt von 15%, 20% und 26% bestimmt. In nahezu allen Fällen hatte die Beimischung von Gasbeton eine deutliche Erniedrigung der Scherfestigkeit im Vergleich zum Kontrollwert zur Folge. In der Abbildung sind die Scherfestigkeiten der Behandlungen bei

einem gravimetrischen Wassergehalt von 20 % aufgetragen. Deutlich ist ein als Oberflächeneffekt zu deutender Trend zu erkennen dergestalt, daß feinere Körnungen bessere Ergebnisse erzielen als größere Korngrößen.

Scherfestigkeit bei 20% WG



Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß feinverteilter Gasbeton günstige Auswirkungen auf einige physikalische Eigenschaften tonreicher Böden haben kann, wobei feinere Korngrößen insgesamt bessere Ergebnisse erzielen als größere Körnungen. Auch scheinen ge-

ringere Beimischungen um die 5 % vielversprechender zu sein als höhere Mischungsstufen. Die oben dargestellten Ergebnisse geben erst Anhaltspunkte über Auswirkungen auf Luft- und Wasserhaushalt sowie Bearbeitbarkeit. Diese müßten dann letztlich in Freilandversuchen präzisiert werden, wobei obige Resultate in die Versuchsplanung Eingang finden können.

LITERATUR

- BUCHNER, A., J. JUNG, P. WEISSER und H. WILL, 1969. Anwendung und Wirkung des Bodenverbesserungsmittels Hygromull. Landwirtschaftl. Forsch. 22, H.2, 94-99
- GEBHARDT, H., 1972. Physikalische und chemische Wirkung von Bodenverbesserungsmitteln auf Kieselsäurebasis (Agrosil). Mitteiln. Dtsch. Bodenkdl. Gesellsch. 15, 225-245
- HARTGE, K.H., 1972. Ziel und Grenzen der Anwendung von natürlichen und synthetischen Bodenverbesserungsmitteln. Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 15, 46-56
- KULLMANN, A., 1972. Synthetische Bodenverbesserungsmittel. VEB Deutscher Landwirtschaftsverlag, Berlin (DDR).



Mechanisierte Holzernte und Oberbodenschäden - Erste Ergebnisse eines
Befahrungsversuches mit drei verschiedenen Reifentypen

von

Hildebrand, E.E. und M. Wiebel⁺

1. Einleitung

Die vorliegenden Ergebnisse sind ein Teilstück aus dem Problemkreis "Befahrung von Waldbeständen und Oberbodenstörung auf Lößlehmstandorten". Bei HILDEBRAND und WIEBEL (1982) wurden die Veränderungen von Kennziffern des Wasser- und Lufthaushaltes auf befahrenen Lößlehmflächen beschrieben. Die Veränderung der Bodenfunktion wurde vor allem im Hinblick auf die Buchennaturverjüngung untersucht (HILDEBRAND, 1983). Es konnten dabei physikalische Grenzzustände im Oberboden für das Auflaufen von Buchensamen festgelegt werden.

In diesem Beitrag geht es darum, Ursache-Wirkungsbeziehungen zu erarbeiten, d.h. es soll versucht werden, das standörtliche Risiko mechanisierter Holzernverfahren auf Lößlehmflächen vorauszusagen.

2. Methode

Die Methodik hierzu sind Befahrungsversuche, die von bodenphysikalischen Untersuchungen begleitet werden. Im Frühjahr 1982 wurden in der Emmendinger Vorbergzone auf einem Lößlehmstandort mit Buchenaltbestand bei hoher Bodenfeuchte vor Vegetationsbeginn mit einem Rückeschlepper "Wette-Junior" drei Fahrspuren durch je 5 Hin- und Herfahrten erzeugt. Zur Simulation des Bodendruckes durch angehängtes Derbholz wurde auf das Rückeschild eine Stahlplatte von 2 t Gewicht aufgeschraubt. Die drei Fahrspuren wurden bei sonst gleichen standörtlichen und technischen Bedingungen mit folgenden Reifen angelegt :

- Standardreifen: Auflagebreite 40 cm
- Breitreifen: Auflagebreite 60 cm
- Breitreifen: Auflagebreite 80 cm (Niederdruckreifen).

3. Ergebnisse

In Abb. 1 ist für die drei Befahrungsvarianten die Änderung der Porung dargestellt. An der Bodenoberfläche nehmen weite und enge Grobporen durch Befahrung erwartungsgemäß stark ab. Die Reduktion der Porenvolumina weist jedoch so gut wie keine Beziehung zum Reifentyp und damit zum spezifischen Bodendruck bei der Befahrung auf. Bei feuchtem Oberbodenmaterial aus Löß reicht

⁺ Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg, Fasanengarten, D-7000 Stuttgart 31 (Weilimdorf)

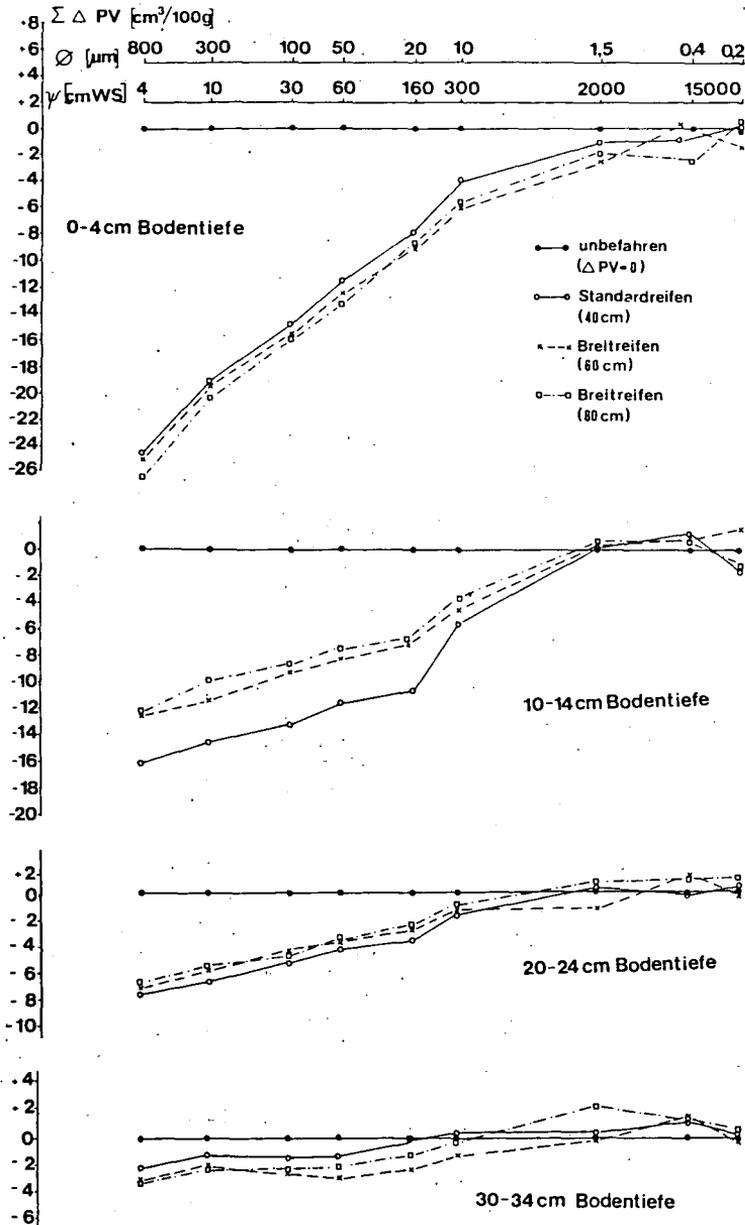


Abb. 1: Summenkurven der Abnahme des Porenvolumens nach Befahrung in Abhängigkeit von der Wasserspannung bzw. dem Porenäquivalentdurchmesser.

offensichtlich der spezifische Bodendruck der Breitreifen aus, um das luftgefüllte Porenvolumen weitgehend zu zerstören, während andererseits durch die höhere Auflast bei den Standardreifen kaum vermehrt wassergefüllte Poren zusammengedrückt wurden. In 10 - 14 cm Bodentiefe erweist sich die verdichtende Wirkung der Standardreifen als größer gegenüber den Breitreifen. Dieser Unterschied baut sich im wesentlichen durch die vermehrte Reduktion von Porenvolumen mit Wasserspannung zwischen 160 und 300 cm WS auf. Da dieses Phänomen an der Bodenoberfläche nicht auftrat, kann man annehmen, daß die in Grobporen eingeschlossene und komprimierte Luft zu einer teilweisen Entlastungsdehnung geführt hat, während die überwiegend wassergefüllten Poren mit Kapillarspannung zwischen 160 und 300 cm WS nach Auspressen des Wassers irreversibel zusammengedrückt wurden. In 20 - 24 cm Bodentiefe sind noch deutliche Auswirkungen der Befahrung auf die Porung zu erkennen, wobei keine Beziehungen zum Reifentyp auftreten. Diese Porungsunterschiede klingen in 30 - 34 cm Bodentiefe aus.

Als einfach zu bestimmender Transportparameter wurde im unbefahrenen Boden und unter den Fahrspuren die gesättigte Wasserleitfähigkeit bestimmt.

In Abb. 4 ist die gesättigte Wasserleitfähigkeit als Tiefenfunktion, in Abb. 2 als Funktion der Lagerungsdichte dargestellt und zwar getrennt für die Varianten "unbefahren", "Breitreifen 80" und "Standardreifen 40 cm".

Die Kurven der Abb. 2 sind in Geltungsbereiche für die Bodentiefen 0 - 4, 10 - 14 und 20 - 34 cm aufgeteilt.

Die obere, monoton fallende Kurve gibt also von 0 - 34 cm Bodentiefe den natürlichen Dichtegradienten der Wasserleitfähigkeit wieder. Nach Befahrung mit den Standardreifen entsteht ein Maximum der Wasserleitfähigkeit bei Lagerungsdichten um 1.3 g/cm^3 und bei einer Bodentiefe von ca. 20 cm. Die drastische Strukturverschlechterung an der Bodenoberfläche kommt in dieser Darstellung dadurch zum Ausdruck, daß bis zur Lagerungsdichte von 1.3 g/cm^3 der ursprünglich vorhandene Dichtegradient umgedreht wird: Proben mit geringerer Lagerungsdichte wurden entsprechend ihrer oberflächennäheren Position mechanisch mehr beansprucht und leiten daher Wasser schlechter als Proben höherer Lagerungsdichte und größerer Oberflächenferne.

Unter diesem Aspekt nimmt die - statistisch ungesicherte - Regression der Niederdruckreifen eine Mittelstellung ein: Die maximale Leitfähigkeit liegt zwar noch in der Bodenzone von 0 - 4 cm, rechnerisch liegt das Maximum jedoch schon unterhalb der Bodenoberfläche.

Die bisherigen Ergebnisse zeigen also, daß die Verringerung des Grobporenvolumens hinsichtlich des Reifentyps nur wenig differenziert ist. Die k_f -Werte, bei denen die Porenkontinuität als Einflußgröße wirksam ist, deuten dagegen eine entsprechend dem spezifischen Bodendruck gestaffelte Abnahme der Porenkontinuität an. Bei FREDE und MEYER (1981) wird die Porenkontinuität aus Messungen der Gasdiffusion im Boden abgeleitet und als "spezifische Porenkontinuität" auf abgegrenzte Porengrößenklassen bezogen. Wir haben versucht, durch einfache Messung der Luftpermeabilität Informationen über Struktureigenschaften des luftgefüllten Porenraumes zu bekommen. Dabei wurde die Luftpermeabilität an Proben mit bekannter Wasserspannung gemessen. Mit Hilfe der pF-Wassergehaltsbeziehung konnten dann die Koeffizienten der Luftpermeabilität

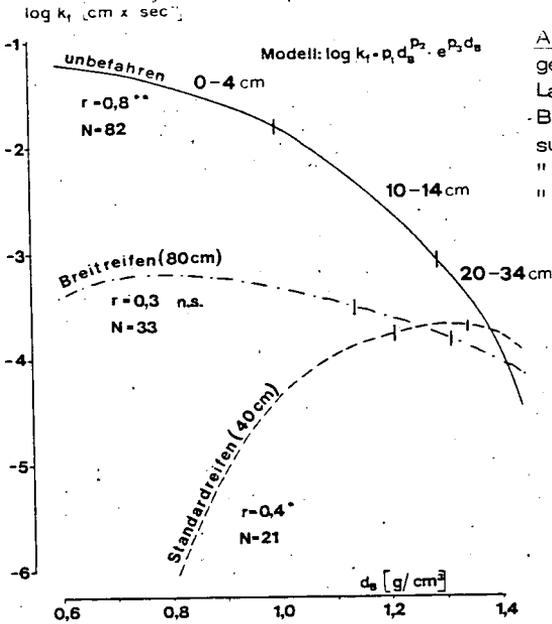


Abb. 2 (links): Abhängigkeit der ges. Wasserleitfähigkeit von der Lagerungsdichte von 0-34 cm Bodentiefe, Hilfsvariable: Versuchsvarianten "unbefahren", "Standardreifen 40 cm", "Breitreifen 80 cm".

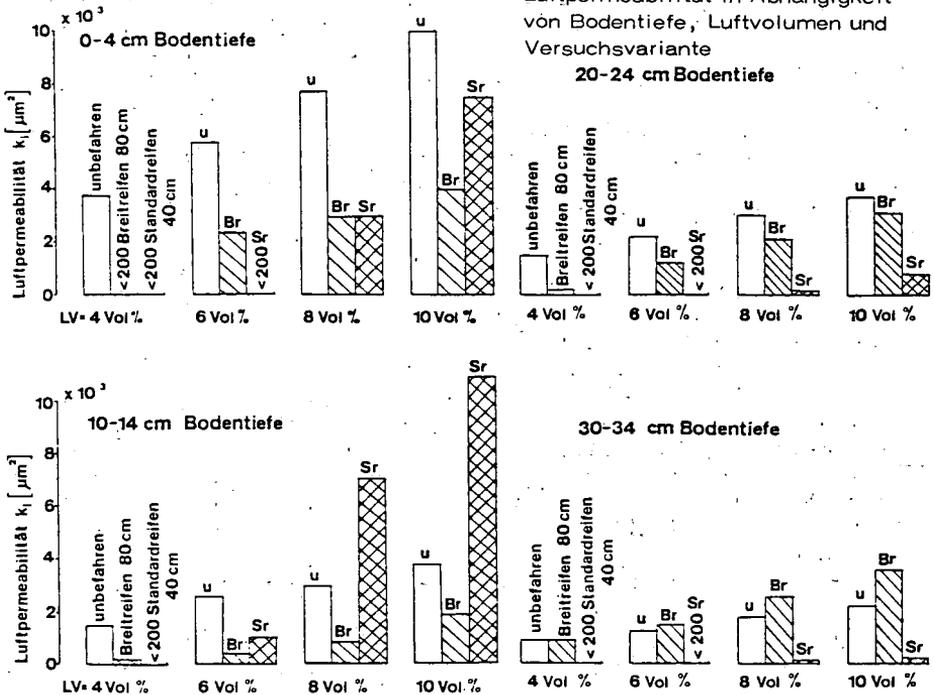


Abb. 3 (unten): Koeffizienten der Luftpermeabilität in Abhängigkeit von Bodentiefe, Luftvolumen und Versuchsvariante

- also die k_f -Werte - auf gleiche Luftvolumina bezogen werden. Unterschiedliche Luftpermeabilitäten kommen dann ausschließlich durch Strukturveränderungen zustande und sind damit relative Strukturmaße.

In Abb. 3 sind die k_f -Werte für 4, 5, 8 und 10 Vol.% Luft für die Varianten "unbefahren", "Breitreifen 80" und "Standardreifen 40" aufgetragen.

In 0 - 4 cm Bodentiefe zeigt sich, daß durch die Befahrung mit Standardreifen erst bei 8 Volumenprozent Luft eine meßbare Luftströmung erzeugt werden konnte. Bei den Niederdruckreifen setzt der Luftstrom bereits bei 6 Volumenprozent Luft ein. Die k_f -Werte der unbefahrenen Variante sind jedoch bei allen Luftvolumina höher als bei den entsprechenden befahrenen Substraten.

In 10 - 14 cm Bodentiefe setzt bei den Standardreifen bei 6 % Luftvolumen eine meßbare Strömung ein. Mit zunehmendem Luftgehalt übersteigt die Permeabilität des mit Standardreifen befahrenen Substrates das unbeeinflusste und das mit Breitreifen befahrene Bodenmaterial. Das kommt daher, daß das humushaltige, durch die Standardreifen verdichtete Bodenmaterial bereits bei ca. 8 % Luftgehalt ausgeprägte Schrumpfrißbildung zeigte, die dann bei der Fließstrecke von 4 cm zu hohen Flußraten führte.

In 20 - 24 cm sind noch eindeutige, entsprechend den spezifischen Bodendrücken differenzierte Wirkungen erkennbar. Bei den Standardreifen setzt ein meßbarer Luftstrom wieder erst bei 8 Volumenprozent Luft ein. Da dieses humusärmere Material bei den Wasserspannungen des untersuchten Feuchtebereichs keine Schrumpfrißbildung aufwies, ist bei allen dargestellten Luftvolumina die Luftpermeabilität der unbefahrenen Variante am höchsten.

In 30 - 34 cm Bodentiefe ist nur noch im Fall der Standardreifen eine Wirkung auf die Bodenstruktur feststellbar.

4. Schlußfolgerungen und Zusammenfassung

Aufgrund der dargestellten Ergebnisse wird deutlich, daß durch Veränderung des spezifischen Bodendruckes bei der Befahrung nasser Lößlehme die Abnahme der Grobporen nur wenig, die Struktur des verbleibenden Grobporenvolumens dagegen stark beeinflußt werden kann. Die Ermittlung der Luftpermeabilitäten bei gleichen, luffterfüllten Porenvolumina ergab, daß Niederdruckreifen geringere Strukturschäden verursachen im Vergleich zu Standardreifen. Mittlere k_f -Werte unter 10^{-3} cm/sec zeigen jedoch an, daß auch die Befahrung mit Breitreifen wichtige Bodenfunktionen im Forstandort negativ beeinflusst. So ist auf solchen Flächen nicht mit ausreichender Buchennaturverjüngung zu rechnen, wie früher dargestellte Keim- und Pflanzversuche auf strukturgeschädigten Lößlehmsubstraten ergeben haben (HILDEBRAND, 1983).

Für die neuen Richtlinien zur Walderschließung in Baden-Württemberg ist vorgesehen, auf flächenhafte Befahrung von Lößlehmen ganz zu verzichten. Bisher ist aufgrund der besseren Geländebeweglichkeit von Rückefahrzeugen mit Breit- und Niederdruckreifen und wegen der weniger auffallenden Oberbodenstörung die Hemmschwelle zum Befahren nasser und strukturlabiler Substrate eher gesunken. Die Entwicklung der Niederdruckreifen ist daher im Forstbetrieb nur dann ein Gewinn für die Erhaltung der Bodenstruktur, wenn es gelingt, die damit ausgerüsteten Fahrzeuge auf den Maschinenwegen zu halten.

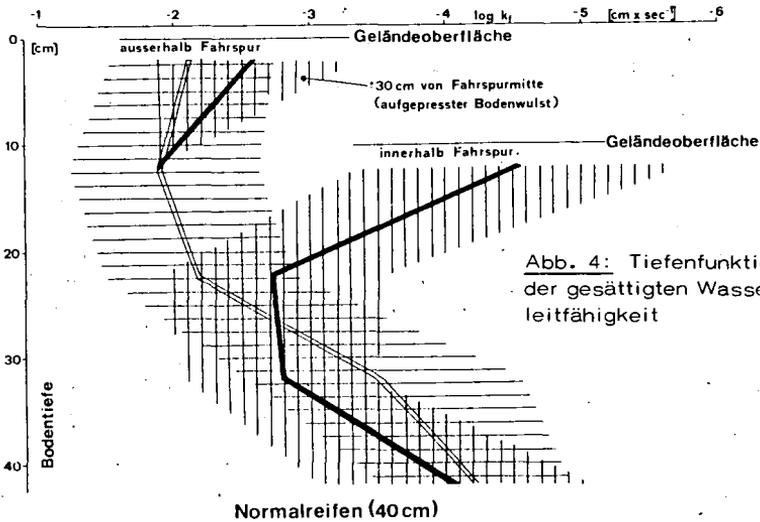
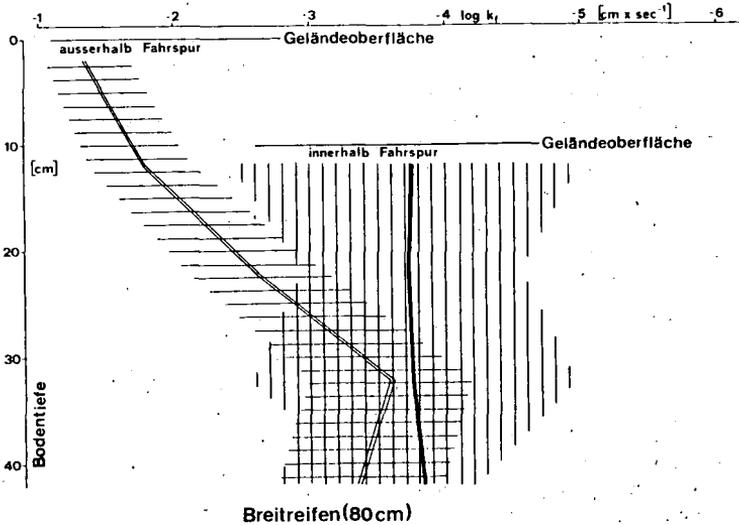


Abb. 4: Tiefenfunktionen der gesättigten Wasserleitfähigkeit



Literatur

- FREDE, H.G. und MEYER, B.: Die spezifische Porenkontinuität als Parameter des Bodengefüges
Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 32, 79-86, 1981.
- HILDEBRAND, E.E. u. WIEBEL, M.: Der Einfluß der Befahrung auf die Qualität von Forststandorten, dargestellt an bodenphysikalischen Kenngrößen.
AFJZ 153 1/2, 24-34, 1982.
- HILDEBRAND, E.E.: Der Einfluß der Bodenverdichtung auf die Bodenfunktionen im Forstlichen Standort.
Forstwiss. Cbl. 102/2, 111-125, 1983.

Ermittlungen der Tiefenwirkung von mechanischen
Belastungen bei der Betrachtung des Bodens als
Pflanzenstandort.

von
Horn, R. *

1) Einleitung

In den letzten Jahren wird der Bodenbearbeitung und -pflege im Ackerbau ein ständig steigendes kritisches Interesse entgegengebracht, denn bei steigenden Schleppergewichten und -leistungen sowie wiederholten Bearbeitungs- und Pflegemaßnahmen wird der Boden nicht nur als Pflanzenstandort vorbereitet, sondern dabei auch gleichzeitig intensiver belastet als je zuvor. Dies hat dann auch zur Folge, daß er je nach Eigenstabilität mehr oder weniger stark komprimiert und somit trotz Bearbeitung ungünstigere und dabei schwerer zu beseitigende Standortverhältnisse entstehen.

Zur Abwehr dieses unerwünschten Effektes hat es daher nicht an Versuchen gefehlt, den für die Bearbeitung günstigsten Zeitpunkt vorherzusagen, wozu man z.B. die Spatendiagnose (DIEZ, 1982) ebenso einsetzte wie auch die Wassergehaltsbestimmung und dessen Vergleich mit den Werten, die an der Fließ- und Ausrollgrenze auftreten (RENGER, 1974).

Welche Bedeutung aber dem Bodenaufbau und dessen Eigenstabilität bei der Druckkompensation zukommt, bleibt bei diesen Methoden in ihrer Wirkung vollständig unberücksichtigt, so daß in den eigenen Untersuchungen diesem Problem verstärkt Aufmerksamkeit geschenkt wurde.

*) Lehrstuhl Bodenkunde und Bodengeographie, Universität Bayreuth, Postfach 3008, D-8580 Bayreuth

2) Material und Methoden

Die Untersuchungen wurden an verschieden-texturierten und -strukturierten Böden, nämlich einer Parabraunerde und Schwarzerde aus Löß sowie einem Pseudogley-Pelosol aus Liaston durchgeführt. Die der allgemeinen Charakterisierung dienenden physikalischen und chemischen Daten dieser Böden sind bei HORN (1981) beschrieben.

Die in natürlicher Lagerung entnommenen Bodenproben wurden dabei entsprechend den im zeitigen Frühjahr im Freiland auftretenden ungünstigen Sättigungsgraden be- und daher auf 60 bzw. 300 mbar entwässert. Mit den so vorbehandelten Proben wurden u.a. sowohl Drucksetzungs- als auch Druckfortpflanzungsversuche sowie Messungen der jeweils dabei auftretenden Änderungen der Porung durchgeführt. Methodische Einzelheiten sind bei HORN (1981) zusammengefaßt.

3) Ergebnisse und Diskussion

In Abb. 1 ist die Tiefenfunktion der Vorbelastung, d.h. des Auflastwertes dargestellt, bei dem die Wiederverdichtungs- in die Erstverdichtungskurve abknickt, nach Vorentwässerung auf 300 mbar.

Man erkennt, daß sowohl als Folge der Aggregierung als auch durch chemische Prozesse Stabilitätserhöhungen in den unter natürlichen Bedingungen befindlichen Böden auftreten. So zeigen die Bodenhorizonte mit Polyeder (Bt, Bga), Krümel-Subpolyeder (Ap) sowie Prismenstruktur (Bgt) deutlich höhere Werte für die Vorbelastung als Horizonte mit Kohärent- und Einzelkornstruktur, wobei aber zwischen den einzelnen Horizontwerten ebenfalls deutliche Unterschiede auftreten. Derartige Stabilisierungen treten aber auch zusätzlich in nennenswertem Ausmaß in den durch Carbonatfällung gekennzeichneten C_{Ca} -Horizonten der SE auf.

Nun breitet sich entsprechend dem die Stabilität eines Bodens ausmachenden Scherwiderstand der an der Oberfläche auftretende Druck im Boden in Anhängigkeit von der Aggregierung, Vorentwässerung und Auflast räumlich aus, und diese Druckfortpflanzung läßt sich mittels des Konzentrationsfaktors V_k (s. HORN, 1981) berechnen, so daß damit dann auch für jede beliebige Tiefe z die bei bekannter Auflast an der Oberfläche in dieser Tiefe noch verdichtend wirkende senkrechte Normalspannung σ_z

nach

$$\sigma_z = \sigma_0 \left[1 - \left(\frac{z^2}{R^2 + z^2} \right)^{V_{K/2}} \right]$$

bestimmbar wird.

Welche Tiefenwirkung eine z.B. in der Pflugfurche aufgebraachte unterschiedlich hohe Auflast in Abhängigkeit von der Vorentwässerung hat, ist Abb. 2 zu entnehmen. Sowohl steigende Auflast als auch steigende Bodenfeuchtigkeit führen in Abhängigkeit von der in der jeweiligen Tiefe vorhandenen Vorbelastung zu einer verschieden intensiven Druckkompensation, so daß mit der Tiefe abnehmend, eine immer geringer werdende verdichtend wirkende senkrechte Normalspannung meßbar ist.

Kennt man nun die in Abhängigkeit von der Eigenstabilität und dem Entwässerungsgrad des Bodens mit der Auflast variierende Beziehung zwischen z.B. der Porung und der jeweils einwirkenden Normalspannung, so ist damit auch die exakte Vorhersage der Tiefenwirkung verdichtend wirkender Auflasten auf z.B. die Abnahme der für den Gasaustausch sowie für die aktive Nährstoffaufnahme wesentlichen luftführenden Poren oder aber die Änderung des Anteils der pflanzenverfügbares Wasser enthaltenden engen Grob- und Mittelporen möglich, um nur zwei das Pflanzenwachstum beeinflussende Parameter zu nennen. Wie die Tiefenfunktion der Luftkapazität nach konstanter Belastung mit 15 N/cm^2 in der Pflugfurche in den für das Tiefenwachstum wesentlichen nachfolgenden Horizonten bei unterschiedlichem Feuchtigkeitsgrad aussieht, ist Abb. 3 zu entnehmen. Man erkennt, daß in Abhängigkeit von dem Vorentwässerungsgrad und der Eigenstabilität der weite Grobporenbereich ⁺ intensiv vermindert wird und damit Horizonte mit potentiell Luftmangel entstehen, die dann, da die mechanische Wiederauflöckerung in dieser Tiefe nicht erfolgt, eine längerfristig wirksame Beeinträchtigung des Pflanzenwachstums nach sich ziehen kann. Sowohl die Parabraunerde als auch der Pelosol sind durch derartige Tiefenwirkungen aufgrund des in dieser Tiefe anstehenden instabilen (da kohärenten) Al-Horizontes bzw. des aufgrund des hohen Tongehaltes weniger stabilen Bga Horizontes besonders beeinflußt, während z.B. für den Fall, daß der Bt Horizont unter der Pflugfurche ansteht, die Veränderung der Porung nur über eine geringere Tiefe erfolgt.

Welche Möglichkeit der Vorhersage der Bearbeitbarkeit von Böden in Hinblick auf die Erhaltung optimaler Standortverhältnisse für die Pflanzen gegeben ist, ist anhand der nur als erste Näherung akzeptablen multiplen Regressionsgleichung ablesbar.

Wählt man beispielsweise als Bezugswert die mittlere Setzungsziffer, die die Setzung und damit die Reduktion vor allem des weiten Grobporenbereichs durch eine Laststeigerung um 10 N/cm^2 angibt, dann läßt sich z.B. für das Körnungsspektrum vom Sand bis zum lehmigen Ton folgende lineare Beziehung aufstellen:

$$S_m = [8,22 d_B (\text{g/cm}^3) + 3,45 c (\text{da N/cm}^2) - 0,8 T (\%) - 3,64 H_u (\%) + 0,28 f^{(o)} + 0,053 U (\%) + 3,36]^{-1}$$

$r = 0,67 \quad F = 15,27^{xxx}$

Diese Gleichung zeigt, welche Vielzahl von Parametern zu berücksichtigen ist, so daß von daher die eingangs erwähnten Diagnosen nur unzureichende Ergebnisse bringen können.

4) Zusammenfassung

Alle Böden weisen entsprechend ihrer geo-, pedo- und anthropogen beeinflussten Entwicklung eine Eigenstabilität auf, die über die hierdurch mobilisierbaren Scherwiderstände die räumliche Druckfortpflanzung entscheidend beeinflusst.

Damit werden auch die verdichtend wirkenden Normalspannungen \pm deutlich kompensiert, was dazu führt, daß die für das Pflanzenwachstum wesentlichen Eigenschaften unterschiedlich stark beeinflusst werden. Die Vorhersage der Tiefenwirkung derartiger Belastungen ist somit für einzelne im Detail untersuchte Standorte möglich. Eine allgemeingültige Prognostizierung ist mit multipler Regressionsanalytik erreichbar, wenn die Anzahl der untersuchten Bodenprofile ein größeres Bodentypen- und -artenspektrum und dabei auch die die Druckfortpflanzung kennzeichnenden Parameter in ausreichender Anzahl druck- und vorentwässerungsabhängig (s. HORN, 1983) erfaßt sind.

Diese entsprechenden Untersuchungen werden gegenwärtig verstärkt durchgeführt.

5) Literatur

DIEZ, Th., 1982: Spatendiagnostische Untersuchungen an der Krume vom Lößboden. Mitteilgn. Dtsch. Bdkde. Ges. 34, 145-149

HORN, R., 1981: Die Bedeutung der Aggregation von Böden für die mechanische Belastbarkeit in dem für Tritt relevanten Auflastbereich und deren Auswirkungen auf physikalische Bodenkenngrößen. Schriftenreihe TU Berlin, H. 10, 200 S. ISBN 3 7983 0792 X

HORN, R., 1983: Die Bedeutung der Aggregation für die Druckfortpflanzung im Boden. Z. f. Kulturtechnik u. Flurber. 24, 238-243

RENGER, M., 1974: Bodenkundliche Kriterien für die Auswahl von Verfahren der Tiefenbearbeitung auf meliorationsbedürftigen Standorten. - Landbauforschung Völkenrode, Sonderheft 24.

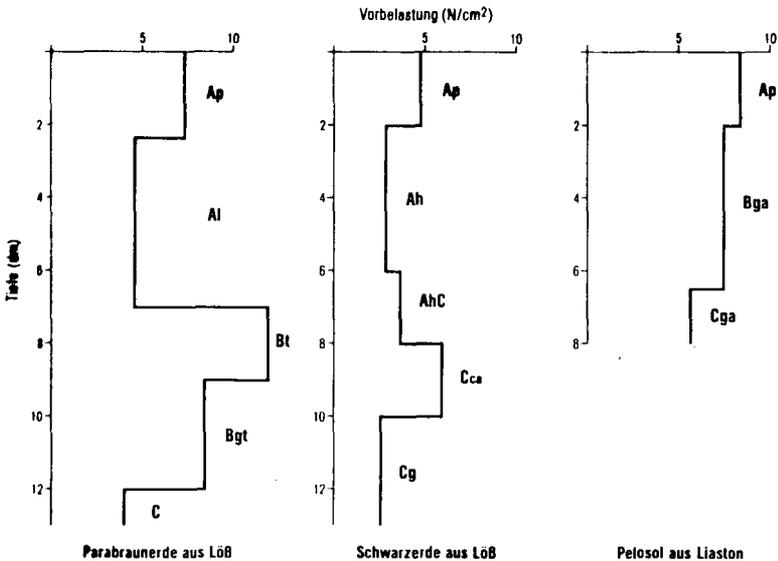


Abb. 1 : Tiefenfunktion der Vorbelastung (N/cm²) nach Vorentwässerung auf 300 mbar

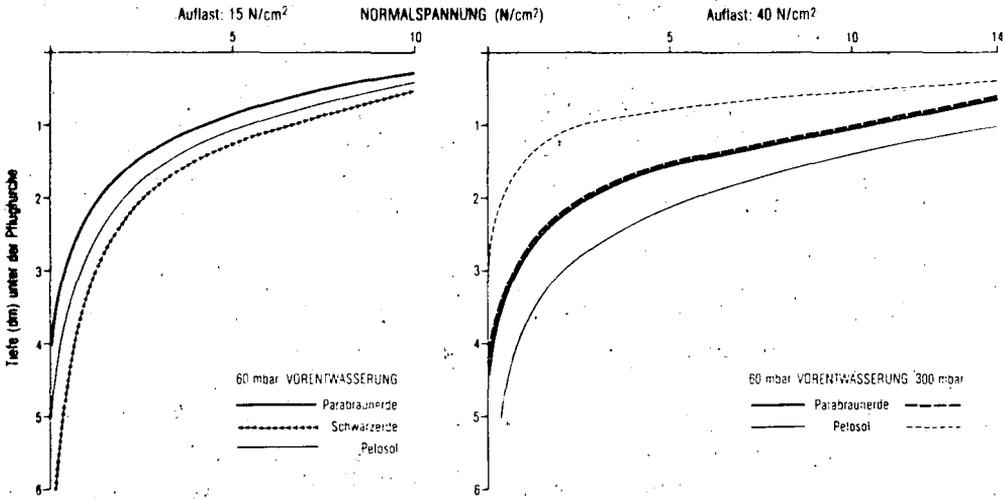


Abb. 2: Tiefenfunktion der Normalspannung (N/cm²) bei unterschiedlicher Auflast in der Pflugfurche und Vorentwässerung

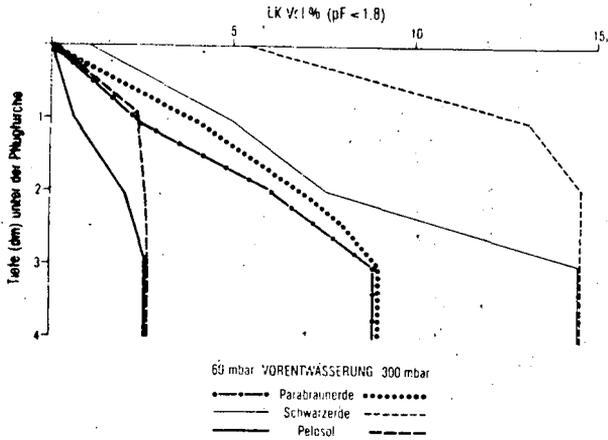


Abb. 3: Tiefenfunktion der Luftkapazität $pF < 1.8$ (Vol %) nach konstanter Belastung 15 N/cm² in der Pflugfurche

Ein neues Verfahren der Schlämmanalyse
für die Bestimmung der
Korngrößenzusammensetzung

von

Moschrefi, N. *

Die Korngrößenverteilung bestimmt viele wichtige physikalische und chemische Eigenschaften des Bodens. Die Ermittlung der Korngröße eines Bodens gehört zu den ältesten und grundlegenden Untersuchungen, die an einem Boden durchgeführt werden. Daher gibt es so zahlreiche verschiedene Methoden der Korngrößenanalyse.

Die Methoden der Schlämmanalyse reichen in ihrer Entwicklung von der Benutzung einfacher Gefäße (KÜHN, 1904) bis zu der heute in den meisten Laboratorien vorhandenen Köhnschen Pipette.

Alle diese Verfahren beruhen auf einem Absinken der Teilchen in einer ruhenden Flüssigkeit, wobei Viskosität und spezifisches Gewicht des Mediums, Form und spezifisches Gewicht des Materials und die Schwerkraft der Berechnung zugrunde gelegt werden.

Der einzige Unterschied zwischen den einzelnen Verfahren besteht darin, daß bei einigen, wie z.B. der Kühn- und Atterberg-Methode, nach Ablauf der Fallzeit die gesamte Suspension bis zur Nulllinie abgelassen wird, während das Verfahren der anderen Gruppen wie z.B. Köhn lediglich dazu dienen, von einer bestimmten Tiefe aus einem Zylinder eine Suspensionsprobe zu entnehmen und die Fraktion anhand dieser Probe auszurechnen.

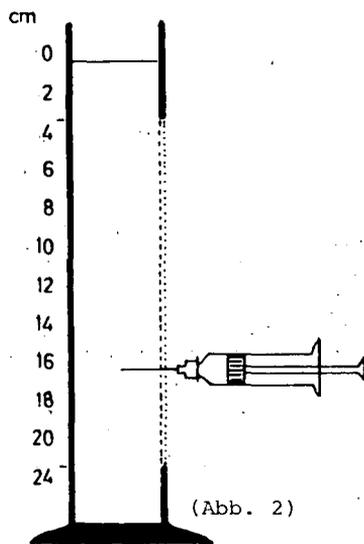
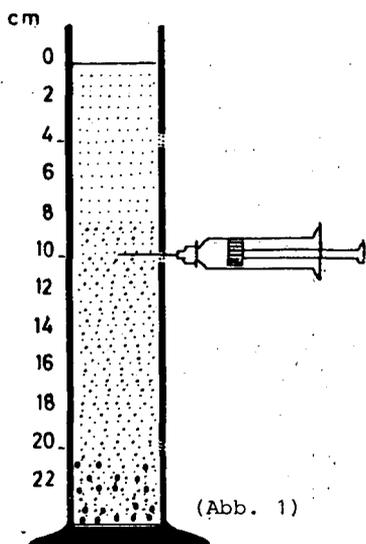
Hier wird von einer neuen Methode der Schlämmanalyse berichtet, die schneller, einfacher und leichter zu handhaben ist.

In der Wand eines Glaszylinders sind in verschiedener Höhe Öffnungen angebracht, die mit speziellen Silikon-Septen wasserdicht verschlossen sind, wobei die gebohrten Stellen mit einer Dichtungsmasse so gefüllt sind, daß sie mit der Innenwand des Zylinders eine glatte Fläche bilden (Abb. 1).

* Institut für Bodenwissenschaften, von Siebold-Str. 4,
D 3400 Göttingen, z.Z. im Institut für Bodenkunde und Waldernährung,
Büsgenweg 2, D 3400 Göttingen

Mittels einer Kanüle oder einer Injektionsspritze wird durch die Septen die zur Untersuchung notwendige Suspension aus dem Zylinder entnommen. Dieser Vorgang kann solange wiederholt werden, bis die Septen undicht sind. Je nach Qualität der Septen werden bis zu 100 Einstiche und mehr möglich sein.

Bei einer erweiterten Ausführungsform des Zylinders ist anstelle der Öffnungen in der Zylinderwand ein längs verlaufender Schlitz vorgesehen, der mittels eines dauerelastischen Silikonstreifens verschlossen ist (Abb. 2).



Sedimentier - Zylinder
nach Moschrefi
mit punktueller bzw. durchgehender
Einstich-Septe

Diese Form des Zylinders gibt uns die Möglichkeit, mit der Berücksichtigung der Stokes'schen Gleichung die Suspensionsprobe in beliebiger Tiefe nach Ablauf der Zeit zu entnehmen. Die Genauigkeit des zuletzt genannten Verfahrens wurde mit der Pipette-Methode verglichen.

Die Vergleichsuntersuchungen wurden an einer Bodenprobe aus dem Bt-Horizont einer Parabraunerde aus Löss durchgeführt.

In der Tabelle 1 sind die Ergebnisse der Untersuchungen zusammengestellt.

Tab. 1: Prozentualer Anteil der Schluff- und Ton-Fraktionen ermittelt durch Spritze- und Pipette-Methode

Fraktionen	Tiefe*	Spritze-Methode	Pipette-Methode
< 20 μm	20	40,322	41,160
< 10 μm	10	28,009	28,510
< 2 μm	4	21,140	21,169
< 2 μm	10	21,911	21,969
< 2 μm	20	21,359	21,600

* Tiefe der Suspensionsprobe in cm

Die Tabelle verdeutlicht, daß bei Untersuchungen der oben aufgeführten Fraktionen beide Methoden identische Werte aufweisen.

Als Vorteile des neuen Verfahrens sind von Bedeutung:

Die leichte Handhabung, die geringeren Kosten und vor allem Zeitgewinn bei den Serienuntersuchungen.



Effects of Tillage Methods on hydrological
Properties of a tropical Alfisol

by

Opara-Nadi, O.A. and R.Lal⁺

ABSTRACT

The effects of no-tillage and conventional plowing for 10 consecutive years on total porosity of the surface 0 to 10cm depth was 49.8, 48.1, 39.1 and 38.6 percent for no-tillage with mulch, no-tillage without mulch, conventional tillage with mulch and without mulch, respectively. The maximum available water storage capacity for the surface 40cm layer was 38.6 and 32.6 percent for no-tillage compared with 33.6 and 29.1 percent for the conventional tillage treatments with and without mulch, respectively. Grain yield increased at the rate of 0.45 t/ha for one percent increase in the available water capacity between the range of 29 and 39 percent by volume.

INTRODUCTION

The effects of tillage methods on soil-water extraction patterns and soil hydrological characteristics have not been evaluated for a wide range of tropical soils. This information is needed from long-term studies because the tillage effects on soil hydrological properties are generally measurable after long time. The objective of this investigation was to evaluate the effects of 10 years of no-till and conventional plowing methods on moisture potential profiles, unsaturated hydraulic conductivity, and soil moisture retention characteristics.

These studies were conducted for two consecutive seasons during 1981 at the International Institute of Tropical Agriculture (IITA) near Ibadan, Nigeria, on no-tillage and conventionally plowed plots established since 1971. The soils of the experimental site are classified as Paleustalf according to Soil Taxonomy and Luvisol according to FAO system of soil classification. The effects of two tillage treatments as main plots were investigated for maize-maize rotation with and without crop residue mulch as sub-plots. Tillage treatments consisted of disc plowing to a depth of approximately 20cm followed by harrowing. No-tillage plots were treated with paraquat at the rate of 5 l/ha sprayed one week before planting.

Soil physical properties investigated were particle size distribution, bulk density, moisture retention characteristics and saturated and unsaturated hydraulic conductivity.

RESULTS AND DISCUSSION

There were no significant differences in soil bulk density among tillage treatments (Table 1). Significant differences in moisture retention characteristics occurred among treatments for some suction ranges (Fig. 1). For the 0 to 10 cm depth, the no-till treatment had

* International Institute of Tropical Agriculture, Ibadan, Nigeria

higher moisture retention than plowed plots. In general, moisture retention capacity was more for mulched than unmulched treatments.

Diffusivity moisture content relationship for no-tillage with and without mulch, and conventional tillage with and without mulch are shown below in equations 1 to 4, respectively. The correlation coefficients for all equations were 0.99.

$$Y = (7.83 \times 10^{-2}) \exp (11.72X) \quad \dots\dots\dots (\text{Eq. 1})$$

$$Y = (5.32 \times 10^{-3}) \exp (14.71X) \quad \dots\dots\dots (\text{Eq. 2})$$

$$Y = (1.91 \times 10^{-2}) \exp (10.24X) \quad \dots\dots\dots (\text{Eq. 3})$$

$$Y = (2.67 \times 10^{-2}) \exp (7.02X) \quad \dots\dots\dots (\text{Eq. 4})$$

The unsaturated hydraulic conductivity was the highest in the mulched than in the unmulched treatments, and were the lowest in the conventional tillage without mulch treatment (Fig. 3). The temporal desorption of soil water content for the four treatments indicated that the mulch cover is an essential component for soil and water conservation in the tropics. There was a linear relationship between maize grain yield and the available soil-water content (Fig. 4).

CONCLUSIONS

No-till with mulch maintained more favorable soil physical and hydrological properties and produced more grain yields under continuous maize for 10 consecutive years than conventional plowing.

Table 1. Some physical properties of the soils of the experimental plots

Depth (cm)	Gravel (%)	Particle-size distribution			Bulk density		Porosity (%)	Sat. hydraulic conductivity (cm/day)	
		Sand	Silt	Clay	Overall	Fine earth			
<u>No tillage/no mulch</u>									
0-10	12.33± 2.02	63.6±0.60	15.2±0.20	21.2±0.60	1.47±0.03	1.29±0.04	48.1±2.60	753±237	
10-20	37.30± 1.45	59.6±0.42	13.2±0.11	27.2±0.70	1.71±0.04	1.08±0.02	38.5±0.52	1327±249	
20-40	59.59± 2.35	51.6±0.40	7.2±0.12	41.2±0.88	1.95±0.10	0.79±0.02	31.4±1.63	1257±239	
<u>No tillage/with mulch</u>									
0-10	7.44± 3.55	67.2±0.21	11.2±0.11	21.6±0.40	1.68±0.06	1.55±0.06	49.8±1.63	750±299	
10-20	20.34± 4.95	65.2±0.73	9.2±0.09	25.6±0.32	1.80±0.05	1.45±0.05	40.3±1.44	1768±807	
20-40	8.36± 2.73	61.2±0.51	9.2±0.0.	29.6±0.11	1.65±0.04	1.51±0.07	42.0±1.59	1844±659	
<u>Conventional tillage/no mulch</u>									
0-10	15.77± 2.71	70.8±0.50	12.0±0.10	17.2±0.51	1.51±0.05	1.28±0.05	38.6±3.36	183± 13	
10-20	16.63± 3.15	74.8±0.81	8.0±0.18	17.2±0.43	1.58±0.08	1.39±0.06	36.2±1.59	470± 67	
20-40	21.32± 9.55	63.2±0.64	8.0±0.08	28.8±0.91	1.70±0.07	1.33±0.20	32.2±1.91	407±252	
<u>Conventional tillage/with mulch</u>									
0-10	35.90±11.76	58.4±0.78	19.2±0.05	22.4±0.81	1.73±0.02	1.22±0.09	39.1±4.12	908±744	
10-20	26.03± 2.13	62.4±0.70	13.2±0.15	24.4±0.75	1.81±0.07	1.31±0.06	38.4±0.77	1488±394	
20-40	45.00±11.28	46.4±0.83	9.2±0.11	44.4±0.71	1.70±0.03	0.93±0.19	37.7±2.90	1349±354	

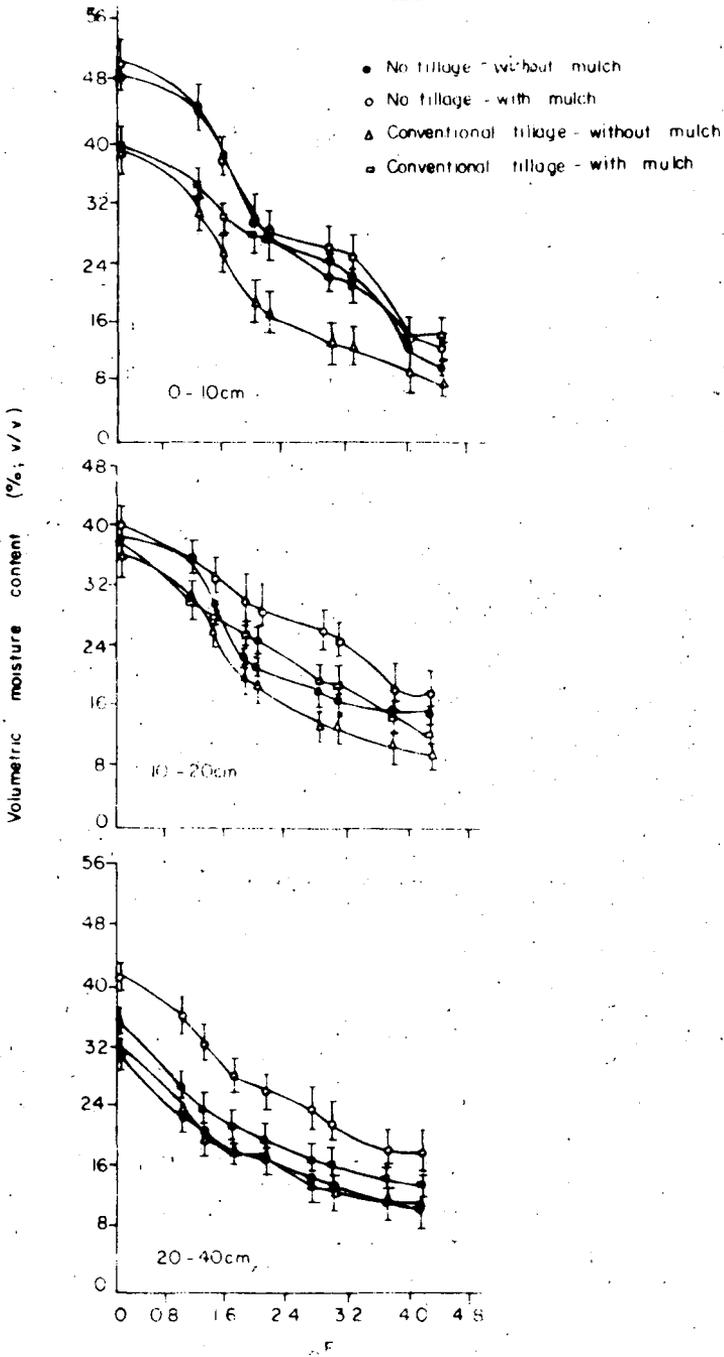


Fig 1. Effects of tillage methods on moisture retention curves for soils of different depths.

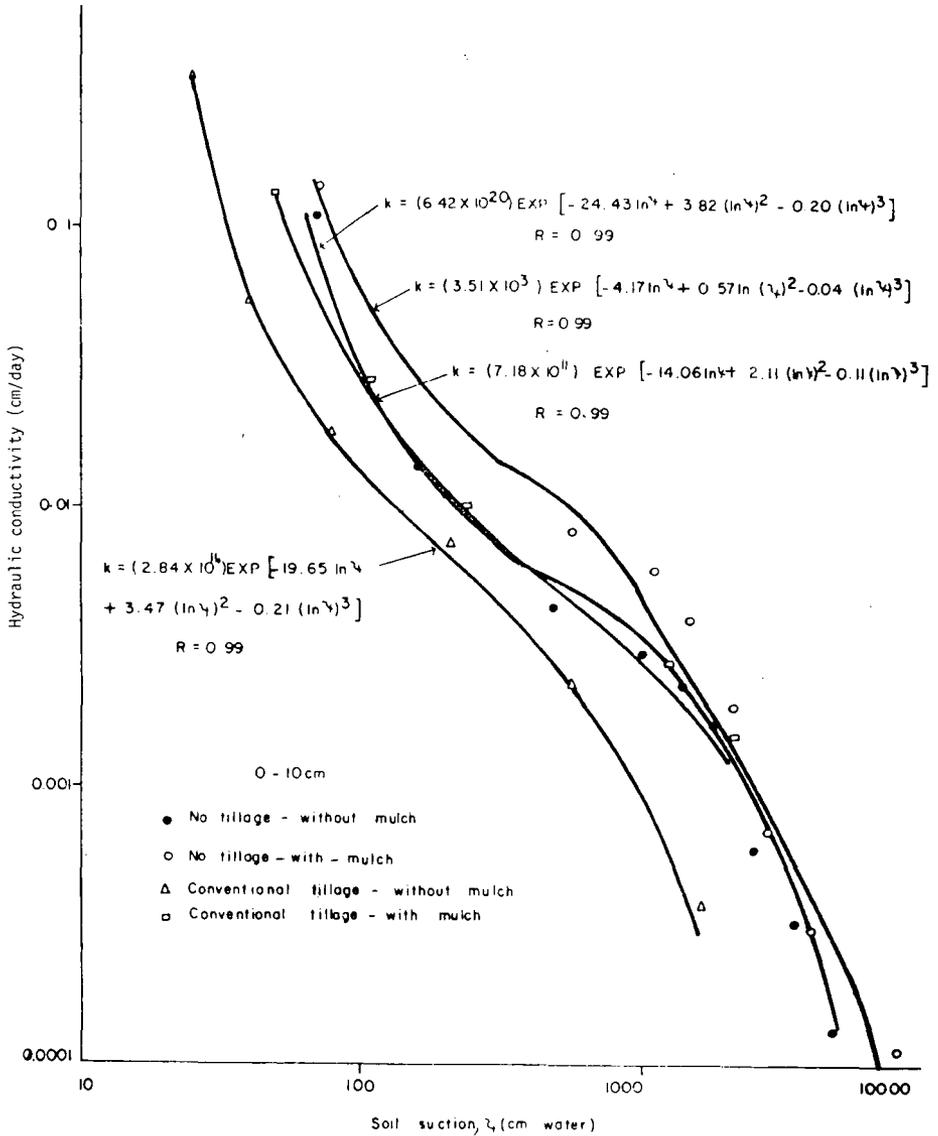


Fig. 2. Effects of tillage methods and mulching on unsaturated hydraulic conductivity.

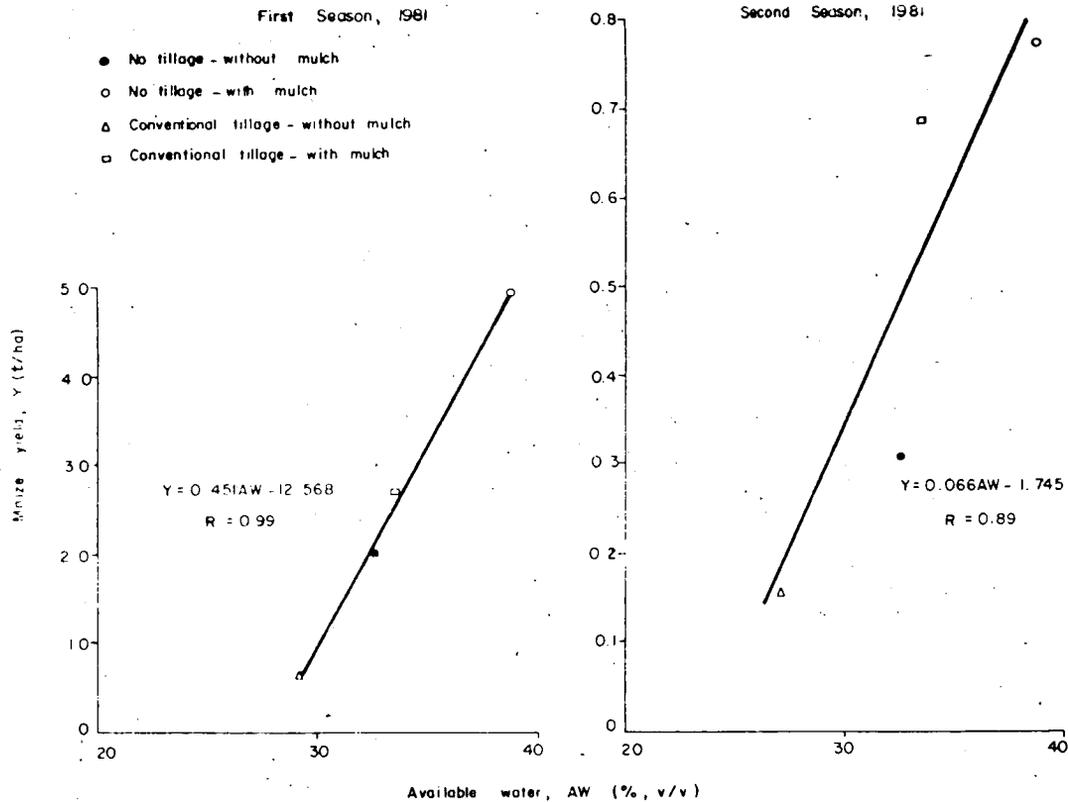


Fig. 3. Maize grain yield as a function of available soil-water content in 0-40cm depth.

Ein Vergleich zwischen dem Hooghoudt-Ernst
und dem Toksöz-Kirkham Verfahren für die
Berechnung der Drändistanz von geschichteten
Böden

von

van der Ploeg, R.R.*, Walczak, R.**
und A.K. Singh***

(Kurzfassung)

Die Mehrzahl der existierenden Dränformeln wurde unter der Annahme von stationärer Wasserbewegung im Boden entwickelt, obwohl solche Bedingungen in der Natur selten oder nie vorkommen. Diese Betrachtungsweise bietet mathematisch-physikalische Vorteile über eine nichtstationäre Betrachtungsweise und ist allgemein anerkannt.

Die ältesten, analytischen Dränformeln existieren schon über 100 Jahre und fassen auf den Annahmen von Dupuit, welche später wiederholt von Forchheimer zur Lösung von Grundwasserproblemen verwendet wurden. Eine Formel für die Dränung von homogenen Böden mittels Dränrohre, von Hooghoudt in Holland vor dem zweiten Weltkrieg entwickelt, beruht ebenfalls auf diesen sogenannten Dupuit-Forchheimer Annahmen.

Nach dem zweiten Weltkrieg wurde für die Herleitung von Dränformeln bevorzugt die Potentialtheorie benutzt, weil sie physikalisch besser untermauert ist als die Dupuit-Forchheimer-Theorie. Für Details und Anwendung beider Theorien wird auf die Arbeiten von Kirkham und Powers (1972) und Eggelsmann (1973) hingewiesen. Auch die Rohrdränung von homogenen Böden

* Institut für Bodenkunde und Standortslehre der
Universität Hohenheim, 7000 Stuttgart 70, Postfach 700 562

** Institut für Agrarphysik, PAN, Lublin, Polen

*** Water Technology Centre, IARI, New Dehli, India,
im Jahre 1983 DAAD-Stipendiat an der Universität Hohenheim

wurde mit Hilfe der Potentialtheorie (von Kirkham) beschrieben, aber die Berechnungen mit der Kirkham-Methode sind ziemlich aufwendig. Es zeigte sich außerdem, daß die Dränformel von Hooghoudt (Dupuit-Forchheimer Theorie) Ergebnisse liefert, welche weniger als 5 % von denen von Kirkham (Potentialtheorie) abweichen, weshalb die Hooghoudt-Methode häufig bevorzugt wird.

Aufgrund der guten Erfahrungen mit der einfachen Hooghoudt-Methode für Berechnungen der Dränabstände in homogenen Böden ist in den Niederlanden versucht worden, die Hooghoudt-Theorie für geschichtete Böden zu erweitern, siehe Van Beers (1976). Die erweiterte Theorie ist bekannt als die Hooghoudt-Ernst Methode.

Von Toksöz und Kirkham (1971 a,b) wurde (mit Hilfe der Potentialtheorie) ebenfalls eine Dränformel für Zwei- und Mehrschicht-Böden entwickelt. Diese Formel ist wesentlich komplexer als die von Hooghoudt-Ernst, welche deshalb ebenfalls, speziell in Europa, bevorzugt wird, obwohl für die Toksöz-Kirkham Methode handliche Nomogramme entwickelt wurden, siehe Kirkham, Toksöz und Van der Ploeg (1974).

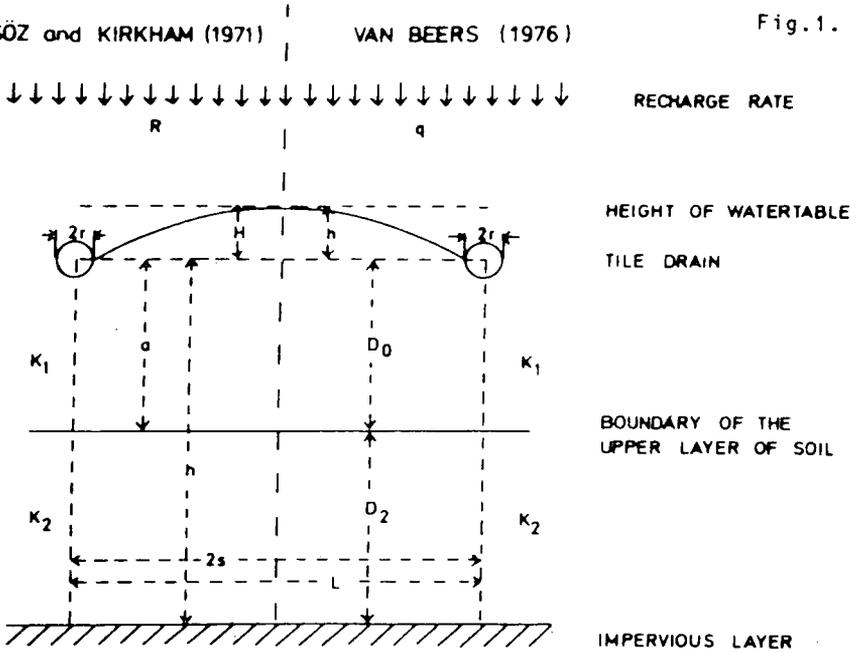
Eine schematische Abbildung der physikalischen Gegebenheiten, sowohl nach Toksöz-Kirkham als nach Hooghoudt-Ernst (siehe Van Beers, 1976) ist in der Abbildung 1 dargestellt. Die Symbole K_1 und K_2 stellen die Wasserdurchlässigkeit von der ersten und zweiten Bodenschicht dar, das Symbol q (oder R) ist die abzuführende Niederschlagsmenge und die anderen Symbole sind geometrische Längen. Mit beiden Formeln kann der Dränabstand $2s$ (oder L) errechnet werden. Auch die Gleichungen nach Hooghoudt-Ernst und nach Toksöz-Kirkham sind in der Abbildung zu sehen.

Ein ausführlicher Vergleich der Dränabstände, berechnet nach Toksöz-Kirkham und nach Hooghoudt-Ernst hat bislang nicht stattgefunden. Zielsetzung der vorliegenden Arbeit war es deshalb, für eine Reihe von Bedingungen zu untersuchen, wie sich die Dränabstände, berechnet nach beiden Methoden, verhalten.

TOKSÖZ and KIRKHAM (1971)

VAN BEERS (1976)

Fig.1.



Hooghoudt-Ernst

$$h = \frac{qL^2}{8(K_1D_0 + K_2D_2)} + \frac{qL}{\pi K_1} \ln \frac{aD_0}{\pi r}$$

in which expression 'a' is a geometry (matching) factor

Toksöz-Kirkham

$$\frac{H}{a} \left[\frac{K_1}{R} - 1 \right] = \frac{2s}{a} \left[E + \Sigma F - \Sigma FG \right]$$

in which

$$E = \frac{1}{\pi} \ln \frac{1}{\sin \left[\left(\frac{\pi}{2} \right) \left(\frac{2r}{a} \right) \left(\frac{a}{2s} \right) \right]}$$

$$F = \frac{1}{\pi} \frac{1}{m} \left(-1 + \coth \frac{m\pi a}{s} \right) \left[\cos \left(m\pi \frac{2r}{a} \cdot \frac{a}{2s} \right) - \cos m\pi \right]$$

and

$$G = \frac{\exp(2m\pi a/2s)}{\sinh(2m\pi a/2s)} \frac{1}{\frac{K_1}{K_2} \coth 2m\pi \left(\frac{h}{a} \frac{a}{2s} - \frac{a}{2s} \right) + \coth \frac{2m\pi a}{2s}}$$

Die Berechnungen zeigten, daß die Dränabstände sich meistens weniger als 5 % von einander unterscheiden. Es zeigte sich jedoch auch, daß die Hooghoudt-Ernst Methode öfters versagt (Abweichungen bis zu 50 %), wenn die Bedingung $D_0 + D_2 < \frac{1}{4} L$ nicht eingehalten wird. Es wurden ebenfalls erhebliche Abweichungen (bis zu 20 %) festgestellt, obwohl die Bedingung $D_0 + D_2 < \frac{1}{4} L$ eingehalten wurde. Die Folgerung der vorliegenden Arbeit ist deshalb, daß die Hooghoudt-Ernst Methode für geschichtete Böden weniger effektiv ist, als die Hooghoudt-Methode für homogene Böden und daß deshalb für geschichtete Böden bevorzugt die Toksöz-Kirkham Methode verwendet werden sollte. Eine ausführliche Beschreibung dieser Arbeit ist an einer anderen Stelle vorgesehen.

L I T E R A T U R

- (1) Eggelsmann, R. 1973. Dränleitung. Paul Parey, Hamburg und Berlin.
- (2) Kirkham, Don und W.L. Powers, 1972. Advanced Soil Physics. Wiley Interscience, New York.
- (3) Kirkham, Don, S. Toksöz and R.R. van der Ploeg, 1974. Steady flow to drains and wells. In: Drainage for Agriculture, ASA Monograph Nr.17, Jan van Schilf-gaarde, ed., Amer.Soc.Agron., Madison, Wisc., USA, pp. 203-244.
- (4) Toksöz, S. and Don Kirkham, 1971a. Steady drainage of layered soils: I. Theory. J. Irrig. Drain.Div., Amer.Soc.Civ.Eng.Proc. 97 (IR1): 1-18.
- (5) Toksöz, S. and Don Kirkham, 1971b. Steady drainage of layered soils: II. Nomographs. J. Irrig.Drain.Div., Amer.Soc.Civ.Eng.Proc. 97 (IR1): 19-37.
- (6) Van Beers, W.F.J. 1976. Computing drain spacings. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, Netherlands, Bull.Nr.15.

Der Zusammenhang zwischen Luft- und Wasserleitfähigkeit
im nicht-gesättigten Boden

von

Rahte, I. und K.H. Hartge ¹⁾

Immernoch machen meßtechnische Probleme die Bestimmung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit zu einem arbeits- und zeitaufwendigem Verfahren. Dies hat sowohl zur Entwicklung von mehreren Methoden für die k_u -Bestimmung selbst als auch zur Entwicklung von Ersatzmethoden geführt.

In den hier dargestellten Untersuchungen werden Vorarbeiten zur Entwicklung einer Ersatzmethode beschrieben, die dem Fließgeschehen der wässrigen Phase im Boden näher ist als Verfahren, die auf starre Parameter zurückgreifen.

Theorie

In einem vollständig mit Wasser gesättigtem Porenraum kann Luft nicht konvektiv fließen, ein ν -Transport findet nur in Form von Diffusionsvorgängen statt. Mit Einsetzen der Entwässerung dringt Luft in die Poren ein. Konvektiver Luftfluß wird meßbar, sobald kontinuierliche Poren Kontakt zur Atmosphäre haben. Mit Zunahme des luftgefüllten Porenraumes und in Abhängigkeit von Geometrie und Kontinuität der Fließpassagen steigt auch der mit der Darcy - Gleichung beschreibbare Luftfluß an. Gleichzeitig nimmt die ungesättigte Wasserleitfähigkeit k_u als Funktion des Wassergehaltes ab. In einem teilgesättigten Boden finden neben Diffusionsprozessen also druckbedingte Bewegungen von Luft und Wasser gleichzeitig statt. Die k -Werte für beide Fließmedien müssen sich in einer den Boden kennzeichnenden Weise mit zunehmender Entwässerung ändern.

¹⁾ Institut für Bodenkunde der Universität Hannover
Herrenhäuser-Straße 2, 3000 Hannover 21

Über die Textur-Abhängigkeit entsprechender Kurvenverläufe berichten Aljibury und Evans (1965).

Methodische Ansätze

In zwei methodischen Ansätzen wurde versucht, Zusammenhänge zwischen Luft- und Wasserleitfähigkeit im ungesättigten Boden zu erarbeiten. Die k -Werte für Luft und Wasser als Fließmedien wurden in allen Fällen als intrinsische Permeabilitäten mit der Dimension (cm^2) dargestellt, um sie miteinander vergleichen zu können.

Erster Ansatz

An karbonathaltigen Lößproben eines Schwarzerde C_g -Horizontes wurden Luft- und Wasserleitfähigkeit nacheinander an jeder Stechzylinderprobe bei unterschiedlichen Wasserspannungen mehrmals bestimmt. Die ungesättigte Wasserleitfähigkeit k_u wurde auf keramischen Platten gemessen. Dabei fand man zunächst eine Voreinstellung der Wasserspannung mit Luftüberdruck im Drucktopf statt. Bei der anschließenden k_u -Messung wurde die Wasserspannungsänderung mit einem Tensiometer überprüft, das in die Probenoberseite eingesetzt war. Der Wasserfluß wurde durch einen Unterdruck erzeugt. Die Versuchsanordnung ist in der Abb. 1 dargestellt.

Unmittelbar nach dieser Messung erfolgte die Bestimmung der Luftleitfähigkeit k_l an der gleichen Probe, jedoch in einer anderen Apparatur. Die Probe sitzt dabei in einem Permeameter auf einem groben Drahtnetz, sodaß der Luftfluß nicht behindert wird. Die sehr kleinen Druckdifferenzen zur Erzeugung des Luftflusses entstehen durch Verkleinerung des Luftraumes in einem Erlemeyerkolben durch zufließendes Wasser. Zur Kontrolle der Druckdifferenz dient ein Manometer, das zur Erhöhung der Empfindlichkeit schrägliegt. Die Bewegung einer Seifenblase in einem kalibrierten Rohr zeigt das perkolierende Luftvolumen an. Die Meßanordnung ist in der Abbildung 2 dargestellt.

Beide Messungen wurden mehrfach an jeder Bodenprobe bei schrittweise gesteigerten Wasserspannungen durchgeführt. Sie stellen an die Kontinuität der Fließpassagen unterschiedliche Anforderungen. So erfordert die Messung mit Wasser auf einer keramischen Platte einen möglichst guten Kontakt zwischen Bodenunterseite und Plattenoberseite, um den Übergangswiderstand an der Kontaktstelle zu vermindern. Leichte Verschlämmungen an der Probenunterseite sind

daher dem Wasserfluß förderlich. Diese Verschlümmungen können aber die Fließquerschnitte der Luftpassagen der gleichen Bodenprobe verkleinern. Um diesen Fehler zu vermeiden, müssen vor der Luftleitfähigkeitsbestimmung Verschlümmungen von der Unterseite der Probe entfernt werden. Zwischen der Bestimmung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit und der k_l -Bestimmung kommt es daher zu Veränderungen an der Seite der Probe, die mit der keramischen Platte Kontakt hatte.

Zweiter Ansatz

In einem Sandboden wurde die ungesättigte Wasserleitfähigkeit in situ bestimmt, indem die Veränderungen der Wasserspannung mit fest eingebauten Tensiometern in verschiedenen Tiefen und die Veränderung des Wassergehalts gravimetrisch an Bohrstockproben bestimmt wurde. Durch Abdecken der Bodenoberfläche wurde die Richtung der Wasserbewegung vorgegeben. Im Laufe des Entwässerungsganges wurden Stechzylinderproben aus verschiedenen Tiefen entnommen und die k_l -Werte - wie oben beschrieben - bestimmt. Anschließend erfolgte zusätzlich eine Messung der gesättigten Wasserleitfähigkeit in einem Haubenpermeameter (Hartge 1966). Hierzu mußten die Proben vorsichtig aufgesättigt werden. Da sie nicht vollständig durchgetrocknet waren (Trockenschrank), verbot sich die Aufsättigung im Vakuum, und es wurde statt dessen eine Kombination der Verfahren 2 und 7 der von Hartge (1967) geprüften Sättigungsverfahren eingesetzt.

Ergebnisse und Diskussion

In der Abbildung 3 sind die Ergebnisse des ersten methodischen Ansatzes aufgetragen.

Die Abbildung zeigt starke Veränderungen der k -Werte im unteren Wasserspannungsbereich und die Verringerung dieser Veränderung mit zunehmender Wasserspannung. Diese Tendenz ist sowohl bei den Permeabilitätsbestimmungen mit Wasser wie auch mit Luft gegeben. Die parabelförmige Kurve ist von Hand in die Punkteschar eingepasst. Die Streuungen innerhalb der beiden Teile der Punktwolke sind groß und wohl auf die unvermeidlichen Veränderungen der Bodenprobe zwischen den einzelnen Meßvorgängen zurückzuführen.

In Abb.4 sind die Ergebnisse des zweiten Ansatzes aufgetragen. Hier gehören jeweils 3 Meßpunkte zu einer Probe. Die gesättigte Wasserleitfähigkeit k_s wurde als Bezugspunkt gewählt und die im

Feld bestimmte ungesättigte Wasserleitfähigkeit und die dazugehörige Luftleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Wasserspannung dazu aufgetragen. Auch hier gibt es eine gleichzeitige gegenläufige Veränderung der k -Werte wie beim ersten Ansatz. Es ist erkennbar, daß die Abstände der k_u - und k_l -Werte voneinander mit der Höhe des k_s -Wertes schwanken. Die Abstände nehmen mit steigendem k_s -Wert zu. Dies ist wohl auf die Zahl und Kontinuität der Grobporen zurückzuführen.

Zusammenfassung

Die Suche nach Ersatzmethoden für die Bestimmung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit führte zur Messung der Permeabilität für das Fließmedium Luft als komplementärer Phase im teilgesättigten Boden. Die Betrachtung des Luftflusses ist dem Fließgeschehen der Phase Wasser im Boden näher als die Betrachtung starrer Parameter.

Es wurde mit zwei methodischen Ansätzen gearbeitet:

- 1) Die Messung der Luft- und Wasserleitfähigkeiten an ungestörten Lößproben erbringt relativ genaue Werte, aber die Proben erfahren zwischen den Messungen Veränderungen.
- 2) Die Wasserleitfähigkeit k_u wird im Felde bestimmt, die Luftleitfähigkeit dagegen im Labor. Die Feldmessung ist dabei naturgemäß weniger genau, die Proben aber bleiben unverändert.

Die Ergebnisse beider Ansätze zeigen übereinstimmend, daß es gleichzeitige, gegenläufige k -Werte für Wasser und Luft als Fließmedien an dem untersuchten Probenmaterial aus Sand und aus Löß gibt.

Literatur

Aljibury, F.K. und D.D.Evans (1965): Water Permeability of Saturated Soils as Related to Air Permeability at Different Moisture Tensions - Proc.Soil.Sci.Soc.America 29, 366-369

Hartge, K.H. (1966): Ein Haubenpermeameter zum schnellen Durchmessen zahlreicher Stechzylinderproben. - Z.Kult. Flurbew. 7, 155-163

----- (1967): Der Zusammenhang zwischen Luft- und Wasserpermeabilität in Bodenproben. - Z.Pflzern. u. Bdkde. 117, 97-107

----- (1968): Luftpermeabilität verschiedener Porenbereiche. - Z.Pflzern. u. Bdkde. 120, 31-45

Abb.1 Meßverfahren für K_U

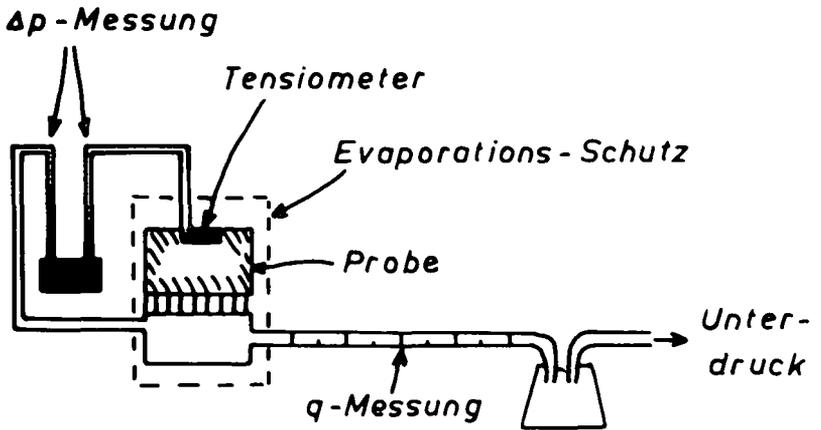


Abb.2 Meßverfahren für K_L

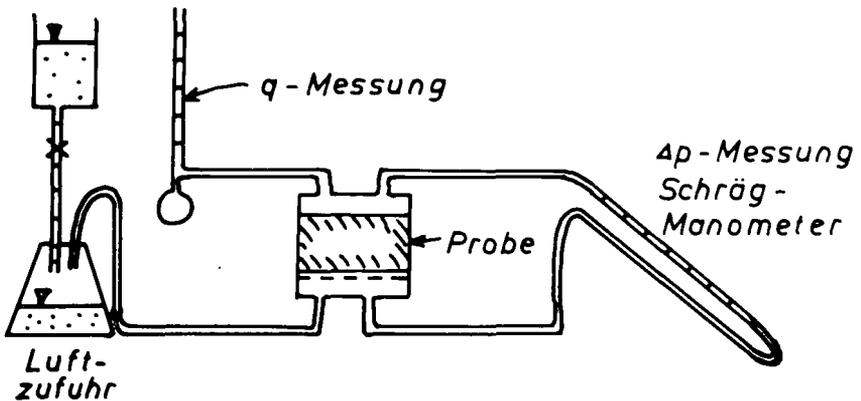


Abb 3

Leitfähigkeit von Lössproben in Abhängigkeit von der Wasserspannung

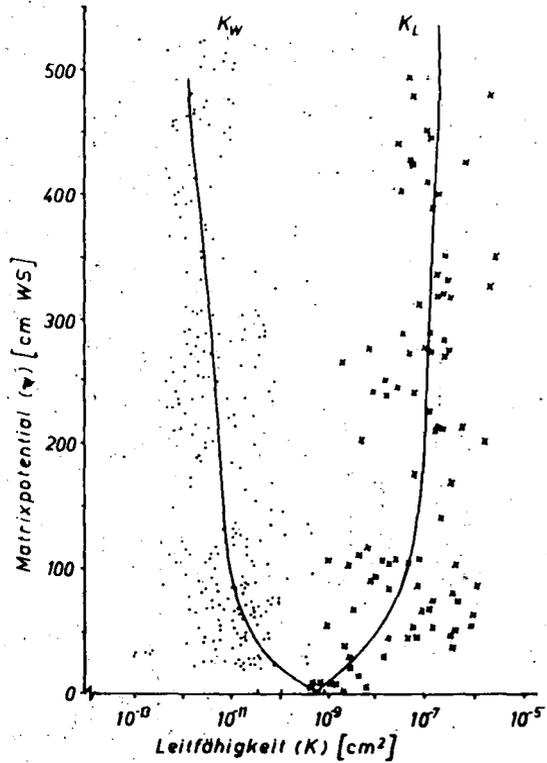
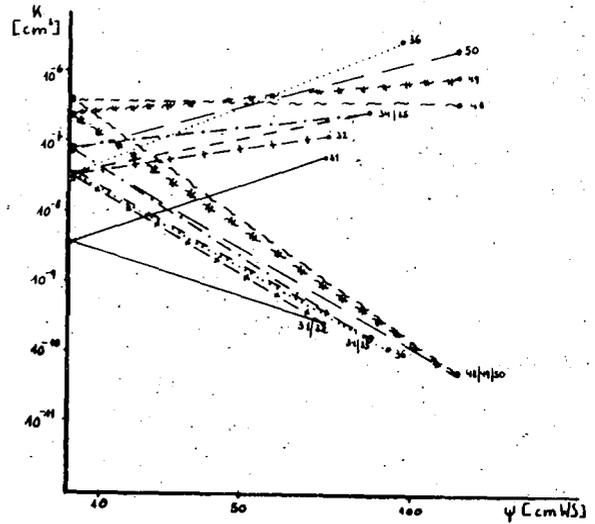


Abb 4

K_I, K_s und K_u in Abhängigkeit von ψ



Einfluß des Grundwasserflurabstandes auf
den Pflanzenertrag bei Grünland

von

Renger, H.⁺, Sponagel, H.⁺, Strebel, O.⁺⁺ und Wessolek, G.⁺

1. Einführung

Grundwassersenkungen können zu einer Verringerung des kapillaren Aufstiegs und damit auch zu einer Abnahme des Pflanzenertrages führen. Das Ausmaß der Ertragsabnahme hängt vor allem davon ab, wie stark sich der Anteil des kapillaren Aufstiegs an der Gesamtwasserversorgung der Pflanzen durch die Grundwassersenkung verringert. Je größer diese Verringerung ist, umso größer sind in der Regel auch die Ertragsminderungen. Der Anteil des kapillaren Aufstiegs an der Gesamtwasserversorgung ist vor allem von folgenden Faktoren abhängig:

1. der kapillaren Aufstiegsrate in Abhängigkeit von der Aufstiegshöhe,
2. der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes nFK_{We} ,
3. dem Witterungsverlauf während der Vegetationszeit (z.B. Niederschlag und potentielle Verdunstung) und
4. dem Wasserbedarf der Pflanzen.

Eine enge Beziehung zwischen dem Grundwasserflurabstand und dem Pflanzenertrag kann man bei gleicher Düngung und Bewirtschaftungsform nur dann erwarten, wenn die aufgeführten Faktoren wenig variieren. Die in einem Gebiet ermittelten Beziehungen zwischen Grundwasserflurabstand und Ertrag lassen sich daher nicht ohne weiteres auf andere Standorte übertragen

Eine Übertragung ist jedoch möglich, wenn zwischen Grundwasserflurabstand und Ertrag ein Kennwert zwischengeschaltet wird, der 1. den Einfluß der genannten Faktoren quantitativ erfaßt und 2. selbst eine enge Beziehung zum Pflanzenertrag aufweist. Ein solcher Kennwert ist der Quotient aus Evapotranspiration E_t und Wasserdampf sättigungsdefizit der Luft. Den theoretischen Ansatz für ein solches Verfahren haben BIERHUIZEN und SLATYER bereits 1965 beschrieben (s. auch FEDDES et al. 1978, RENGGER u. STREBEL 1980).

⁺ Nieders. Landesamt für Bodenforschung, Postf. 510153, 3000 Hannover 51

⁺⁺ Bundesanstalt für Geowissenschaften u. Rohstoffe, Postf. 510153
3000 Hannover 51

Unter stationären Bedingungen läßt sich die Photosynthese durch folgende Diffusionsgleichung beschreiben:

$$\text{Photosynthese } P \text{ (Trockenmasse)} = \frac{\Delta \text{CO}_2}{r'_a + r'_s + r'_m} \quad (1)$$

Für die Transpiration gilt für stationäre Bedingungen folgende Diffusionsgleichung:

$$\text{Transpiration} = \frac{\Delta e}{r_a + r_s} \quad (2)$$

In den Gleichungen 1 und 2 bedeuten:

- Δe = Wasserdampf-sättigungsdefizit zwischen Blatt und Luft
- r_a, r'_a = Diffusionswiderstand für Wasserdampf bzw. CO_2 in der Umgebung des Blattes (laminarer Grenzwiderstand)
- r_s, r'_s = Stomatawiderstand für Wasserdampf bzw. CO_2
- r'_m = Mesophyllwiderstand für CO_2
- ΔCO_2 = Differenz zwischen der CO_2 -Konzentration in der Luft und im Blatt

Die Kombination der Gleichungen 1 und 2 ergibt:

$$\frac{E_t}{P} = \frac{\Delta e (r'_a + r'_s + r'_m)}{\Delta \text{CO}_2 (r_a + r_s)} \quad (3)$$

Unter Geländebedingungen ist bei gleicher Kulturart ΔCO_2 und das Verhältnis der verschiedenen Widerstände einigermaßen als konstant anzusehen.

Daraus ergibt sich für die Beziehung Photosynthese (bzw. Trockenmasseertrag) und Transpiration folgende einfache Gleichung:

$$P = A \frac{E_t}{\Delta e} \quad (4)$$

Nach Gleichung 4 ist zwischen dem Quotienten $\frac{E_t}{\Delta e}$ und dem Trockenmasseertrag eine enge Beziehung zu erwarten.

2. Ergebnisse und Schlußfolgerungen

Die Beziehung zwischen dem Quotienten $\frac{E_t}{\Delta e}$ und dem Trockenmasseertrag kann man bei der Auswertung von Beweissicherungsverfahren ausnutzen, wenn man folgendermaßen vorgeht: Man bestimmt zunächst mit Hilfe eines digitalen Simulationsmodells die Beziehung zwischen dem mittleren Grundwasserflurabstand und dem Quotienten $\frac{E_t}{\Delta e}$ für die infrage kommenden mittleren Grundwasserflurabstände (RENGER et al. 1977). Beispiele hierfür sind im linken Teil der Abb. 1 und 4 zu finden. In diese Beziehungen gehen die Witterungsverhältnisse und die nFK_{we} mit ein.

Anschließend ermittelt man die Beziehung zwischen dem Quotienten $\frac{E_t}{\Delta e}$ und dem Trockenmasseertrag (s. rechter Teil der Abb. 1 bis 4). Die Ertragsermittlungen erfolgten im Rahmen von Beweissicherungsverfahren.

Die Abbildungen 1 und 2 zeigen, daß sich die Beziehungen zwischen dem Quotienten $\frac{E_t}{\Delta e}$ und dem Trockenmasseertrag im Raum Bremen und Osnabrück nur wenig unterscheiden (N-Düngung war in beiden Gebieten etwa gleich).

Aus Abb. 3 geht hervor, daß die N-Düngung die Beziehung zwischen dem Quotienten $\frac{E_t}{\Delta e}$ und dem Trockenmasseertrag stark beeinflussen kann.

Aus den in Abb. 3 dargestellten Ertragsbeziehungen für 61, 137 und 247 kg N/ha wurde die Beziehung zwischen dem Quotienten $\frac{E_t}{\Delta e}$ und dem Trockenmasseertrag bei Grünland für folgende N-Gaben ermittelt (s. Abb. 4):

0 kg N/ha
50 " N/ha
100 " N/ha
200 " N/ha
300 " N/ha

Das hier kurz beschriebene Auswertungsverfahren von Beweissicherungsflächen besitzt den Vorteil, daß man 1. auf die einmal ermittelten Ertragsbeziehungen bei zukünftigen Beweissicherungsverfahren immer wieder zurückgreifen kann und 2. auch in der Lage ist, Auswirkungen von Grundwassersenkungen vorherzusagen.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danken wir für die finanzielle Hilfe.

Die Ertragsergebnisse wurden uns von den jeweiligen Landbauaußenstellen der Landwirtschaftskammern Hannover und Weser-Ems sowie den Harzwasserwerken des Landes Niedersachsen zur Verfügung gestellt. Für diese wertvolle Unterstützung möchten wir allen Beteiligten ganz besonders danken.

3. Literatur

- BIERHUIZEN, J.F. and SLATYER, R.O.: Effect of atmospheric concentration of water vapor and CO₂ in determining transpiration - photosynthesis relationship of cotton leaves. - Agric. Meteor., 2, 259-270, 1965
- FEDDES, R.A., KOWALIK, P.F., ZARADNY, H.: Simulation of field water use and crop yield. - Simulation Monographs, Wageningen, Centre f. Agric. Publ. and Docum., 189 S., 1978
- RENGER, M., STREBEL, O., BRUNKE, H.: Auswirkungen von Absenkungen des Grundwassers auf Evapotranspiration und Grundwasserneubildung. - Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges., 25, (1), 89-100, 1977
- RENGER, M. und STREBEL, O.: Wasserverbrauch und Ertrag von Pflanzenbeständen. - Kali-Briefe 15 (2), 135-143, 1980
- VOIGT, H.: Zur Auswirkung von Grundwasserabsenkungen auf den Grünlandertrag. - Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges., 25, 689-694, 1977

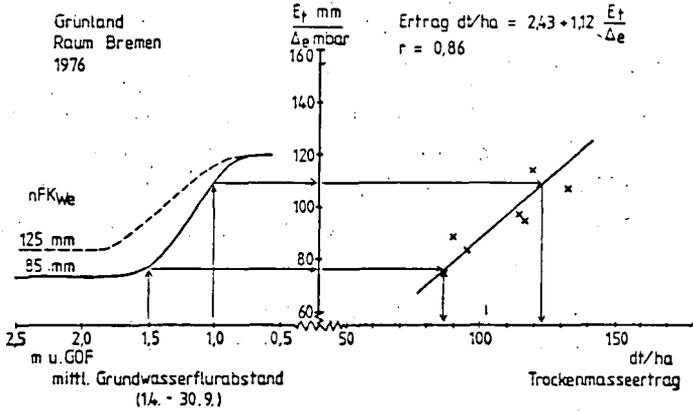


Abb. 1

Beziehung zwischen dem Grundwasserflurabstand, dem Quotienten aus Transpiration und Wasserdampfsättigungsdefizit und dem Trockenmasseertrag bei Grünland

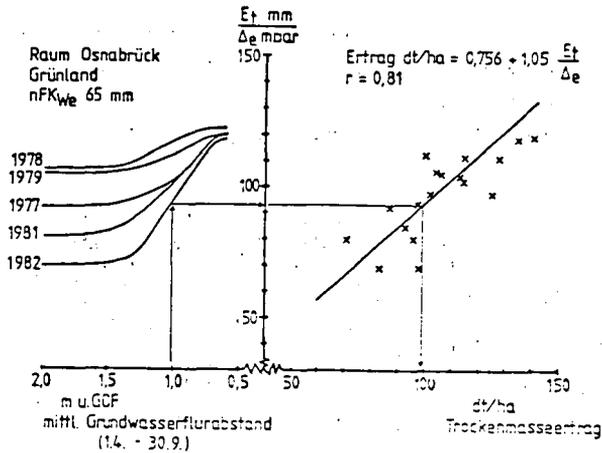


Abb. 2

Beziehung zwischen dem Grundwasserflurabstand, dem Quotienten aus Transpiration und Wasserdampfsättigungsdefizit und dem Trockenmasseertrag bei Grünland

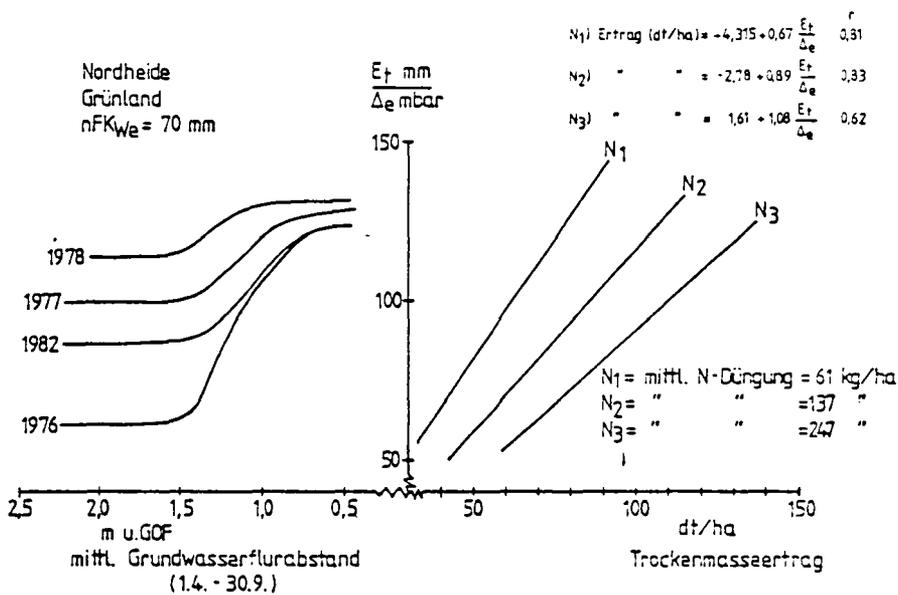


Abb. 3

Beziehung zwischen dem Grundwasserflurabstand, dem Quotienten aus Transpiration und Wasserdampfsättigungsdefizit und dem Trockenmasseertrag von Grünland bei unterschiedlicher Stickstoffdüngung

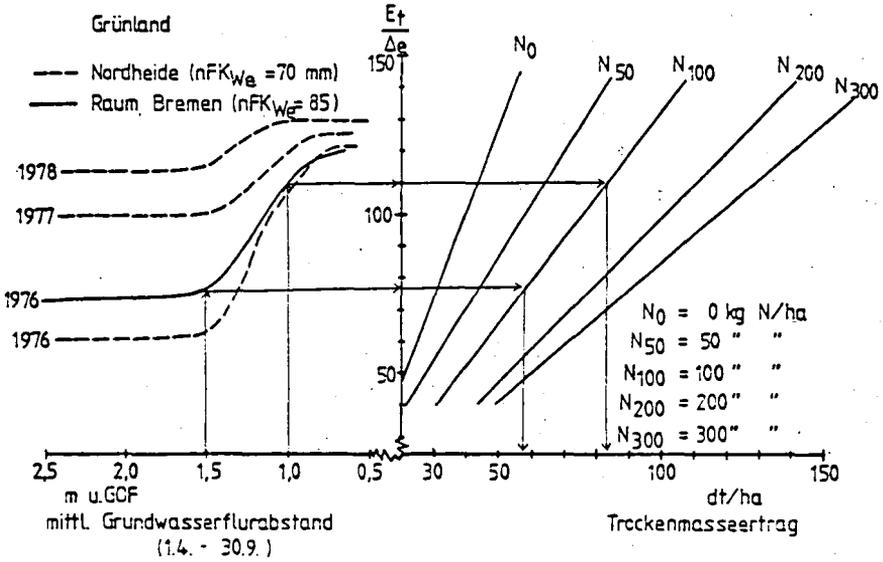


Abb. 4

Beziehung zwischen dem Grundwasserflurabstand, dem Quotienten aus Transpiration und Wasserdampfsättigungsdefizit und dem Trockenmasseertrag bei Grünland in Abhängigkeit von der Stickstoffdüngung

Aussagemöglichkeiten von Aggregatdichte-
Bestimmungen an intensiv genutzten Lössböden

von

Richter, J.*

Einleitung

Mich beschäftigt die Frage: was passiert mit unseren Böden bei Intensivierung der Nutzung? Speziell der zunehmende Einsatz sowie die drastische Erhöhung der Lasten schwerer Geräte lassen vor allem für die strukturschwachen Lössböden Veränderungen erwarten, die sich auf Dauer auf die Eignung als Pflanzenstandort auswirken können. Unabhängig von ihrer Bedeutung für das Pflanzenwachstum sollten sich diese Veränderungen mit einfachen Mitteln demonstrieren lassen.

Geht man von der Annahme aus, daß die Summe aus Fein- und Mittelporen bei Lössböden nahezu konstant ist, dann scheinen mir Aggregatdichte-Bestimmungen zur Zeit der saisonbedingten maximalen Setzung des Bodens (d.h. zur Zeit vor der Ernte) ein geeignetes Maß für die dann noch vorhandenen Grobporenanteile und damit ein wesentliches Strukturcharakteristikum zu liefern.

Im Rahmen einer Vorstudie, bei der es um die Klärung der Aussagekraft von Aggregatdichte-Messungen für den oben beschriebenen Zweck einerseits sowie um Prüfung der Voraussetzung hinsichtlich Konstanz der Summe von Fein- und Mittelporenanteilen andererseits ging, sind Proben von 40 Parabraunerde-Lössschlägen der Calenberger Börde südlich Hannover untersucht worden. Erste Ergebnisse dieser Untersuchungen habe ich auf der Tagung der Komm. 1 + 2 der DBG im Oktober 1982 in Göttingen (Richter, 1982) vorgestellt. Diese Ergebnisse sollen durch die hier mitgeteilten grob erfaßten Porengrößenverteilungen abgerundet werden.

Material und Methoden

Bodenproben wurden aus 40 verschiedenen Löss-Parabraunerde-Zuckerrüben-Schlägen Ende Juni / Anfang Juli 82 aus 3 Tiefen entnommen: 0-15 cm (Oberkrume), 15-30 cm (Unterkrume) und > 30 cm (Unterboden). An jeweils 3 Aggregaten/Schlag von 3-5 cm³

* Institut für Bodenkunde, Hannover, Herrenhäuser Str. 2

Volumen wurde mit Hilfe der Paraffin-Umhüllung die Aggregatdichte ermittelt. Stichprobenartige Vergleiche mit Lagerungsdichte-Messungen an Stechzylinder-Proben ergaben nur geringfügige Abweichungen (Richter, 1982), so daß zu diesem Zeitpunkt offenbar die Lagerungsdichte gut durch die Aggregatdichte approximiert wird.

Außerdem wurden durch Wassergehaltsbestimmungen bei pF 4,2 und 2,5 eine grobe Aufteilung in Fein- und Mittelporen vorgenommen. Die Grobporenanteile wurden durch Ergänzung auf das Gesamtporenvolumen errechnet. Porenvolumina wurden als spezifische Volumina ermittelt (cm^3/g getrockneten Boden).

Ergebnisse und Interpretation

Abb. 1 stellt - leicht schematisiert - die Aggregatdichte bzw. die Porenziffer e in Abhängigkeit von der Normalspannung σ_z dar und enthält alle wesentlichen Informationen.

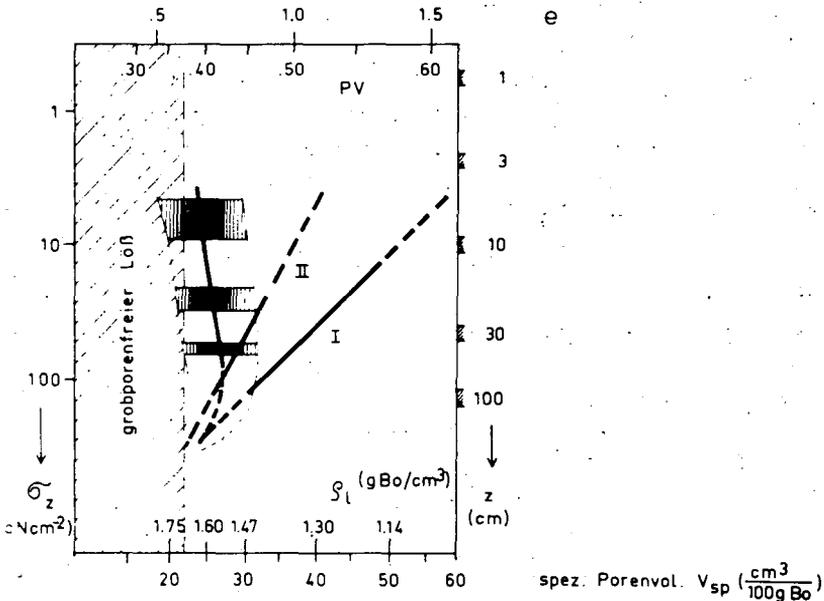


Abb. 1: Mechanische Zustandsgleichung für extensiv und intensiv genutzte Lössboden-Krümen.

Das Diagramm ist als mechanisches Zustandsdiagramm anzusprechen: während man für einen extensiv oder gar nicht genutzten Lößboden Kurven in der Form I und II erwartet (siehe Hartge u. Sommer, 1979), ergeben sich für unsere Parabraunerden Überkonsolidierungsäste in der angedeuteten Form. Die Verdichtungen in der Krume sind häufig so groß, daß die Dichte des grobporenfreien Lösses überschritten wird. D.h., daß auch die Mittelporen beeinträchtigt werden.

Dieses Ergebnis wird noch deutlicher, wenn man die Verteilungen der einzelnen Porenklassen der beiden Krumentiefen mit den Verteilungen des - relativ wenig beeinflussten - Unterbodens vergleicht (Abb. 2 und 3).

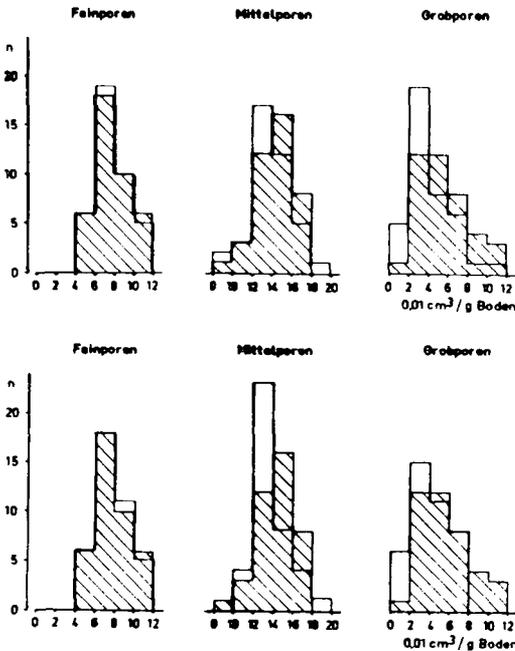


Abb. 2 und 3:

Spezifische Porenvolumen-Verteilungen Vergleich Oberkrume (bzw. Unterkrume) mit Unterboden (schraffiert) an 40 Löß-Parabraunerden im Sommer 1982.

Für beide Krumentiefen sind, wie zu erwarten, die Feinporenverteilungen nahezu identisch mit derjenigen des Unterbodens. Diese Tatsache kann als Test für die gute Qualität der Messungen gewertet werden. Mittel- und Grobporen sind jedoch in der Krume deutlich zu geringeren Volumenanteilen verschoben, und zwar die Oberkrume jeweils deutlich mehr als die Unterkrume.

Es läßt sich nun fragen, was die Ursache für die Porenverteilungen selbst ist. Dazu sind die verschiedenen spezifischen Porenvolumina mit dem Tongehalt korreliert worden.

Abb. 4 und 5 zeigen die relativ eng korrelierten spezifischen Fein- und Mittelporenvolumina in Abhängigkeit vom Tongehalt.

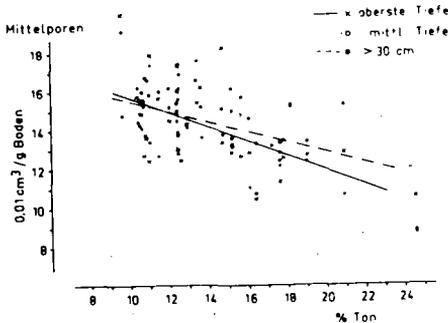
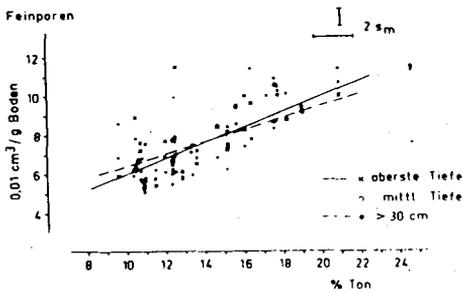


Abb. 4 und 5:

Beziehung zwischen spezifischen Fein-(bzw. Mittel-)Porenvolumen und Tongehalt für 40 Lößparabraunerden.

Tab. 1 enthält die entsprechenden linearen Regressionen für die verschiedenen spezifischen Porenvolumina samt Bestimmtheitsmaß und Standardabweichung für alle drei Probentiefen. Wie aus der Abb. 4 und 5 geht auch aus der Tabelle hervor, daß Fein- und Mittelporen gegensinnig mit dem Tongehalt korreliert sind, und zwar mit annähernd der gleichen Steigung. Das führt dazu, daß tatsächlich die Summe aus Fein- und Mittelporen unabhängig vom Tongehalt und unabhängig von der Tiefe etwa $21-22 \text{ cm}^3/100 \text{ g}$ Boden ist. - Die Grobporen sind, wie nicht anders zu erwarten, nur schwach mit dem Tongehalt korreliert.

Zusammenfassung

Die Neigung zu starker Überkonsolidierung der Lößböden läßt sich mit Hilfe der relativ unaufwendigen Bestimmung der Aggregatdichte sehr gut darstellen. Zusätzlich gemessene spezifische Porenvolumenverteilungen bestätigen die Tendenz zur Abnahme von Grob- und Mittelporen in der Krume im Vergleich zum Unterboden. Die die nutzbare Feldkapazität bestimmenden Mittelporen nehmen bei diesen Böden mit zunehmendem Tongehalt ab: bei 12 % Tongehalt ist das spezifische Mittelporenvolumen etwa $15 \text{ cm}^3/100 \text{ g}$ Boden, bei 24 % jedoch nur ca. $11 \text{ cm}^3/100 \text{ g}$ Boden. Die Summe aus Fein- und Mittelporen ist jedoch relativ konstant ($21-22 \text{ cm}^3/100 \text{ g}$ Boden).

Literatur

Richter, J. (1982): Gefügeänderungen in intensiv genutzten Lössböden: ihre Erfassung, Tendenzen, Bedeutung
Mitt. DBG, 34, 173-180

Hartge, K.H., und Sommer, C. (1979): Bodenverdichtungen und ihre Beurteilung,
Ztschr. f. Kulturtechnik u. Flurbereinigung 20,
257-268

Tab. 1

Regressionen für spezifische Porenvolumina ($V_i, \text{cm}^3/\text{g}$ Boden)
Abhängigkeit von Tongehalt (T, in %) und Tiefe

Oberkrume, Feinporen	$V_f = 1,88 + 0,40 \cdot T$	$r^2 = 0,78$	$s = 0,77$
Oberkrume, Mittelporen	$V_m = 19,12 - 0,36 \cdot T$	$r^2 = 0,36$	$s = 1,72$
Oberkrume, Grobporen	$V_g = 7,61 - 0,21 \cdot T$	$r^2 = 0,08$	$s = 2,53$
Unterkrume, Feinporen	$V_f = 1,53 + 0,44 \cdot T$	$r^2 = 0,89$	$s = 0,89$
Unterkrume, Mittelporen	$V_m = 20,91 - 0,46 \cdot T$	$r^2 = 0,57$	$s = 1,45$
Unterkrume, Grobporen	$V_g = 4,61 - 0,037 \cdot T$	$r^2 = 0,003$	$s = 2,43$
Unterboden, Feinporen	$V_f = 3,06 + 0,31 \cdot T$	$r^2 = 0,39$	$s = 1,43$
Unterboden, Mittelporen	$V_m = 18,50 - 0,28 \cdot T$	$r^2 = 0,30$	$s = 1,55$
Unterboden, Grobporen	$V_g = 7,74 - 0,15 \cdot T$	$r^2 = 0,04$	$s = 2,68$

Ermittlung von boden- und nutzungsspezifischen Jahreswerten der Grundwasserneubildung mit Hilfe von Boden- und Klimadaten und deren flächenhafte Darstellung

von

Sponagel, H.⁺, Strebel, O.⁺⁺ und Renger, M.⁺

Einleitung

Für überregionale Planungen sind für Niedersachsen flächendeckende Karten der Grundwasserneubildung im Maßstab 1:200.000 erarbeitet worden. Diese Karten haben allerdings für regionale Wasserhaushaltsbetrachtungen nur eine begrenzte Aussagekraft. Ein Verfahren, das eine angemessenen Genauigkeit der Grundwasserneubildung auch noch bei größerem Maßstab, wie z.B. 1:25.000, gewährleistet, ist das von RENGGER und STREBEL (1980) entwickelte Verfahren zur Bestimmung der jährlichen Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften. Mit diesem Verfahren ist es möglich, eine differenzierte Betrachtung verschiedener, in sich homogener Teilflächen vorzunehmen und kleinflächige Werte der Grundwasserneubildung zu berechnen.

Berechnet wird die dem Grundwasser jährlich zugeführte und verbleibende Wassermenge, also die Differenz aus jährlicher Versickerung minus jährlichem kapillaren Aufstieg aus dem Grundwasser. Grundlage des Verfahrens ist der über umfangreiche Geländemeßdaten gefundene enge Zusammenhang zwischen jährlicher Grundwasserneubildung (G mm/a), Jahresniederschlag (N mm/a), Verdunstung nach HAUDE (EHAUDE) und dem pflanzenverfügbaren Wasser im Wurzelraum.

Ergebnisse und Schlußfolgerungen

Die Untersuchungen zur Ermittlung der Grundwasserneubildung wurden auf einem ca. 300 km² großen Gebiet im Landkreis Lüchow-Dannenberg durchgeführt. Für die Beschaffung der Ausgangsdaten zur Berechnung der Grundwasserneubildung war zunächst eine bodenkundliche Aufnahme des Untersuchungsgebiets notwendig. Neben der Erfassung des Bodentyps wurden vor allem die für die Bestimmung des pflanzenverfügbaren Wassers benötigten Bodenkennwerte ermittelt (insbesondere Bodenart, Lagerungsdichte und Gehalt an organischer Substanz).

⁺ Nieders. Landesamt für Bodenforschung, Postf. 510153, 3000 Hannover 51

⁺⁺ Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Postf. 510153, 3000 Hannover 51

Aus diesen Kennwerten und der jeweiligen effektiven Durchwurzelungstiefe (W_e) läßt sich die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes (nFK_{W_e}) ermitteln. Die effektive Durchwurzelungstiefe ist neben der Bodenart in erster Linie von der Nutzung abhängig, z.B. nimmt die Durchwurzelungstiefe bei gleicher Bodenart in der Reihenfolge Grünland, Acker, Wald zu. Auf Standorten ohne Grundwasseranschluß ist der ermittelte nFK_{W_e} -Wert identisch mit dem gesuchten $W_{pfl_{W_e}}$ -Wert.

Auf Standorten mit Grundwasseranschluß muß der kapillare Aufstieg, der von der Bodenart und dem Grundwasserstand unterhalb des effektiven Wurzelraumes abhängt, mit zur nFK_{W_e} hinzugezogen werden ($W_{pfl_{W_e}} = nFK_{W_e} + \text{kap. Aufstieg}$). Ab.1 zeigt ein Beispiel für die Berechnung des kapillaren Aufstiegs bei einem Feinsand in Abhängigkeit vom mittleren Grundwasserstand unterhalb des effektiven Wurzelraumes während der Vegetationsperiode bei Grünland.

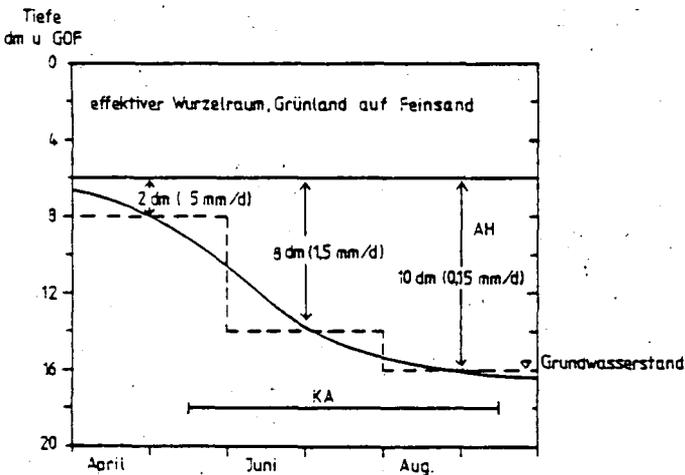


Abb. 1: Beispiel für die Berechnung des kapillaren Aufstiegs (mm/d) aus dem Grundwasser während der Vegetationsperiode (KA = Berechnungsperiode für den kapillaren Aufstieg). (AH= Aufstiegshöhe)

Auf einigen Teilflächen mit sehr geringen Flurabständen (flache Gleye) waren die Randbedingungen für den von RENGGER u. STREBEL (1980) berechneten kapillaren Aufstieg nicht gegeben (wegen geringerer Wasserspannung an der Untergrünze des effektiven Wurzelraumes wurden die Tabellenwerte nicht erreicht). Der unter diesen Bedingungen zugelassene maximale kapillare Aufstieg entspricht der klimatischen Wasserbilanz (N-V). Unter V ist in diesem Fall die reale Evapotranspiration zu verstehen, die über die Haudeverdunstung, multipliziert mit einem Faktor in Abhängigkeit von Kulturart und Bodenwassergehalt in % der nFK berechnet wurde (SPONAGEL 1980) (Umrechnungsfaktoren Acker Mai 1,05, Juni 1,02, Juli 1,3, August 0,9; Grünland 1,1; Wald 1,15).

Die ermittelten $Wpfl_{We}$ -Werte (Abb. 2 zeigt einen Ausschnitt der flächenhaften Darstellung i.M. 1:25.000) können nun in die Bestimmungsgleichung eingegeben werden. Für die meteorologischen Daten wurden langjährige mittlere Niederschlags- und Verdunstungswerte nach Haude von der Klimastation des Deutschen Wetterdienstes in Lüchow herangezogen. Die Grundwasserneubildung wurde dann nach folgenden Gleichungen berechnet:

$$\text{Ackerland: } G = 0.58 (N) - 220.3 (\log Wpfl_{We}) - 0.20 (E_{HAUDE}) + 400 \quad (1)$$

$$\text{Grünland: } G = 1.158 (N) - 0.784(N_V) - 202.7 (\log Wpfl_{We}) - 0.172 (E_{HAUDE}) + 171.3 \quad (2)$$

$$\text{Nadelwald: } G = -0.152 (N) + 0.000382 (N)^2 - 316.2 (\log Wpfl_{We}) - 0.651 (E_{HAUDE}) + 1129.5 \quad (3)$$

(N_V = Niederschlag April - September)

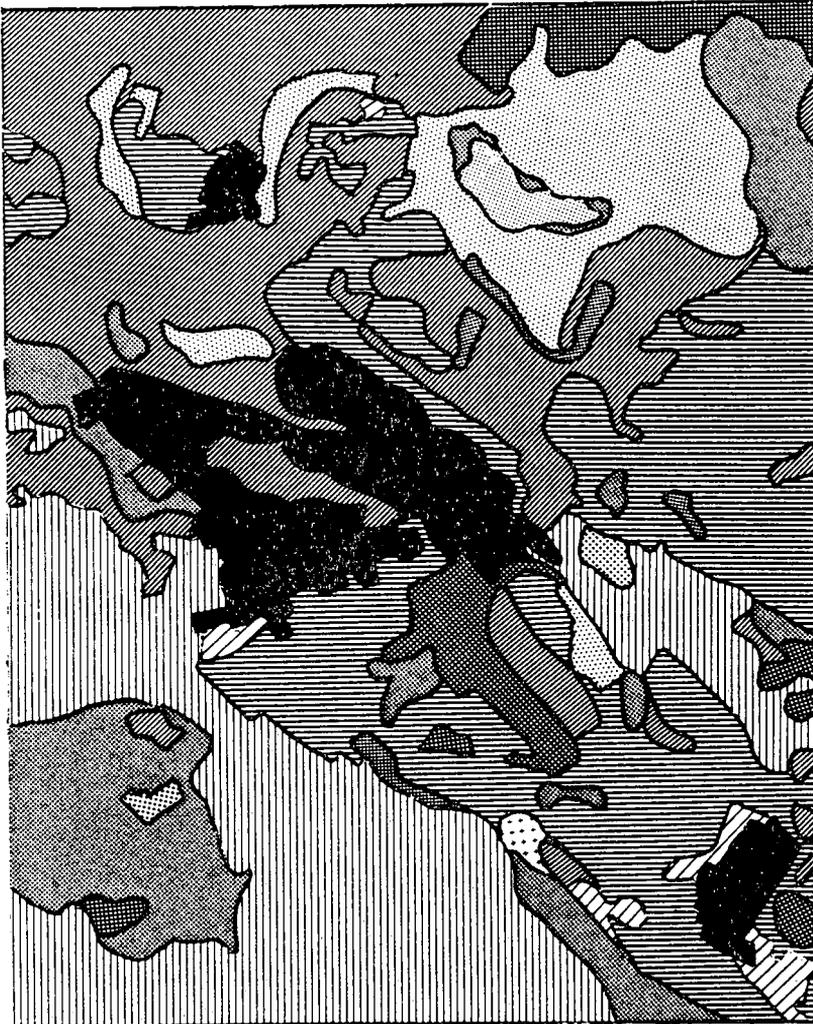
Die Ergebnisse der Berechnungen sind in der Abbildung 3 dargestellt. Im Bereich geringer Grundwasserflurabstände (Flächen mit mittleren und flachen Gleyen) ergeben sich insbesondere unter Wald negative Grundwasserneubildungsraten. Dieses ist darauf zurückzuführen, daß unter solchen Bedingungen eine potentielle Evapotranspiration herrscht.

Im Bereich der grundwasserfernen Standorte der höheren Geest (Podsole, Braunerden) treten unter Ackernutzung die höchsten Grundwasserneubildungsraten mit 220 mm/a auf. Wie Abbildung 4 zeigt, nimmt bei gleicher Bodenart und gleichem Grundwasserstand unter GOF die Grundwasserneubildung in der Reihenfolge Acker, Grünland und Nadelwald ab. Bei großem Grundwasserflurabstand ist keine Beziehung zur Grundwasserneubildung vorhanden, da der kapillare Aufstieg aus dem Grundwasser keine Rolle mehr spielt.

Abb.:2

Ausschnitt a.d.

TK 25LENZEN



55

155

240

380

85

175

280

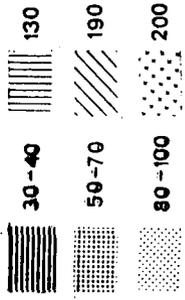
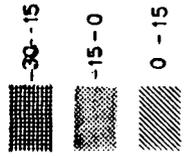
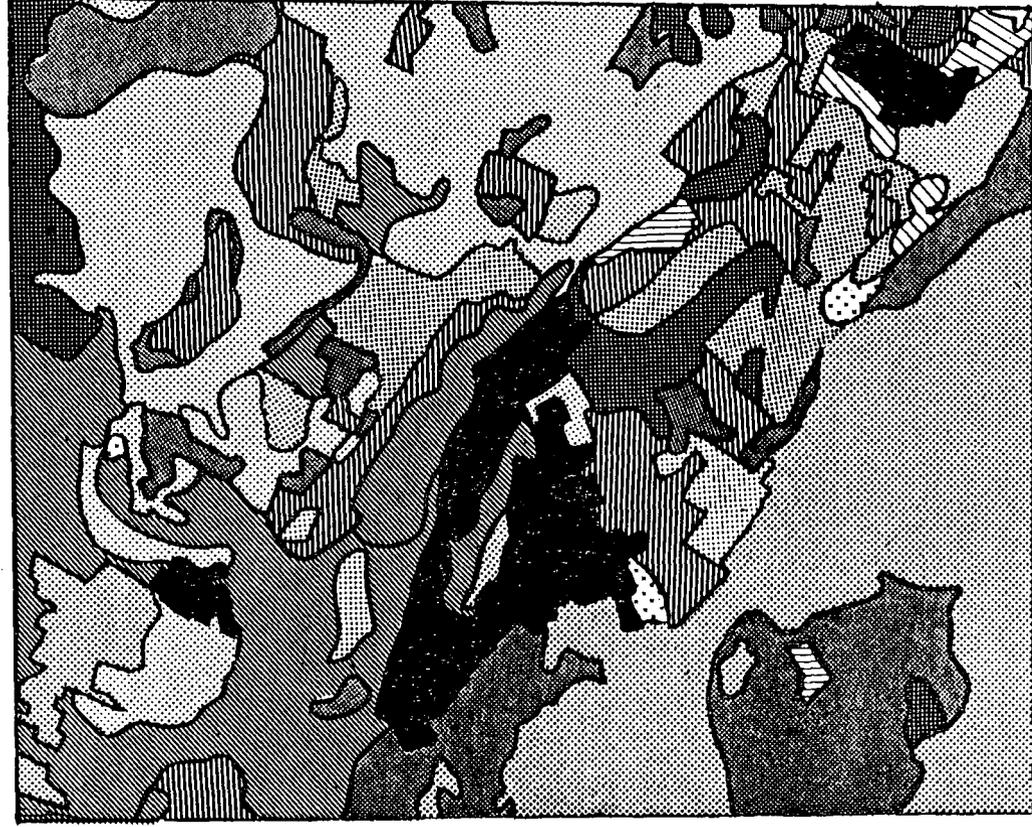
ORTSCH.

120

210

330

Wpfl_{we} / mm



ORTSH.

Grundwasserneubildung mm/a

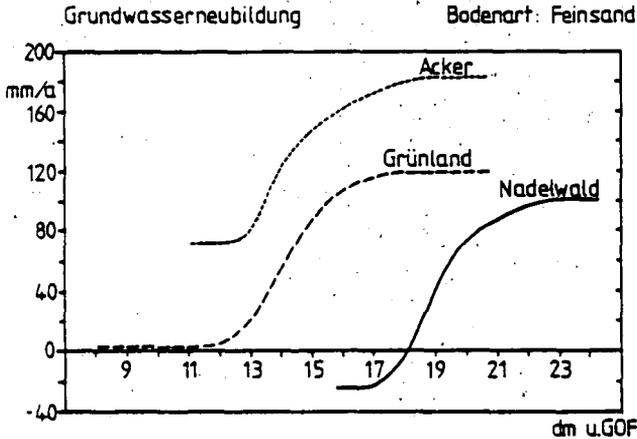


Abb. 4: Jährliche Grundwasserneubildung bei unterschiedlicher Nutzung in Abhängigkeit vom mittleren Grundwasserflurabstand unter GOF

Ebenso besteht bei relativ kleinen Grundwasserflurabständen kein Zusammenhang mehr zur Grundwasserneubildung, weil dann die von der Energiebilanz bestimmte vegetationspezifische maximale Evapotranspiration erreicht ist.

Die Untersuchungen wurden durch Mittel des Bundesministeriums für Forschung und Technologie gefördert. Wir danken für diese Unterstützung.

Literatur

- RENGER, M., STREBEL, O.: Jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften.
Wasser u. Boden 32 (8), 362-366, Hamburg 1980 a
- RENGER, M., STREBEL, O.: Berechnungsbedarf landwirtschaftlicher Kulturen in Abhängigkeit vom Boden.
Wasser u. Boden 32 (12), 572-575, Hamburg 1980 b
- SPONAGEL, H.: Zur Bestimmung der realen Evapotranspiration landwirtschaftlicher Kulturpflanzen.
Geol. Jb. Reihe F (Bodenkunde) 9, 3-87, Hannover 1980

Wasserentzug durch Wurzeln und Nitratanlieferung (Massenfluß, Diffusion)
als Funktion von Bodentiefe und Zeit bei einem Zuckerrübenbestand

von

Strebel, O.¹⁾, W. H. M. Duynisveld¹⁾, H. Grimme³⁾, M. Renger²⁾ u. H. Fleige²⁾

Einleitung

Ziel unserer Untersuchungen, die wir an Getreidebeständen (So-Weizen, Wi-Weizen, Wi-Gerste) und bei Zuckerrüben durchgeführt haben, ist eine Charakterisierung der Dynamik von Wasseraufnahme und N-Anlieferung bei Wurzelsystemen am natürlichen Standort. Von besonderem Interesse sind dabei der Beitrag des Unterbodens, der jeweilige Anteil von Massenfluß und Diffusion an der N-Anlieferung im Laufe der Vegetationsperiode und schließlich die Netto-N-Mineralisation. Dieser Kurzbericht beschränkt sich auf einige Ergebnisse bei Zuckerrüben.

Untersuchungsstandort und Methoden

Die Untersuchungen erfolgten an einer Teilfläche von ca. 100 m² auf einer Parabraunerde aus Löß. Gedrillt wurde am 10. 4. 1981 (Sorte KW Mono). Anfang Mai betrug der Anfangsbestand an Nitrat 170 kg N/ha (0 - 150 cm Tiefe). Der Zuckerrüben-Bestand entwickelte sich gut, er brachte einen Rübenenertrag von 567 dt/ha (mit einem Zuckergehalt von 16. 7 %) und einem Blattertrag von 545 dt/ha (Ernte 28. 9. 1981).

1) Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, und

2) Niedersächs. Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 3000 Hannover .

3) Landwirtsch. Forschungsanstalt Bünthehof, Bünteweg 8, 3000 Hannover

Grundlage der Bestimmung von vertikaler Wasserbewegung und Wasserentzugsraten durch Wurzeln sind Messungen des Wassergehaltes (Wallingford Neutronensonde) und der Wasserspannung (Registrierung mit Druckaufnehmer-tensiometern) als Funktion von Tiefe und Zeit (STREBEL et al. 1975).

Die Ermittlung der N-Anlieferung durch Massenfluß beruht auf Konzentrationsmessungen in der Bodenlösung (wöchentlich einmal Entnahme der Bodenlösung über Bodensonden aus 14 verschiedenen Tiefen, Ansaugzeit 3 - 4 Tage). Das Produkt aus Wasserentzugsrate und Nitratkonzentration ergibt die Anlieferung durch Massenfluß (STREBEL et al. 1980).

Die N-Aufnahme des Zuckerrüben-Bestandes wurde zu 4 verschiedenen Ernteterminen bestimmt. Die Differenz zwischen N-Aufnahme des Bestandes und N-Anlieferung durch Massenfluß aus dem gesamten Wurzelraum entspricht der N-Anlieferung durch Diffusion. Zur Berechnung der Tiefenfunktion der N-Anlieferung durch Diffusion wird die Gleichung für die radial-symmetrische Diffusion an die Wurzeln unter stationären Bedingungen herangezogen (DUYNISVELD u. STREBEL 1983).

Ergebnisse

Die Vegetationsperiode 1981 war mit Niederschlägen von 446 mm (1. 4. bis 28. 9. 1981) sehr regenreich. Die Transpiration (= Wasserentzug durch Wurzeln 0 bis 150 cm) betrug 239 mm, die Gesamtverdunstung 402 mm (118 mm Evaporation + 239 mm Transpiration + 45 mm Interzeption).

Die Wasserversorgung der Zuckerrüben war immer sehr gut und erfolgte vor allem aus dem Oberboden. Tiefere Wurzeln (maximale Durchwurzelungstiefe nach Profilwand-Methode ermittelt 140 cm) sind wenig (30 - 60 cm) oder kaum (> 60 cm) beteiligt (Abb. 1).

Bei einer N-Aufnahme des Pflanzenbestandes von 213 kg N/ha (Blatt + Rüben + Wurzeln) ist die Anlieferung durch Massenfluß mit 32 kg N/ha ziemlich niedrig. Dafür sind 2 Gründe maßgebend: Der Wasserentzug durch Wurzeln ist auf die oberen 3 dm konzentriert. In diesem Bereich aber fällt die Nitrat-Konzentration in der Bodenlösung von > 150 mg NO₃-N/l Mitte Mai über ca. 60 mg NO₃-N/l bei Reihenschluß auf < 10 mg NO₃-N/l Anfang Juli ab. Durch Diffusion wurden 181 kg N/ha angeliefert.

In Abb. 2 ist für 4 Tiefenbereiche als Kurve die N-Aufnahmerate (= Aufnahme durch Massenfluß + Diffusion) eingetragen (vgl. Zahlen der rechten Ordinate), außerdem mit Punkten der jeweilige Anteil der Diffusion an der Aufnahmerate (vgl. Zahlen der linken Ordinate). Das Maximum der Aufnahmeraten wird im Oberboden etwa Ende Juni mit dem Reihenschluß erreicht. Es verschiebt sich zeitlich mit zunehmender Bodentiefe bei gleichzeitiger Abflachung. Mit Annäherung an das jeweilige Aufnahme-maximum steigt der Diffusionsbeitrag steil an, unterhalb 60 cm Tiefe erfolgt die Anlieferung nahezu ausschließlich durch Diffusion. Der Unterboden (> 30 cm Tiefe) liefert 57 % der N-Aufnahme. Zum Erntetermin war nur noch ein geringer Restbestand von 14 kg/ha Nitrat-N im Wurzelraum (0 - 150 cm). Ein hoher Diffusionsanteil und eine starke Beteiligung des Unterbodens bei der N-Aufnahme vermindern somit auch den Umfang einer möglichen winterlichen Nitratauswaschung.

Über N-Bilanzen der verschiedenen Tiefenbereiche wurde die Netto-N-Mineralisation von organisch gebundenem N berechnet. Sie beträgt für den untersuchten Zeitraum insgesamt 75 kg N/ha. Davon entfallen 55 kg N/ha (= 73 %) auf den Oberboden 0 - 30 cm, der Rest auf 30 - 60 cm.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danken wir für die finanzielle Unterstützung dieser Untersuchungen.

Literatur

- DUYNISVELD, W. H. M., STREBEL, O.: Entwicklung von Simulationsmodellen für den Transport von gelösten Stoffen in wasserungesättigten Böden und Lockersedimenten. Texte 17/83, Umweltbundesamt Berlin, 197 S., 1983
- STREBEL, O., RENGER, M., GIESEL, W.: Bestimmung des Wasserentzuges aus dem Boden durch Pflanzenwurzeln im Gelände als Funktion der Tiefe und der Zeit. Z. Pflanzenernähr. Bodenkde. 138, 61 - 72, 1975
- STREBEL, O., GRIMME, H., RENGER, M., FLEIGE, H.: A field study with $^{15}\text{-N}$ of soil and fertilizer nitrate uptake and of water withdrawal by spring wheat. Soil Sci. 130, 205 - 210, 1980
- WILLIGEN, P. de: Mathematical analysis of diffusion and mass flow of solutes to a root assuming constant uptake. Inst. Bodemvruchtbaarheid Haren/Netherlands, Rapp. 6 - 81, 56 S., 1981

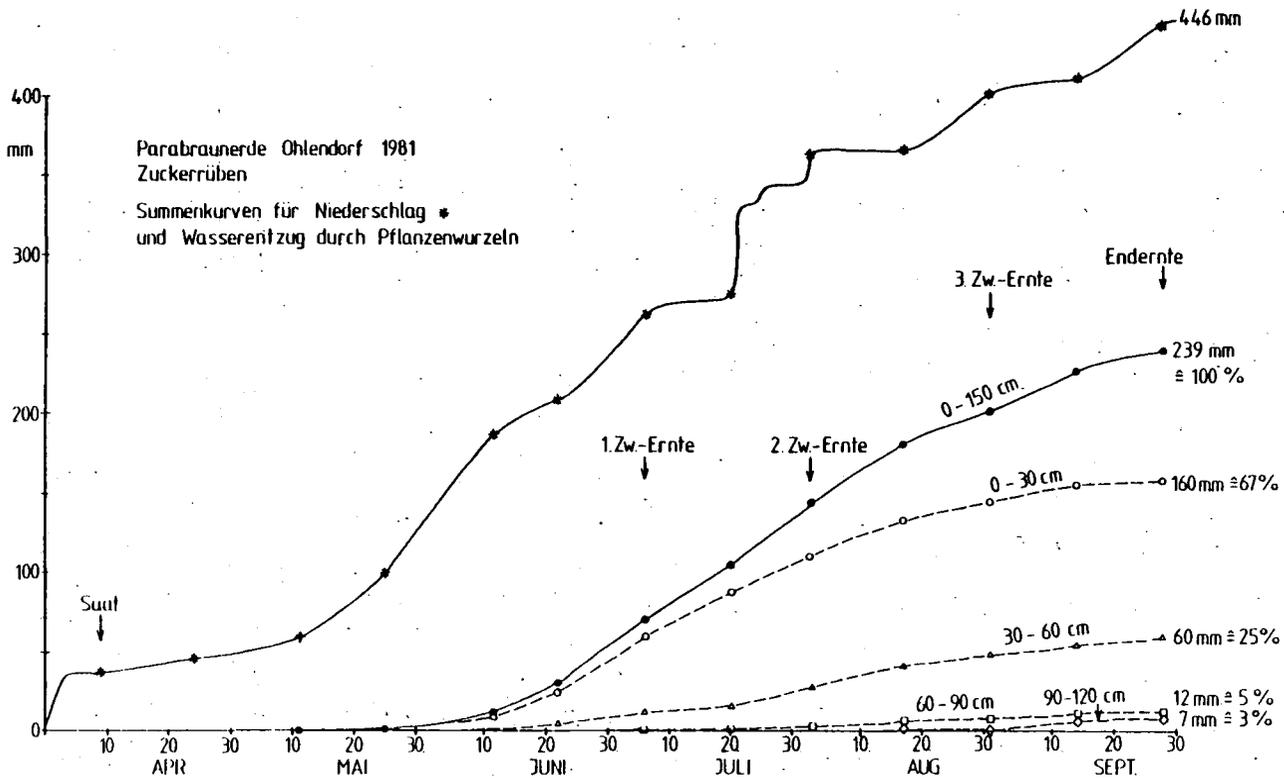


Abb. 1

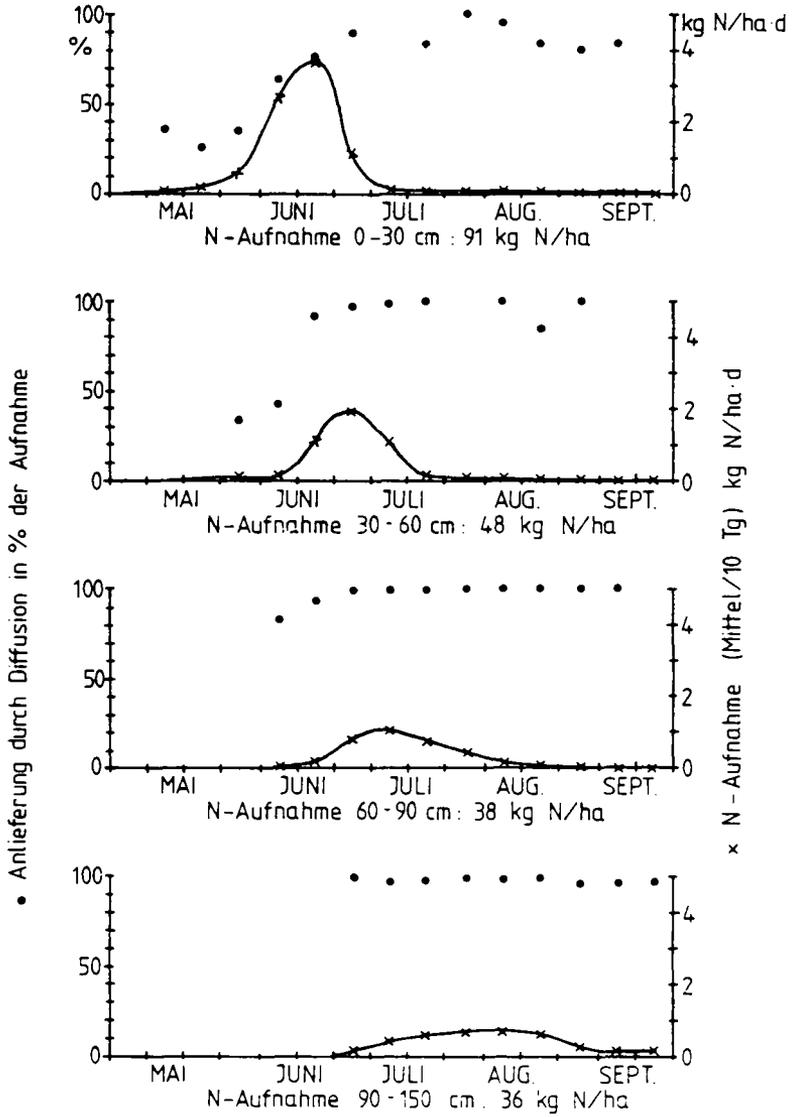


Abb. 2: N-Aufnahmeraten und Beitrag der Diffusion in 4 Tiefenbereichen (Zuckerrüben, Parabraunerde aus LÖß)



Steigerung von Ertrag und Wasserverbrauch durch N-Düngung bei
Sommerweizen auf Löss-Parabraunerde

von

Weinzierl, W., H.-G. Frede u. B. Meyer *)

Einleitung:

Der Verbrauch landwirtschaftlicher Kulturpflanzen an Wasser steht in Konkurrenz mit der Lieferung von Grundwasser für den Verbrauch durch Haushalte und Industrie. Durch Steigerung der Pflanzenerträge kann der eventuelle höhere Wasserverbrauch der Pflanzen aus den ihnen zur Verfügung stehenden Ressourcen - Niederschlag, Bodenwasservorrat, Beregnungswasser - möglicherweise das Potential für den Wasserverbrauch verringern.

Vorliegende Arbeit hat den Einfluß der N-Düngung als die am sichersten ertragsmodifizierende ackerbauliche Maßnahme zum Thema. Die Versuchspflanze war Sommerweizen, der Versuchsboden eine Löss-Parabraunerde. Die N-Varianten umfaßten a) ein niedriges, den Ertrag klar begrenzendes und b) ein hohes, für Höchstserträge ausreichendes N-Düngungsniveau.

Als Maß für den Wasserverbrauch gibt der Transpirationskoeffizient (TK), von HELLRIEGEL 1883 (1) eingeführt, das Verhältnis zwischen Wasserverbrauch und Trockenmasseproduktion während einer ganzen Vegetationsperiode, nicht aber für einzelne Entwicklungsabschnitte der Pflanze an. Bei ausreichender Nährstoff- und Sauerstoffversorgung treten TK für jede Kulturart in einer bestimmten Variationsbreite auf, die im wesentlichen durch Klima und Witterung bedingt ist (2).

Material und Methoden:

Für den Feldversuch wurde eine grundwasserferne Löss-Parabraunerde im Leinetalgraben, 10 km südlich von Göttingen, gewählt. Die Vergangenheit des Schlages mit 10-jährigem Getreideanbau ohne organische Düngung ließ die Möglichkeit einer Steuerung des N-Haushaltes ohne Störung durch unerwartete N-Mineralisation zu.

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

Mit Hilfe der N-min-Methode (3) wurde eine Variante mit optimaler Stickstoffversorgung geführt. In drei N-Gaben, 50/80/50 kg N/ha, wurden insgesamt 180 kg N/ha ausgebracht, was in der landwirtschaftlichen Praxis üblich ist. Ihr gegenübergestellt wurde eine N-Mangel-Variante mit drei Stickstoffgaben von 25/30/25 kg N/ha, insgesamt 80 kg N/ha. Die Varianten wurden dreifach wiederholt, bei einer Größe der Parzellen von 120 m². Darauf wurden zu sieben Zeitpunkten Teilernten und N-min-Untersuchungen durchgeführt. Für die beiden Stickstoffvarianten war zusätzlich je eine Parzelle vorgesehen, auf denen die hydrologischen Messungen ungestört durchgeführt werden konnten:

- 2-tägig: Registrierung der Saugspannungen mit Hg-Tensiometern, 2-fache Wiederholung; Tiefen: 10, 20, 40 ... 160, 180 cm.
- wöchentlich: Wassergehaltsbestimmung mit TROXLER - 100 mc - AM/BE - Neutronensonde.

Ergebnisse:

Abb. 1 zeigt den Gang der Bildung von oberirdischer Sommerweizen-Trockenmasse von Bestockung, wo noch Gleichheit zwischen den N-Varianten besteht, bis zur Ernte. N₁ erbrachte 4,9 t, N₂ 6,6 t Korn-TrM je ha.

Abb. 2 bringt für denselben Zeitraum den Entzug an N. Mit dem Korn wurden bei N₁ 110, bei N₂ 165 kg/ha entzogen. Die Ährenzahl betrug bei N₁ 474, bei N₂ 626.

Der kumulative Verbrauch an Wasser in Abb. 3 verläuft bis zur dritten Juni-Dekade in den beiden N-Varianten nahezu übereinstimmend. Der absolute Mehrverbrauch an Wasser in N₂ in Höhe von 44 mm fällt in die Vegetationsabschnitte zwischen Ährenschieben und Teigreife. Dieser höhere Verbrauch entspricht der höheren Ausschöpfung des Bodenwasser-Vorrates unter N₂.

Im Tiefen-Abschnitt des Bodens 0 - 30 cm zeigen beide N-Varianten einen wenig unterschiedlichen Wasserentzug, der jedoch bei beiden über den permanenten Welkepunkt (PWP) hinaus geht.

Im Tiefen-Abschnitt 30 - 60 cm dagegen schöpft N₂ den Wasservorrat bis zum PWP aus, N₁ hingegen nur bis zu 20 Vol. %.

Im nächsten Tiefen-Abschnitt gleichen sich der Gang der Bodenwassergehalte der beiden N-Varianten wieder weitgehend bis auf geringe Differenzen in der Schlußphase.

Aus den bisher mitgeteilten Ergebnissen läßt sich für jede Variante ein TK für die gesamte Vegetationsperiode ermitteln. Für N₁

liegt er mit 282, für N_2 mit 222 l H_2O/kg TrM vergleichsweise sehr niedrig.

Zur Darstellung von "Teil-Transpirationskoeffizienten" (TTK) sind in Abb. 4 aus der Vegetationszeit des Sommerweizens drei Zeitabschnitte ausgewählt worden, welche den Hauptabschnitt der vegetativen und zwei Abschnitte der generativen Phase charakterisieren.

Die TK liegen im ersten Abschnitt der generativen Phase (15. 6. - 29. 6.) erheblich niedriger als in der vorausgegangenen vegetativen Phase, obwohl die Rate der TrM-Bildung und N-Aufnahme etwa gleich groß sind. Im 2. Abschnitt der generativen Phase sinken sie bei abnehmenden Raten der TrM-Bildung und N-Aufnahme weiter ab, wobei sich die Varianten N_1 und N_2 einander angleichen.

Diskussion:

Über die gesamte Vegetationsperiode gesehen wurde mit dem höheren N-Gehalt ein weitaus niedriger TK erzielt. Der bei N_2 gegenüber N_1 erzielte TrM-Mehrertrag wurde mit einem TK von nur 85 zusätzlich erzeugt. Eine extensivere Wirtschaftsweise mit einer nicht zum Höchstertrag führenden Düngergabe würde das eingesetzte Wasser weniger ökonomisch verwerten, da sie bezogen auf die Vegetationsperiode einen höheren TK bedingt.

Eine Aufschlüsselung des TK in TTK für die einzelnen Entwicklungsabschnitte läßt darüber hinaus folgendes erkennen: Bis zum Ährenschieben verläuft in beiden Düngungsvarianten die Evapotranspiration übereinstimmend, d.h. die Mehrproduktion an TrM in N_2 erfolgt ohne zusätzlichen Wasserverbrauch. In diesem Vegetationsabschnitt zeigt sich, daß die Evapotranspiration vornehmlich von der eingestrahelten Energie, dem Sättigungsdefizit der Luft, der pflanzlichen Oberfläche und dem Boden-Wassergehalt bestimmt wird.

Erst nach der Reduktion der Bestockungstriebe, etwa zum Zeitpunkt des Ährenschiebens, tritt infolge der Differenzierung der Ährenzahl auch eine Differenzierung in der Evapotranspiration ein. Der absolute Mehrverbrauch an Wasser bei N_2 fällt in die Abschnitte zwischen Ährenschieben und Teigreife, wobei auch die gegenüber N_1 um fünf Tage verlängerte Vegetationszeit mitwirkt. Der bei N_2 zuwachsende TrM-Mehrertrag wird mit einem TTK von 96 erkauft.

Die Begrenzung der N-Versorgung bei N_1 wirkt sich im Abschnitt

"Ährenschieben bis Blüte" in einem sehr hohen TTK aus. Die Reduktion der Bestockungstriebe ist hier noch nicht abgeschlossen, die ET des Bestandes ist aber noch annähernd gleich der von N_2 .

Die gleich hohen TTK von N_1 und N_2 im letzten Zeitabschnitt lassen vermuten, daß die Dreiteilung der N-Gabe bei einer geringeren Dichte des Bestandes bei N_1 in dieser Phase trotzdem eine ausreichende Versorgung mit Stickstoff gewährleistet hat.

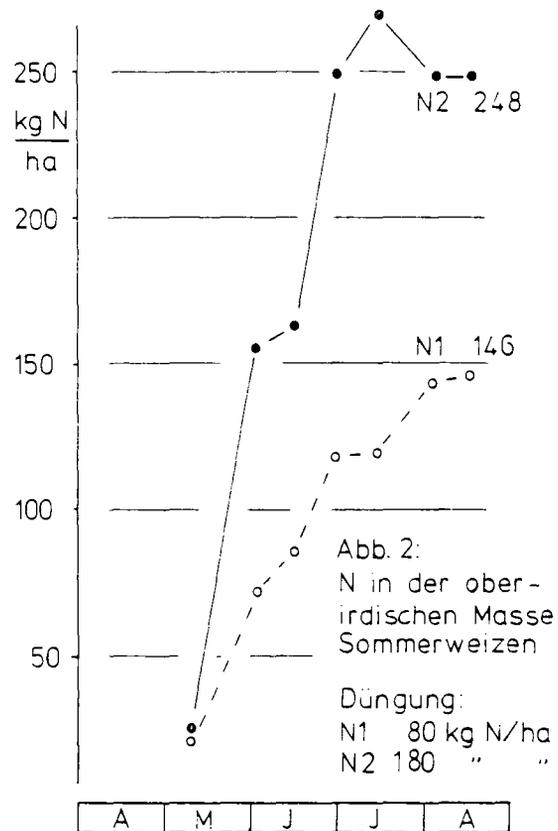
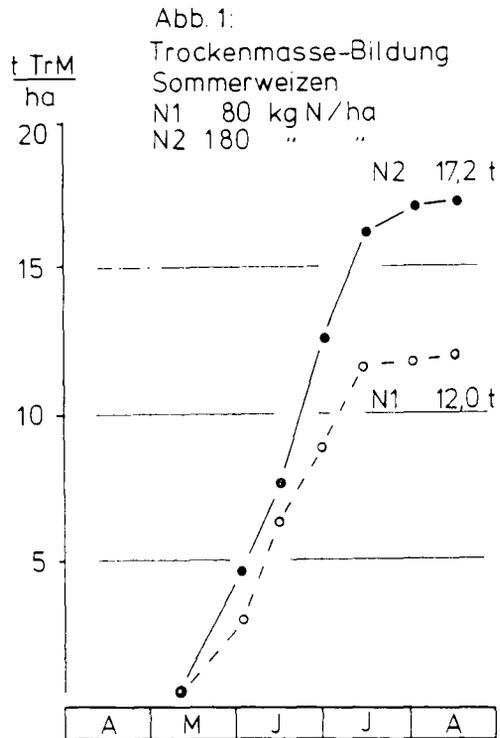
TK und TTK sind durch die Höhe und Verteilung der Düngergaben offenbar vielfach zu variieren. Denkbar wäre z.B. eine einmalige N-Gabe zu Beginn der Vegetationszeit, die zumindest in N_1 zur "Strohproduktion", d.h. hoher Ährenzahl/m², wenigen Körnern pro Ähre und niedrigen TKG geführt hätte. Eine Steigerung des absoluten Wasserverbrauches in der generativen Phase auf das Niveau von N_2 wäre dann zu erwarten.

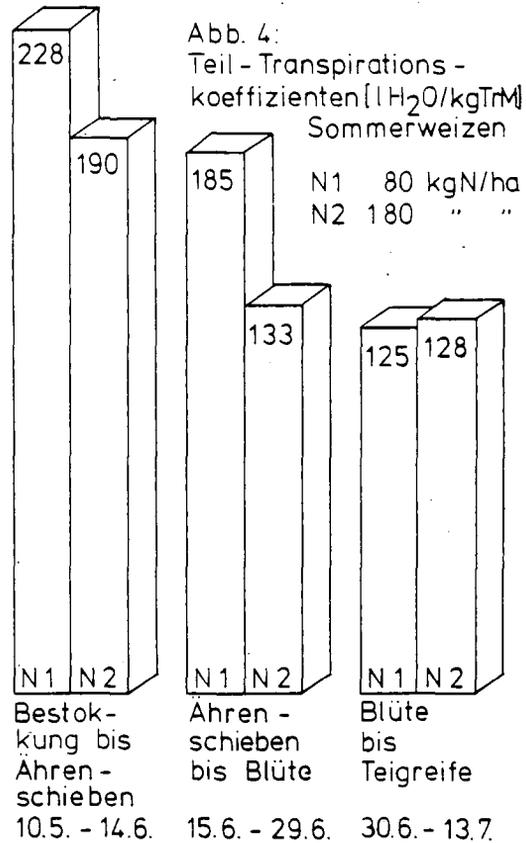
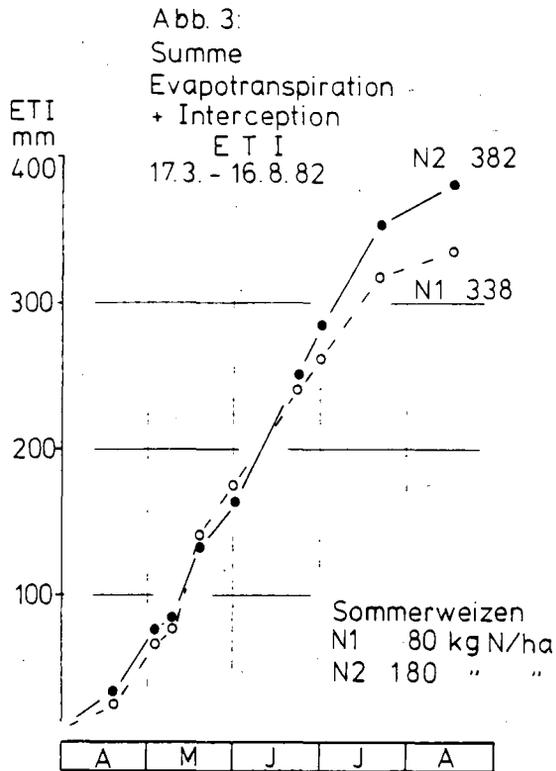
Zusammenfassung:

Die Steigerung des Korn-TrM-Ertrages von Sommerweizen auf einer Löss-Parabraunerde von 4,9 auf 6,6 t/ha durch Steigerung der N-Düngergabe von 80 auf 180 kg/ha bei etwa gleicher prozentualer Unterteilung der gesamten N-Gabe erbrachte eine unterproportionale Steigerung der evapotranspirierten Wassermenge. Der Transpirationskoeffizient (TK) sank, der auf den Ertragszuwachs bezogene TK lag bei nur 85 - 96. Die Untersuchung von Teil-Transpirationskoeffizienten (TTK) für einzelne Vegetationsabschnitte ergab, daß die Ertragsabhängigkeit des TK sich erst in der Phase zwischen Ährenschieben und Blüte, d.h. in der Hauptphase der Halmzahl-Reduktion herausbildete.

Literatur:

1. HELLRIEGEL, H.: Beiträge zu den Naturwissenschaftlichen Grundlagen, Braunschweig 1883
2. RENGER, M. u. O. STREBEL: Wasserverbrauch und Ertrag von Pflanzenbeständen, Kali-Briefe 15 (2), 135 - 143, 1980
3. SCHARPF, H.-Chr.: Der Mineralstickstoffgehalt des Bodens als Maßstab für den Stickstoffdüngerbedarf, Diss. TU Hannover, 1977





Empfindlichkeitsanalyse eines Bodenwasser-Simulationsmodells

von

Wessolek, G. [†]

Bei der Benutzung von Simulationsmodellen zur Berechnung des Bodenwasserhaushalts müssen i.d.R. folgende, überwiegend standortspezifische Informationen vorliegen:

- bodenphysikalische Funktionen,
- pflanzliche Parameter und
- Witterungsdaten auf täglicher Basis.

Um die Erfassung der Eingabedaten auf ein notwendiges Maß zu reduzieren, ist es wichtig zu wissen, auf welche der Parameter die Standortmessungen beschränkt werden können und mit welcher Genauigkeit die einzelnen Größen bestimmt werden müssen. Zu diesem Zweck wurde mit einem Zweischicht-Simulationsmodell eine Empfindlichkeitsanalyse durchgeführt, bei der die wichtigsten Eingabedaten um $\pm 20\%$ variiert wurden. Ähnliche Untersuchungen finden sich bei VAN BAKEL (1979), SCHLICHTER (1980) und STEINHARDT et al. (1981). Die Ergebnisse, dargestellt anhand der berechneten realen Evapotranspiration, geben Auskunft darüber, wie stark die Änderung eines Parameters das Endergebnis (Ereal) beeinflusst.

Das Prinzip des Simulationsmodells ist auf der linken Seite der Abb. 1 anhand des Systems Boden-Pflanze-Atmosphäre dargestellt.

Die reale Evapotranspiration setzt sich aus der Interception, der Transpiration und der Evaporation zusammen und wird nach der Methode von RIJTEMA (1965) berechnet. Die ungesättigte Bodenzone besteht aus 2 Schichten, dem effektiven Wurzelraum und dem Unterboden. Im eff. Wurzelraum wird täglich über die Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag, Evapotranspiration, kapillarer Aufstieg sowie Versickerung buchgeführt.

[†] Nieders. Landesamt für Bodenforschung, 3000 Hannover 1, Stilleweg 2

Der kapillare Aufstieg aus dem Grundwasser an die Untergrenze des Wurzelraumes ergibt sich aus der K-Psi Beziehung des Unterbodens sowie der jeweiligen Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes und dem Abstand zwischen dem Grundwasserspiegel und der Untergrenze des Wurzelraumes. Versickerung findet statt, wenn der Wassergehalt im effektiven Wurzelraum die Feldkapazität überschreitet. Eine detaillierte Beschreibung des Simulationsprogramms geben RENGER und STREBEL (1981).

Die Empfindlichkeitsanalyse wurde für 2 Sommerhalbjahre durchgeführt, und zwar für 1 Feuchtjahr 1980 mit 382 mm N im Zeitraum 1.4. - 20.8. und für 1 Trockenjahr 1976 mit 212 mm im gleichen Zeitraum. Dabei wurden die Tageswerte der Wetterstation Langenhagen zugrundegelegt. Der Wasserhaushalt dieser beiden Jahre wurde für S.Weizen berechnet, und als Boden ging ein 1'S mit 110 mm nFK im eff. Wurzelraum in die Modellrechnung ein.

Es ergeben sich demnach 4 Varianten, für die die Empfindlichkeitsanalyse durchgeführt wurde (rechte Seite d. Abb. 1).

Eine Zusammenstellung der Ergebnisse gibt Tabelle 1 wieder.

Es sind aufgetragen: die veränderlichen Parameter des Klimas, des Bodens und der Pflanze sowie die 4 Varianten Feucht- und Trockenjahr mit und ohne Grundwasseranschluß.

Es zeigt sich, daß beim Klima die Niederschläge und die rel. Luftfeuchte den stärksten Einfluß auf die E_{real} ausüben, gefolgt von der Temperatur und der Sonnenscheindauer sowie der Windgeschwindigkeit.

Von den Pflanzenparametern gehen insgesamt geringere Einflüsse aus. Der Bedeckungsgrad und die effektive Wurzeltiefe gehen etwa gleichgewichtig in das Modell ein, während der Wuchshöhe eine geringere Bedeutung zukommt.

Im nachfolgenden Beispiel wird demonstriert, in welchem Maße Meßparameter (in diesem Fall Klimaparameter) von einem Standort auf einen anderen übertragbar sind.

Zu diesem Zweck wurde E_{real} für 10 Jahre für die Standorte Emden und Lüchow-Dannenberg unter der Voraussetzung gleicher Boden- und Pflanzenbedingungen berechnet. Emden zeichnet sich durch relativ hohe Niederschläge und Luftfeuchte aus, während in Lüchow ein kontinentales Klima vorherrscht. Aus Abb. 2 geht hervor, daß die langjährige E_{real} von Emden wesentlich höher ausfällt als von Lüchow. In einer zweiten Berechnung wurden die Basisklimawerte von Lüchow zugrundegelegt und die Niederschläge von Emden übernommen. Es zeigt sich (gepunktete Linie), daß bei dieser Berechnung die wirkliche Verdunstung von Emden schon relativ genau nachvollzogen werden kann. Insgesamt fällt jedoch E_{real} zu hoch aus, weil das Sättigungsdefizit von Lüchow größer ist als von Emden. Wird zusätzlich die rel. Luftfeuchte von Emden übernommen, so wird nahezu derselbe E_{real} -Verlauf errechnet, als wenn sämtliche Klimawerte von Emden zur Berechnung herangezogen wären (dargestellt mit den gepunkteten und gestrichelten Linien). In diesem Beispiel wird deutlich, daß die Anzahl der Meßparameter, die für entsprechende Modellrechnungen notwendig sind, z.T. erheblich reduziert werden können, ohne dabei größere Berechnungsfehler zu erzeugen. Anders ausgedrückt: Der Versuchsansteller kann zukünftig in Abhängigkeit einer Toleranzbreite, die er sich selbst vorgibt, die Anzahl der Meßparameter incl. der einzuhaltenden Meßgenauigkeit festlegen.

Literatur

- RENGER, M. und STREBEL, O. (1981): Berechnungsbedürftigkeit landwirtschaftlicher Kulturen in Niedersachsen in Abhängigkeit von Klima und Boden, Meteorol. Rdsch. 34, 10-16
- RIJTEMA, P.E. (1965): An analysis of actual evapotranspiration, Agric. Res. Rep. 659, Wageningen, 107 S
- STEINHARDT, R., EHLERS and van der PLOEG, R.R. (1981): Analysis of Soil-Water Uptake from a Drying Loess Soil by an Oat Crop Using a Simulation Model, Irrig Sci 2, 237-258
- VAN BAKEL (1979): Verdamping in Relatie tot Boden en Gewas, Deel 2 van rapport 'Verdamping en gewasgroei' ten behoeve van de Commissie Bestudering Waterhuishouding, Arnhem, Gelder-Land

Schema des Simulationsmodells

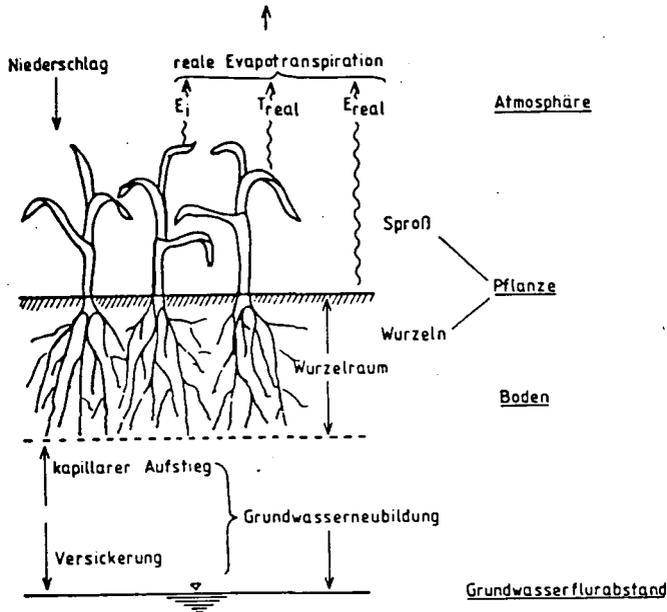


Abb. 1: Komponenten des Bodenwasserhaushaltes bei einem Standort in ebener Lage.

(E_i = Interzeptionsverdunstung
 T_{real} = reale Transpiration
 E_{real} = Evaporation)

Ausgangsdaten:

Klima: Tageswerte der Wetterstation Langenhagen:

Niederschlag
 Windgeschwindigkeit
 Lufttemperatur
 Luftfeuchtigkeit
 Sonnenscheindauer

"Feuchthjahr" (1980) N = 382 mm (1.4.-20.8.)

"Trockenjahr" (1976) N = 212 mm "

Pflanze: S. Weizen (1.4.-20.8.)

Boden: IS, $nFK_{We} = 110$ mm

Grundwasseramplitude (gewogenes Jahresmittel)

GW-nah: 98 cm u. GOF

GW-fern: 250 cm u. GOF

Varianten:

- Feuchthjahr
 - GW-nah
 - GW-fern
- Trockenjahr
 - GW-nah
 - GW-fern

Tab.1: Empfindlichkeitsanalyse des Bodenwasserhaushaltsmodells
(nach RENGER und STREBEL)

Standortbedingung:		Meß - Parameter										
		K l i m a					Boden		P f l a n z e			
Jahres- Witterung	GW-Stand	Nieder- schlag	rel.LF	Temp.	Wind	Sonne	nFK _{We}	K- Ψ	eff.Wurzel- tiefe	Boden- bedeckung	Wuchs- höhe	
Feucht	GW nah	o	xxx	xx	o	x	o	o	o	o	o	
	GW fern	x	xxx	xx	0	x	x	x	o	x	o	
Trocken	GW nah	o	xxx	xx	o	x	o	o	o	o	o	
	GW fern	xxx	xx	x	o	o	xx	xx	x	o	o	
Rang:		N = rel. LF > Temp. > Wind < Sonne					nFK _{We} = K- Ψ		W _{eff} = Bd \Rightarrow Wh			
Wichtung:		Klima					=		Boden		\Rightarrow	Pflanze

bei Parameteränderung um \pm 20 %:

xxx $\hat{=}$	E _{real} \geq	\pm 10 %
xx $\hat{=}$	" \geq	\pm 5 %
x $\hat{=}$	" \geq	\pm 2,5 %
o $\hat{=}$	" <	2,5 %

Ereal (14. - 30.9.)

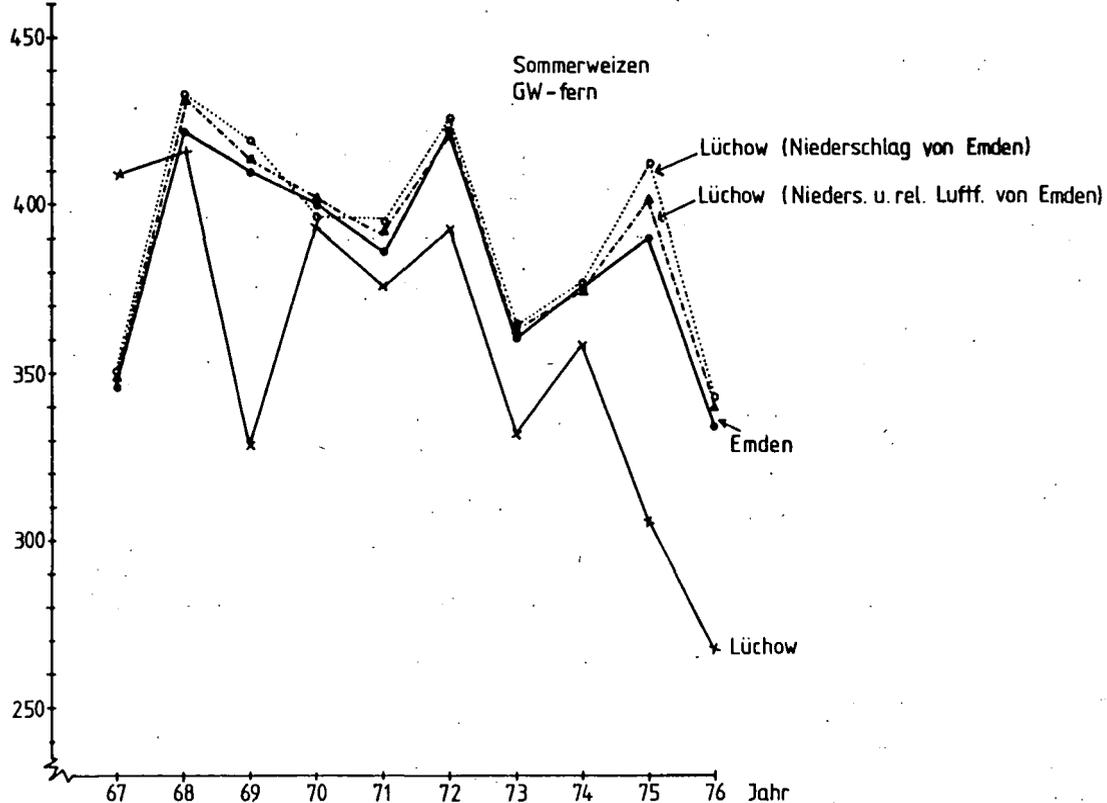


Abb. 2: Einfluß des Niederschlages und der rel. Luftfeuchte auf den Verlauf der realen Evapotranspiration am Beispiel Lüchow-Dannenburgs und Emden

Wirkung des Körnermaisanteils in der Fruchtfolge auf die Erodierbarkeit von Böden

von
Zuck, B.⁺ und V. Schweikle⁺⁺

Einleitung:

Umstritten ist, ob Mais in Monokultur das Bodengefüge in Oberböden so verändert, daß sie erosionsanfälliger werden. Diese Frage wurde anhand eines 10-jährigen Fruchtfolgeversuchs bei dem die Faktoren A und S Null, R, L und P konstant und C variiert waren geprüft. Unterschiede im K-Faktor würden also durch Unterschiede im Maisanteil (C-Faktor) verursacht. (A, R, S, K, L, C und P sind Parameter der universellen Bodenabtraggleichung von Wischmeier und Smith (1978)).

Methodik:

Material: Fruchtfolgeversuche der Landesanstalt für Pflanzenbau und Tabakforschung in Rheinstetten-Forchheim und des Regierungspräsidiums Freiburg (Beginn 1972) bei Lahr (TK 25 Nr. 7613 Lahr-Ost R 3414,55 H 5359, 78) auf Vega und bei Emmendingen (TK 25 Nr. 7812. Kenzingen R 3401,50 H 5339,60) auf brauner, karbonatreicher **Pararends.mit** den Versuchsgliedern 100 % Mais, 50 % Mais und 50 % Getreide und 33 1/3 % Mais und 66 2/3 % Getreide und örtlicher Bewirtschaftung.

Methoden: Die K-Faktoren wurden entnommen aus Nomogrammen von Wischmeier und Smith (1978) und Schwertmann (19??). Die dazu notwendigen Daten wurden an 1982 entnommenen Mischproben aus den Ap-Flächen jeden Versuchsglieds wie folgt bestimmt:
Organische Substanz mit nasser Veraschung nach Schlichting
und Blume (1966).

⁺Studentin, ⁺⁺ Landesanstalt für Umweltschutz
Baden-Württemberg, Institut für Ökologie und Naturschutz,
Postfach 210752, 75 Karlsruhe 21

Aggregatklassen visuell

Körnung: Vorbehandlung a) mit Natriumpyrophosphat 12 St. geschüttelt
b) mit Natriumpyrophosphat 48 St. geschüttelt
und 10 Min. mit Ultraschall beschallt.

Messung mit Siebanalyse und Köhn-Pipette nach Hartge (1971).

Infiltrationsrate nach Bertrand (1935)

Wasserleitfähigkeit nach Schlichting und Blume (1966) in 0 - 1 m in jedem Bodenhorizont und auf der 100 % Maisparzelle in und zwischen den Fahrspuren.

Ergebnis:

Tabelle 1 zeigt, daß mit zunehmendem Anteil an Körnermais in der Fruchtfolge die Gehalte an organischer Substanz etwas abnehmen, die Stabilität von Mikroaggregaten (Aggregatdurchmesser zwischen 2 und 0,2 mm) größer wird, bei Aggregatklassen und Permeabilitäten keine Unterschiede zwischen Versuchsgliedern (nicht befahren) bestehen und daß in einem Versuchsglied die Wasserleitfähigkeit in der Fahrspur um 2 Klassen niedriger ist als im unbefahrenen Feld. Die Körnung der Oberböden variiert innerhalb eines Standortes nicht (Abb. 1). Die Erosionsanfälligkeit der untersuchten Oberböden wird durch unterschiedliche Anteile von Körnermais in der Fruchtfolge nicht beeinflusst. Ein möglicher Einfluß der Abnahme der organischen Substanz mit der Zunahme des Maisanteils wird durch die Zunahme des Anteils an Aggregaten 0,1 bis 2 mm wieder ausgeglichen.

Literatur:

- BERTRAND, A.R. (1965): Rate of Water Intake in the Field in Black, C.A. (ed) Methods of soil analysis, 197-209. American Soc. of Agr. Madison .
- HARTGE, H. (1971) Die physikalische Untersuchung von Böden. Emke, Stuttgart.
- SCHLICHTING, E., und H.P. BLUME (1966): Bodenkundliches Praktikum, Parey, Hamburg.
- WISCHMEIER, W.H., and D.D. SMITH (1978): Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning -USDA, Agr. Handbook Nr. 537.

Ort Bodentyp Mais in Fruchtfolge	Schutterwald-Bühl Gley - Pseudogley			Lahr-Hugsweiler Vega			Emmendingen-Weisweil Pararendzina			
	%	100	50	33 1/3	100	50	33 1/3	100	50	33 1/3
Schluff-und Feinstsand (0,002 bis 0,1 mm)		48,2	56,7	51,6	74,0	77,0	75,4	63,6	63,8	64,5
Sand (0,1 bis 2 mm)	%	31,8	23,3	28,4	11,0	8,0	9,6	11,4	11,1	10,5
Organische Substanz	%	1,7	1,9	1,9	3,1	3,4	3,3	1,8	2,0	2,0
Aggregatklasse	-	3	3	3	2	2	2	2	2	2
Permeabilitätsklasse	-	6	6	6	6	6	6	6(4)	6(4)	6(4)
K-Faktor (SI-Einheiten)		0,31	0,40	0,37	0,40	0,38	0,38	0,40 (0,46)	0,38 (0,45)	0,40 (0,46)

() Werte in der Klammer sind die der Fahrspuren.

Tab. 1 K-Faktor und die diesen bestimmende Parameter greier Böden bei verschiedenem Anteil von Mais in der Fruchtfolge

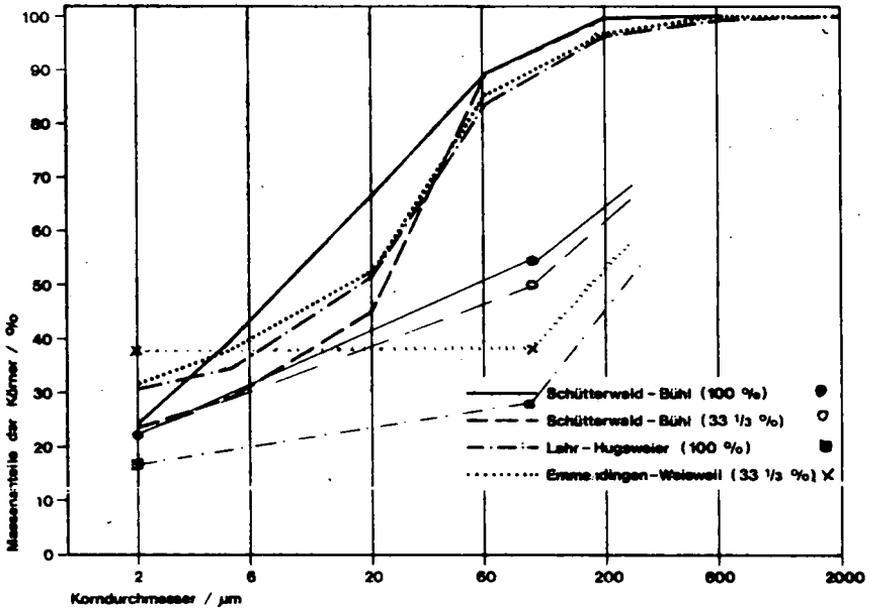


Abb. 1: Körnung der A_p -Horizonte einiger Maisversuchsstandorte. (Dünn ausgezogene Kurven zwischen 100 und 2 μ m sind Kornfraktionen der Körnung für UBAG).

K O M M I S S I O N

II



Einfluß von Bodentyp, Standort und pflanzenbaulichen Maßnahmen
auf den Anteil organischer Substanz
in verschiedenen Mikroaggregatgrößenklassen am Gesamtboden

von

Ahl, Chr. , H.-J. Altemüller und H. Söchtig*

1. Einleitung

Densiometrische Auftrennungen der Bodensubstanz in organische, organo-mineralische und mineralische Fraktionen werden seit HENIN und TURC (8) mit dem Ziel betrieben, die Humusformen des Bodens in ihrer Verknüpfung mit der mineralischen Komponente zu erfassen und durch humus-chemische Analysen näher zu beschreiben. GREENLAND und FORD (7), die mit Ultraschall Böden in schweren Flüssigkeiten dispergierten, weisen nach, daß die "leichte Fraktion" eines Bodens aus teilweise humifizierten Pflanzenresten besteht und einen guten Nährboden für Mikroorganismen darstellt. Bodentypen (TURCHENEK und OADES (10), FELLER (6), YOUNG und SPYCHER (11)) sowie Ober- und Unterboden (CHICHESTER (3)) lassen sich mit Hilfe von Dichte- und Partikelgrößentrennungen unterscheiden. Auswirkungen der Inkulturnahme auf die Mikroaggregatgrößenzusammensetzung und die C-Verteilung des Bodens geben TIESSSEN und STEWART (9) für amerikanische Graslandflächen (Cryoborolls) nach 4 und 90 Jahren Brache-Getreide-Rotation wieder. ADAMS (1) versucht, über C/N-Verhältnisse die Herkunft des organischen Materials in verschiedenen Größenklassen zu klären, einige Deutungen ergeben sich aus den mit verschiedenen organischen Düngern behandelten Flächen.

Im Rahmen des EG-Forschungsprogramms "Land Use - Soil Degradation" werden humus-chemische Untersuchungen an Bodenproben aus Langzeitdüngungsversuchen verschiedenster Provenienz vorgenommen. Um Auswirkungen organischer Düngungsmaßnahmen auf die Mikroaggregatgrößenzusammensetzung eines Bodens machen zu können, lehnt sich ein Teil der Untersuchung an die Auftrennung des Bodens nach BRUCKERT et al. (2) an.

* Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft Braunschweig-Völkenrode (FAL), Bundesallee 50, 3300 Braunschweig

2. Material und Methoden

Berichtet wird über die Untersuchung der Versuche aus Rothamsted und Gembloux. Im belgischen Gembloux werden seit 1959 zu einer vier- bzw. seit 1975 dreigliedrigen Fruchtfolge jeweils zu Rotationsbeginn der Variante "Stallmist" 45 - 50 t/ha Stallmist gegeben, eine NPK-Düngung erfolgt unter Berücksichtigung der Nährstoffe des Stallmistes. Dieser Variante steht eine reine NPK-Düngungsvariante gegenüber (DROEVEN (5)).

Von den klassischen Rothamsted-Feldexperimenten kamen drei zur Untersuchung:

1. Barnfield, Mangold-Anbau seit 1856(76) bis 1959, seit 1960 viergliedrige Fruchtfolge;
2. Hoosfield, Gerstenanbau seit 1852;
3. Broadbalk, Weizenanbau seit 1843, ein Teilstück seit 1968 in viergliedriger Fruchtfolge.

Zu jedem Feldversuch gehören drei Düngungsstufen: a) ungedüngt, b) mineralische Düngung und c) alleinige Stallmistdüngung, 35 t/ha/a. Nähere Einzelheiten sind den "Rothamsted Experimental Station Reports" der Jahre 1961, 1966, 1968 und 1976 zu entnehmen. Für die Zurverfügungstellung der Bodenproben möchten die Verfasser Herrn Dr. Tinsley, Rothamsted, und Dr. Droeven, Gembloux, herzlich danken.

Die Böden werden im lufttrockenen Zustand gemahlen und auf 0,2 mm abgesiebt. Durch das Mahlen verliert der Boden zwar seine Grobaggregate wie z. B. Krümel-, Wurmlosungsaggregate, er gewinnt aber an Homogenität. Nach der Methode BRUCKERT et al. (2) werden 35 g Boden mit fünf Glaskugeln und 200 ml dest. Wasser versetzt und 24 h im Rüttler geschüttelt; die Feinsandgrößenklasse wird naß abgesiebt, die Grob- und Mittelschluffgrößenklassen werden durch Sedimentation im Schlammzylinder erhalten, und die Feinschluff- und Tongrößenklassen abzentrifugiert. Jede so erhaltene Mikroaggregatgrößenklasse wird mit einem Dichtentrennmittel (Bromoform/Äthanol-Gemisch, $d = 2,2 \text{ g/cm}^3$) in eine leichte und eine schwere Fraktion aufgetrennt.

Die Korngrößenanalyse erfolgt nach der Kettenaräometermethode von DE LEENHEER (4).

3. Ergebnisse und Diskussion

3.1 Verteilung der Aggregate auf die Größenklassen und Fraktionen

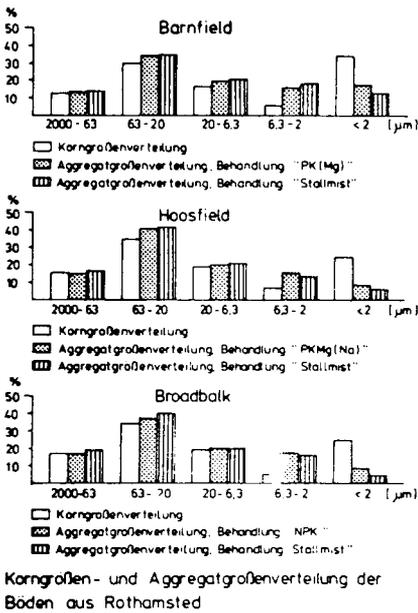
Vor der Auftrennung der Aggregatgrößenklassen in eine leichte und eine schwere Fraktion zeigt eine Gegenüberstellung der Verteilung der Aggregatgrößenklasse

Abb. 1



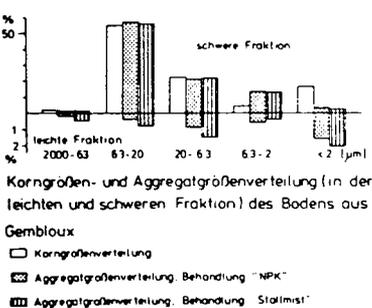
und der Korngrößenanalyse eine Umverteilung der Tone in die Schluffgrößenbereiche. Während der Versuch Gembloux (Abb. 1) keine wesentlichen Unterschiede zwischen den Varianten aufweist, ergeben sich für die Rothamsted-Varianten "Stallmist" der Versuche Barnfield, Hoosfield und Broadbalk deutlich geringere Gehalte in der Mikroaggregatgrößenklasse der Tonfraktion gegenüber den mineralisch gedüngten Parzellen (Abb. 2).

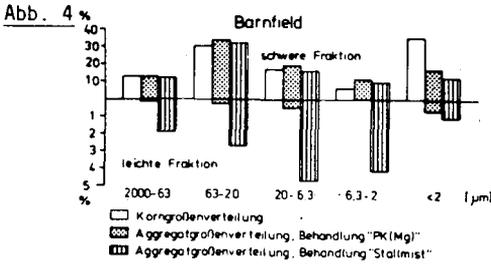
Abb. 2



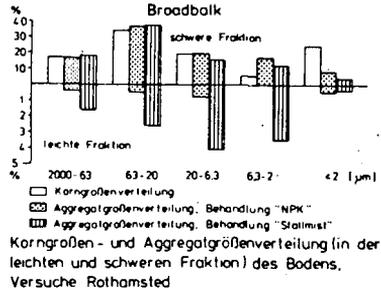
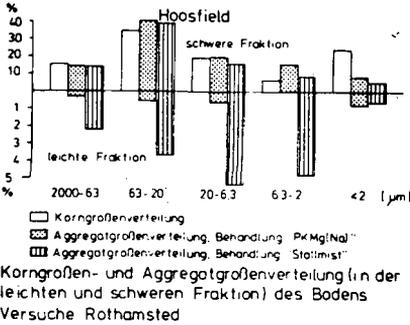
Genauere Aussagen zur Unterscheidung der Varianten erlauben die Darstellungen der Aggregatgrößenklassen nach ihrer Auftrennung in eine leichte und eine schwere Fraktion. Ist die Summe der leichten Fraktionen am Gesamtboden auch gering, so ergeben sich doch Unterschiede zwischen den Varianten. Bis auf den Größenbereich 6.3 - 2 μm besitzt die Stallmistparzelle des Versuches Gembloux in der leichten Fraktion höhere Anteile am Gesamtboden im Vergleich zur NPK-Variante (Abb. 3). Extrem hohe Stallmistgaben auf den englischen Versuchsflächen (35 t/ha/a) führen zu einer starken Überlegenheit der leichten Fraktion im Größenbereich 63 - 2 μm , die mineralisch gedüngten Parzellen liegen jeweils um 2 - 3 % niedriger.

Abb. 3



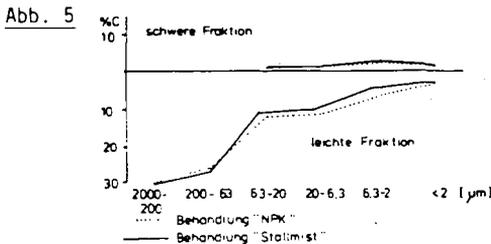


(Abb. 4). Die Verteilung der Mikroaggregate auf die Größenbereiche scheint somit düngungsabhängig zu sein.

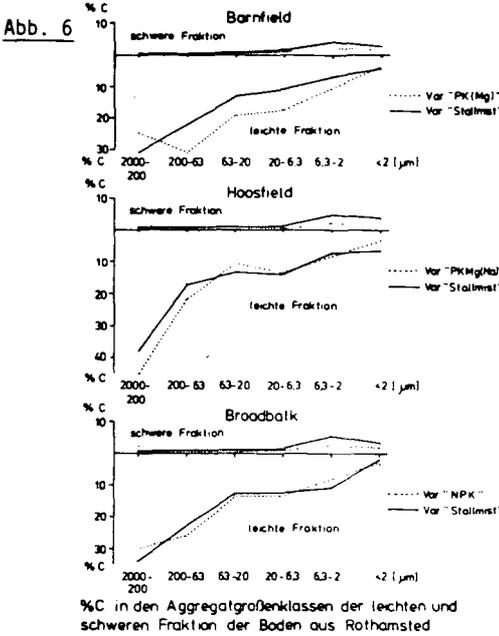


3.2 Kohlenstoffgehalte in den Mikroaggregaten

Da in der leichten Fraktion mit abnehmendem Aggregatgrößendurchmesser der Anteil der Ton-organo-Komplexe, die leichter als $2,2 \text{ g/cm}^3$ sind, zu- und der reiner organischer Partikel abnimmt, fällt der C-Gehalt von ca. 30 % im 2000 - 63 µm Größenbereich auf ca. 3 - 5 % im Tongrößenbereich; dieser geringe Anteil an organischem Material genügt aber noch, die Komplexe im Dichtentrennmittel als leichtere Fraktion erscheinen zu lassen, wenn auch definitionsgemäß die schwere Fraktion mehr mineralische Komponenten enthält. Daher ergeben sich geringe prozentuale C-Werte von 0.1 - 0.4 % in der Sand- und Grobschlufffraktion, 2 - 5 % C in der Feinschlufffraktion, gefolgt von einem Abfallen in der Tongrößenfraktion (Abb. 5 und 6). In der schweren



% C in den Aggregatgrößenklassen der leichten und schweren Fraktion des Bodens aus Gembloux



Fraktion sind es nur die prozentualen C-Gehalte der Feinschluffgrößenbereiche der Stallmistparzellen der Versuche Rothamsted, die mit ca. 2 % C über den vergleichbaren mineralisch gedüngten Parzellen liegen. Ebenso übertreffen sie die entsprechenden Werte des belgischen Bodens aus Gembloux.

Abb. 7 und 8 veranschaulichen die Kohlenstoffverteilung auf die Aggregate der leichten und schweren Fraktionen (in diese Art der Darstellung gehen die prozentualen C-Gehalte sowie die prozentualen Aggregatgrößenanteile am Gesamtboden ein). In der

schweren Fraktion der Feinschluffgrößenfraktion des Bodens Gembloux (Abb. 7) befinden sich ca. 35 % C vom C_t , obwohl die Aggregatgrößenklasse nur ca. 15 % am Gesamtboden ausmacht; in der leichten Fraktion fällt die Mittelschluffgrößenfraktion heraus, die für die Stallmistparzelle ca. 17 % C vom C_t ausweist, am Gesamtboden aber nur 1.5 % anteilig ist. Im Vergleich hierzu lassen die Böden aus Rothamsted (Abb. 8) die Unterschiede zwischen den Behandlungsvarianten außergewöhnlich stark hervortreten. Mikroaggregatgrößenanteile am Gesamtboden der Stallmistparzelle in der leichten

Abb. 7

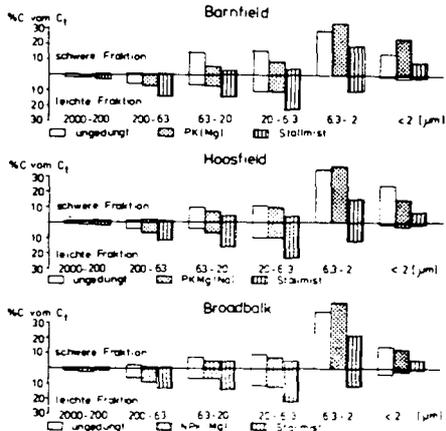
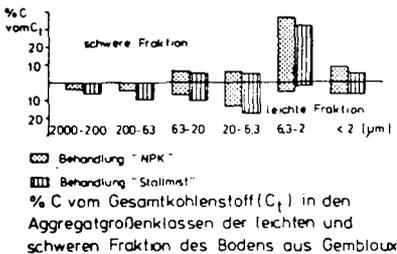


Abb. 8

% C vom Gesamtkohlenstoff (C_t) in Aggregatgrößenklassen der leichten und schweren Fraktion des Bodens. Versuche Rothamsted

Fraktion von 4 - 6 % (20 - 63 μm) und 4.2 % (6.3 - 2.0 μm) stehen Kohlenstoffgehalte vom C_t in Höhe von 13.5 % bzw. 22 % gegenüber, die Gehalte der nicht- bzw. mineralisch gedüngten Parzellen liegen in der leichten Fraktion stets niedriger.

4. Zusammenfassung

Die organische Düngung spielt für die physikalischen, biologischen und chemischen Bodeneigenschaften eine bedeutende Rolle. Wie die dargestellten Ergebnisse zeigen, vermehren sich bei Zufuhr von Stallmist im Vergleich zu mineralischer Düngung Ton-organo-Komplexe in den Aggregatgrößenbereichen < 63 μm . Trotz ihres geringen Anteils am Gesamtboden enthalten sie jedoch ca. 50 % des Gesamtkohlenstoffs. Ebenso vermehrt sich der Anteil der leicht abbaubaren, teilweise humifizierte organischen Substanzen in der leichten Fraktion > 63 μm .

Literatur

- (1) ADAMS, T. McM.: The effects of agronomy on C and N distribution in soil organo-mineral fractions. - J. agric. Sci. 98, 335 - 342 (1983).
- (2) BRUCKERT, S., ANDREUX, F., CORRERA, A., AMBOUTA, M. J. K. und SOUCHIER, B.: Fractionnement des agrégats appliqué à l'analyse des complexes organo-minéraux des sols. - 11ème Congr. A.I.S.S., Edmonton, Canada 1978. Note technique, Centre de Pédologie Biologique, no. 22, CNRS-Nancy (1979).
- (3) CHICHESTER, F. W.: Nitrogen in soil organo-mineral sedimentation. - Soil Sci. 107, 356 - 363 (1969).
- (4) DE LEENHEER, L., VAN RUYMBEKE, M. und MAES, L.: Die Kettenaräometer-Methode für die mechanische Bodenanalyse. - Z. Pflanzenernähr. Bodenkde. 68 (113), 10 - 19 (1955).
- (5) DROEVEN, G., RIXHON, L., CROHAIN, A. und RAIMOND, Y.: Long term effects of different systems of organic matter supply on the humus content and on the structural stability of soils with regard to the crop yields in loamy soils. - Boels: Soil Degradation. Rotterdam: Balkema, 203 - 222 (1982).
- (6) FELLER, Chr.: Une méthode de fractionnement granulométrique de la matière organique des sols, application aux sols tropicaux, à textures grossières, très pauvres en humus. - Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XVII, no. 4, 339 - 346 (1979).
- (7) GREENLAND, D. J. und FORD, G. W.: Separation of partially humified organic materials by ultrasonic dispersion. - Trans. 8th Int. Con. Soil Sci. 3, 137 - 148 (1964).
- (8) HENIN, S. und TURC, L.: Essais de fractionnement des matières organiques du sol. - C. R. Acad. Agric. 35, 41 - 43 (1949).
- (9) TIESSEN, H. und STEWART, J. W. B.: Particle-size fractions and their studies of soil organic matter. II. Cultivation effects on organic matter composition in size fractions. - Soil Sci. Soc. Am. J. 47, 509 - 514 (1983).
- (10) TURCHENEK, L. W. und OADES, J. M.: Fractionation of organo-mineral complexes by sedimentation and density techniques. - Geoderma 21, 311 - 343 (1979).
- (11) YOUNG, J. L. und SPYCHER, G.: Water-dispersible soil organic-mineral particles. I. Carbon and nitrogen distribution. - Soil Sci. Soc. Am. J. 43, 324 - 328 (1979).

Abbau von Casein als Modells substanz und sorbierter organischer
Boden-Komponenten durch Erhitzung.
Ein Beitrag zur Erfassung der Humusstabilität

von

Aldag, R., L. Fowler und B. Meyer *)

Einleitung:

Der Anteil und die Zusammensetzung der organischen Substanz eines Bodens sind Ausdruck der vorherrschenden Standortverhältnisse und Kulturmaßnahmen. Der Humus liegt in ackerbaulich genutzten Böden in der Regel heterogen verteilt und angeordnet vor.

Die Charakterisierung und Kennzeichnung der Humusformen Moder und Mull bereitet in Ackerböden immer dann besondere Schwierigkeiten, wenn man es mit dem Übergangsbereich vom Mull zum Moder zu tun hat. Das trifft insbesondere für sandige Ackerböden zu.

Bei Erhitzungsversuchen zur Kennzeichnung der Humusstabilität an Bodenmaterial, das durch Dichtefraktionierung aus Sand-Ackerböden gewonnen wurde, hatten wir feststellen können, daß bei Böden, deren Humusform als Moder anzusprechen ist, bei gleicher Dichtefraktion und Temperatur geringere C-Verluste und höhere N-Verluste auftreten als bei Mull-Humus-Böden.

Hier sollte überprüft werden, ob die thermische Denaturierung der organischen Substanz in Böden durch Erhitzung bei Temperaturen bis zu ca. 300 °C Informationen zum Aufbau, zur Stabilität und zur Bindungsform zwischen organischen und mineralischen Bodenkomponenten liefern kann.

Da neben dem Kohlenstoff der Stickstoff ein wichtiger Bestandteil des Humus ist, sollte insbesondere seine Veränderung und Umverteilung auf verschiedene N-Fractionen in Abhängigkeit von der Erhitzung untersucht werden.

Material und Methoden:

Casein, Gemische aus Casein plus Quarzmehl resp. Ton und Bodenmaterial jeweils 1 Stunde lang bei der angegebenen Temperatur erhitzen. Vor und nach dem Erhitzen wiegen und auf C_t und N_t analysieren. Nach der Erhitzung ein Aliquot mit 6N HCl 6 Stunden

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

lang unter Rückfluß hydrolysieren. Im Hydrolysat die N-Fractionen Aminosäuren-N (AS), Aminosucker-N (AZ), Ammonium-N (AMHY), Rest-N im Hydrolysat (RNHY) und nichthydrolysierbares N (Nnhy) nach ALDAG und ROCHUS (1981) bestimmen. Die während der Erhitzung freigesetzten Gase sind nicht erfaßt worden.

Ergebnisse und Diskussion:

In Abb. 1 sind in Abhängigkeit von der Erhitzungstemperatur zwischen 20 °C und 280 °C die Verluste des Caseins an Gesamt-Stickstoff und die relative Verteilung des Stickstoffs auf die einzelnen N-Fractionen, bezogen auf die N_t -Menge bei 20 °C, angegeben. Außerdem ist der Verlust an C_t , ebenfalls bezogen auf die C_t -Menge bei 20 °C, angegeben. Es wird durch den vertikalen Balken jeweils neben der Säule von oben beginnend dargestellt.

Man erkennt, daß mit zunehmender Erhitzungstemperatur (bis 280 °C) der Anteil an hydrolysierbaren Aminosäuren von 70 % auf etwa 7 % des N_t abnimmt und die N_t -Verluste entsprechend kontinuierlich zunehmen, bei 280 °C etwa 50 % des N_t .

Der Ammoniumstickstoff nimmt geringfügig ab. Der Anteil des N in der N-Fraktion RNHY nimmt etwas ab, der des Nnhy nimmt mit wechselnden Anteilen etwas zu.

Auffällig ist jedoch, daß in allen Fällen der N_t -Verlust jeweils geringfügig größer ist als der C_t -Verlust, so daß sich das C/N-Verhältnis des denaturierten Proteins leicht erweitert.

In Abb. 2 ist das Ergebnis mehrerer Erhitzungsversuche dargestellt, wo Mischproben aus gemörsertem Quarzsand und Casein (Gewichtsteile 70 : 1, etwa einem N-Gehalt des Gemisches von 0,2 %, entsprechend) behandelt wurden.

Wir gehen nicht auf die Einzelheiten ein, stellen aber fest, daß die Verluste an N_t und AS geringer sind, als beim reinen Casein. Der relative Anteil des RNHY hat ebenfalls bis zur Temperatur von 250 °C erheblich zugenommen. Es fällt ferner auf, daß die N_t -Verluste in Relation zu den C_t -Verlusten stärker zunehmen.

In Abb. 3 ist das Ergebnis mehrerer Erhitzungsversuche dargestellt, wo ein Montmorillonit-Casein-Gemisch bei verschiedenen Temperaturen erhitzt wurde (3500 mg Ton : 50 mg Casein, Mischungsverhältnis 70 : 1 entsprechend einem N-Gehalt des Gemisches von ca. 0,2 %; Ton : Montmorillonit, Upton Wyoming Nr. 25).

Auch hier seien nur die wichtigsten Fakten festgehalten. Im Vergleich zur Variante reines Casein und auch zur Variante Casein/Quarzmehl sind die N_t -Verluste geringer. Die C_t -Verluste sind ebenfalls geringer als bei der Variante reines Casein aber teils

größer als bei der Variante Casein/Quarzmehl. Die relativen Anteile des AS haben bei allen Erhitzungstemperaturen sehr stark abgenommen, die Anteile des AMHY und des Nnhy im Vergleich zu den beiden Varianten reines Casein und Casein/Quarzmehl stark zugenommen.

Dieser Effekt ist sicherlich auf den Hydrolyse-Effekt zurückzuführen, was an der Behandlungstemperatur von 20 °C erkannt werden kann. Offensichtlich wird ein größerer Anteil der freigesetzten Aminosäuren und des Ammoniums während der hydrolytischen Behandlung von dem Montmorillonit sorbiert und somit in die N-Fraktion Nnhy überführt. Die spezifische Sorption bestimmter Aminosäuren an mit Protonen belegtem Montmorillonit ist aus der Literatur bekannt (DASHMAN und STOTZKY (1982) und konnte hier für die Aminosäuren Lys, His und Arg eindeutig belegt werden.

In Abb. 4 sind die Ergebnisse der Erhitzungsversuche mit dem Boden der Lehmreidsina dargestellt.

Bis zur Erhitzungstemperatur von 250 °C nimmt der relative Anteil des N in den hydrolysat-löslichen N-Fractionen mit Ausnahme des AMHY kontinuierlich ab, der Anteil des Nnhy nimmt um 7 - 10 % gegenüber dem Vergleichswert zu. Beim Nnhy sind allerdings keine Unterschiede zwischen den Varianten 230 - 250 °C zu erkennen. Der N_t -Verlust liegt bei 230 °C bei 11 % und nimmt auf 14 % bei 250 °C zu. Weiter fällt auf, daß der relative C_t -Verlust im Verhältnis zum N_t -Verlust in allen Fällen doppelt so groß und größer ist und mit zunehmender Erhitzungstemperatur stetig jedenfalls bis 250 °C zunimmt. Die Zunahme der N-Anteile in der N-Fraktion AMHY führen wir darauf zurück, daß zumindest ein Teil der während der Erhitzung aus dem Mullhumus freigesetzten NH_4 -Mengen von den Tonmineralen zwischenzeitlich fixiert wird und nachträglich durch die sich anschließende salzsaure Hydrolyse teilweise wieder freigesetzt werden kann. Die Zunahme der N-Anteile in der N-Fraktion Nnhy könnte darauf zurückgeführt werden, daß größere Anteile des Mullhumus, die zum Ton-Humuskomplex als relativ fest sorbierte organische Substanz auf der Tonmineraloberfläche gerechnet werden müssen, durch die Erhitzung bis zu 250 °C soweit denaturiert oder verändert werden, daß immer geringere Anteile der ursprünglich vorhandenen Peptide und Proteine überhaupt mit der 6N HCl aufgeschlossen und damit in Lösung gebracht werden können.

Es sind jedenfalls deutliche Unterschiede zwischen der Modell-Variante Casein/Montmorillonit und der Lehmreidsina zu erkennen. Es zeigte sich, daß einige der nach der Erhitzung durch salzsaure

Hydrolyse freigesetzten Aminosäuren aus dem Mullhumus der Rendsina gegenüber der Erhitzungstemperatur stabiler (Lysin, Serin, Histidin) andere weniger stabil (Arginin, Alanin, Tyrosin) sind als die entsprechenden Aminosäuren aus der Modells substanz Casein. Das ist kein überraschender Befund, er unterstreicht lediglich, daß die Verknüpfung der Proteine innerhalb des Mullhumus und vor allem mit der Minerals substanz sehr viel komplexerer Natur ist, als in dem reinen Protein selbst.

Im Gegensatz zu dem Mullhumus der Lehmrendsina verhält sich der Moderhumus aus dem Ap-Horizont eines Podsols gegenüber der Erhitzung ganz anders.

In Abb. 5 ist das Ergebnis von Erhitzungsversuchen an zwei Humus-Dichte-Fractionen dargestellt, die von LEUSCHNER (1983) aus einem Sand-Ackerboden angereichert wurden. DF 1,8 - 2,0 enthält 15 % U, 33 % T und 42 % org. Substanz, DF 2,0 - 2,2 enthält 43 % U, 25 % T und 30 % org. Substanz.

Es handelt sich jeweils nur um den Vergleich der Verteilung des N auf die einzelnen N-Fractionen in Abhängigkeit von der Erhitzung bei 105 °C und bei 250 °C.

Ähnlich wie bei der Rendsina nimmt der Anteil des AS nach der Erhitzung stark ab, AMHY nimmt um einige Prozente zu. Im Gegensatz zur Lehmrendsina nimmt der Anteil des RNHY bei 250 °C im Vergleich zur Kontrolle um 15 bzw. 8 % zu und der Anteil des Nnhy um 20 bzw. 13 % stark ab. Der aufgrund der Erhitzung erfolgte N_t -Verlust ist ebenfalls sehr viel größer bei 250 °C, während der C_t -Verlust bei 250 °C etwa dem der Rendsina entspricht.

Die größeren N_t -Verluste, die bei der Erhitzung des Moderhumus entstehen, zeigen offensichtlich an, daß dieser Humus nur zu geringen Anteilen und wenn überhaupt, dann weniger fest mit Tonmineralen verknüpft vorliegt.

Dieses unterschiedliche Verhalten der beiden Humusformen Mull und Moder gegenüber Erhitzung bis zu 250 °C haben wir in weiteren Untersuchungen an Bodenmaterial von Parabraunerden, Schwarzerden, Pelosolen und Podsolen in der Tendenz bestätigen können.

Literatur:

- DASHMAN, T. and C. STOTSKY: Adsorption and binding of amino acids on homoionic montmorillonite and kaolinite, Soil Biol. Biochem. 14, 447 - 456 (1982)
- LEUSCHNER, H.: Dichte-Fraktionierung der Bodenpartikel aus Ap-Horizonten von Sandböden Ostniedersachsens zur Charakterisierung des Acker-Humus, Dissertation, Landw. Fakultät Göttingen (1983)

Abb 1: VERLUSTE AN C UND Nt - VERÄNDERUNGEN DER N-FRAKTIONEN - ANTEILE DURCH ERHITZEN.

BEZUG: MENGE AN C UND Nt BEI 20°C

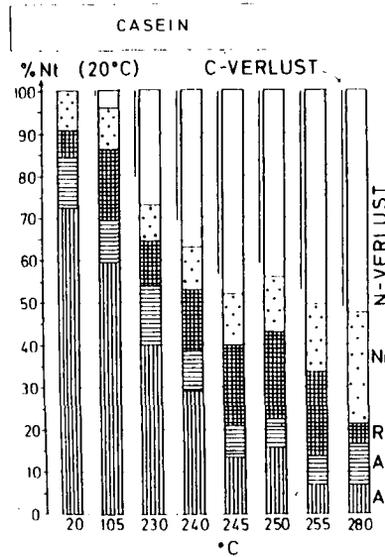


Abb 2: VERLUSTE AN C UND Nt - VERÄNDERUNGEN DER N-FRAKTIONEN - ANTEILE DURCH ERHITZEN

BEZUG: MENGE AN C UND Nt BEI 20°C

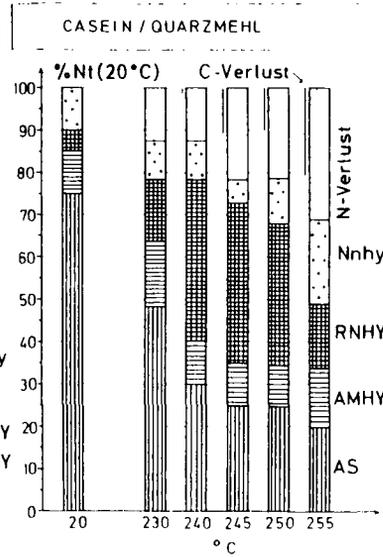


Abb 3: VERLUSTE AN C UND Nt - VERÄNDERUNGEN DER N-FRAKTIONEN - ANTEILE DURCH ERHITZEN.

BEZUG: MENGE AN C UND Nt BEI 20°C

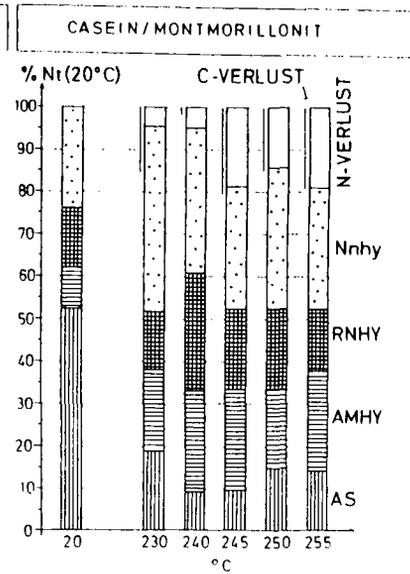


Abb. 4: VERLUSTE AN C UND N - VER-
 ANDERUNGEN DER N-FRAKTIONEN -
 ANTEILE DURCH ERHITZEN.

BEZUG: MENGE AN C UND N BEI 20°C

LEHM-RENSINA 80% T, 10% U, 8% HU
 Nt=0,5%, Corg 5,83%, C/N 11,71

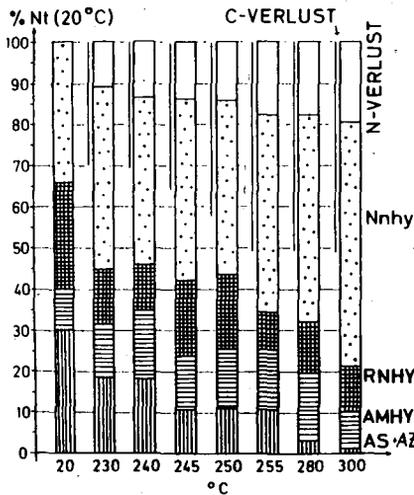


Abb. 5: VERLUSTE AN C UND N - VER-
 ANDERUNGEN DER N-FRAKTIONEN -
 ANTEILE DURCH ERHITZEN

BEZUG: MENGE AN C UND N BEI 105°C

HUMUS-DICHTE - FRAKTIONEN,
 PODSOL-Ap - HOR. (Nr. 60)

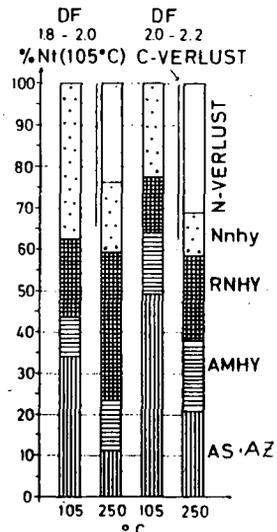
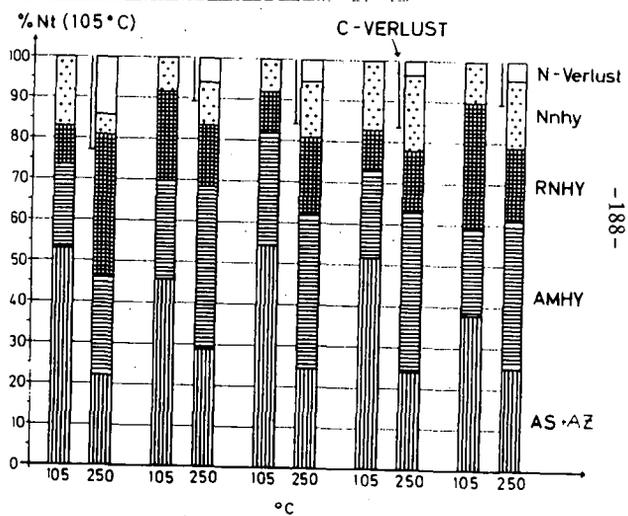


Abb. 6: VERLUSTE AN C UND N - VER-
 ANDERUNGEN DER N-FRAKTIONEN -
 ANTEILE DURCH ERHITZEN

BEZUG: MENGE AN C UND N BEI 105°C

PODSOL, VEGA, PARABRAUNERDE,
 SCHWARZERDE, PELOSOL



CO₂-Freisetzung aus dem Boden als Maß für den C-Umsatz einer
Braunlehm-Rendzina unter Buchenwald. - Vergleich von Glocken-
methode und Partialdruck-Gradienten-Rechensatz

von

Andres, E., K.W. Becker u. B. Meyer *

Die CO₂-Freisetzung aus dem Boden als C-Outputgröße wird in neuerer Zeit zunehmend dem C-Input von Ökosystemen gegenübergestellt (vgl. COLEMAN, 1973; EDWARDS u. SOLLINS, 1973; GARRET u. COX, 1973, WILDUNG et al., 1975; WITKAMP u. FRANK, 1969), besonders im Hinblick auf Wälder und deren anthropogene Belastungen. Vorliegende Untersuchung befaßt sich mit dem langfristigen Zeitgang der CO₂-Freisetzung aus dem Boden eines Kalkbuchenwaldes bei Göttingen, d.h. eines gut säuregepufferten Ökosystems, vor dem Hintergrund der C-Bilanz des Bodens: Wurzel- und Streu-Anfall von Baum- und Krautschicht, C-Vorratsänderung im Boden, C-Auswaschung und -Mineralisation.

Standort und Boden

Unter dem 100 - 115jährigen subozeanisch-submontanen Kalkbuchenwald (DIERSCHKE u. SONG, 1982) wird die floristische Grundstruktur der artenreichen, im Frühjahr dichten Krautschicht durch *Asarum europaeum*, *Oxalis acetosella*, *Anemone nemoralis* und *Hordelymus europaeus* gebildet. Der betrachtete Boden stellt einen Übergang zwischen der Mullrendzina und der Terra fusca mit Muschelkalkkontakt in ca. 30 cm Tiefe dar.

Die Kenndaten für den Mull-A- und AB-Horizont unter der 1-2jährigen Streu-Auflage lauten:

cm Tiefe	pH(CaCl ₂)	%C _{org.}	% N _t	Tr.-Dichte (g/cm ³)
0- 3	4,92	7,41	0,58	0,68 (0- 5 cm)
3- 6	4,75	5,04	0,43	
6- 9	4,69	4,08	0,37	0,90 (5-10 cm)
9-12	4,56	3,55	0,33	0,98 (10-20 cm)
12-17	4,73	3,37	0,32	
17-25	6,12	3,29	0,30	1,02 (20-30 cm)

C_{org.} (0-30 cm) = 11,75 kg/m²; N_{org.} (0-30 cm) = 0,0884 kg/m²

CO₂-Meß-Methodik

Verfahren 1: Messung des CO₂-Flusses durch die Oberfläche des Bodens. PVC-Ringe von 50 cm Ø werden ca. 3 cm in den Boden gedrückt, darauf werden mit Ventilatoren zur Homogenisation des Gases ausgerüstete PVC-Glocken gesetzt, die Probenahme-Ventile mit Silikon-Septen haben. In Zeitabständen werden mit Injektionsspritzen Gasproben entnommen und gaschromatographisch auf den CO₂-Gehalt untersucht. Aus der Zeitlinearität (fortlaufende Überprüfung!) der Gehaltzunahme (vgl. Abb. 1) wird der CO₂-Fluß durch die Oberfläche errechnet. 3 Ringe wurden mit, 3 ohne Laub-Auflage eingesetzt, letztere mit einer Gaseschicht als Verdunstungsschutz. Nach KRZYSCH (1962) stimmt der Tagesgang der CO₂-Freisetzung aus dem Boden weitgehend mit dem der Boden-Temperatur in 5 cm Tiefe

* Institut für Bodenwissenschaften/Bodenkunde, von-Siebold-Str. 4,

überein. Daher wurden die Messungen 1-2 mal wöchentlich entweder um das Tagesmittel der Bodentemperatur oder bei deren Minimal- bzw. Maximalwerten in den frühen Morgen- oder späten Nachmittagsstunden vorgenommen.

Verfahren 2: Die Glockenmethode erlaubt keine Aussage zum Einfluß der Krautschicht auf die CO₂-Freisetzung. Daher wurden, um gleichzeitig auch eine Abschätzung der Tiefen-Verteilung der CO₂-Freisetzung zu ermöglichen, Cu-Sonden zur Messung der CO₂-Konzentration der Bodenluft in 0/5/10/20/30 cm Bodentiefe installiert. Die scheinbaren Diffusionskoeffizienten D_s der verschiedenen Bodenkompimente wurden als Funktion der Saugspannung des Bodenwassers (s. FREDE et al., 1979) untersucht und die CO₂-Flüsse in den einzelnen Tiefen aufgrund der jeweiligen Gradienten der CO₂-Konzentration errechnet (DE JONG u. SCHAPPERT, 1971; RICHTER, 1972; ALBERTSEN, 1978). Varianten waren "mit" und "ohne Laubauflage" in jeweils 2 Wiederholungen. Die Bestimmung nach Verfahren 2 folgte unmittelbar der nach Verfahren 1.

Zum Vergleich wurden die Bodentemperaturen in 0/2,5/7,5 cm Tiefe sowie die Wasserspannung und gravimetrischen Wassergehalte der Kompartimente 0-5, 5-10, 10-20 und 20-30 cm gemessen.

Ergebnisse

Die in Abbildung 2 dargestellten Raten der CO₂-Freisetzung schwanken 1982/83 zwischen 20 im Februar und 320 mg CO₂/m²/h im Juli. Im Hochsommer wirkte der Wassergehalt, im Winter die Temperatur des Bodens limitierend.

Die multiple lineare Regression für CO₂-Freisetzung (z), Bodentemperatur in 2,5 cm Tiefe (x) und Wassergehalt in 0-5 cm Tiefe (y) lautet für die Varianten

$$\begin{aligned} \text{mit Laub: } z &= -153,53 + 13,27 \cdot x + 2,96 \cdot y & r^2 &= 0,74 \\ \text{ohne Laub: } z &= -158,22 + 14,07 \cdot x + 2,69 \cdot y & r^2 &= 0,79 \end{aligned}$$

Der Tagesgang der CO₂-Freisetzung ist im Kalkbuchenwald wesentlich schwächer ausgeprägt als auf Ackerböden, entsprechend der geringeren Tagesamplitude der Temperatur bei ausgeglichenerem Bestandes-Klima und Schutz durch die Laubdecke. Die größte Tagesdifferenz der Temperatur betrug 1982 in 2,5 cm Tiefe 3°C.

Von Mai 1982 bis Mai 1983 wurden ca. 270 g C/m² (mit Laub) bzw. ca. 240 g C/m² (ohne Laub) als CO₂ in die Atmosphäre abgegeben. Damit war das direkt aus der Laubauflage freigesetzte CO₂ nur zu 11 % an der gesamten CO₂-Freisetzung beteiligt (s. ähnliche Ergebnisse bei EDWARDS, 1973). Das legt die Schlußfolgerung nahe, daß in diesem Ökosystem mit Mullhumus der mikrobielle Laubabbau erst nach der Einbeziehung des organischen Bestandes-Abfalls in den Boden durch Einwaschung und Bioturbation erfolgt.

Tab. 1:

C-Eintrag (Boden)	g C · m ⁻² · a ⁻¹
Fallaub (ANDRES u. BECKER, 1982)	
(PELLINEN, 1983)	135
Fallholz	35
Knospenschuppen, Blüten, Früchte (PELLINEN, 1983)	18
	Σ = 188
C-Austrag als CO ₂	270

Wie Tabelle 1 zeigt, ist der C-Output als CO₂ etwa 30 % höher als der Input. Diese Differenz ist überwiegend der Wurzelatmung und dem Wurzelabbau zuzuordnen. Angaben hierzu in der Literatur schwanken beträchtlich. WITKAMP u. FRANK (1969) sowie WIANI (1967) schätzen den Anteil der Baumwurzeln an der Gesamtatmung des Bodens auf 50 %, LUNDEGARDH (1927) fand bei mit Gras bewachsenem Boden - wie wir -

30 % mehr freigesetztes CO₂ als bei unbewachsenem. Abschließende Aussagen über die Bilanz im Hinblick auf die Frage nach einem gestörten Gleichgewicht erwarten wir erst nach 2-3 Jahren Meßzeit.

Abbildung 3 läßt erkennen, daß hohe Raten der CO₂-Freisetzung in der Regel mit größeren Tiefen-Gradienten der CO₂-Konzentration einhergehen. Selbst bei voller Wassersättigung wurden jedoch bei diesem porenreichen, gut durchlüfteten Boden bis in 30 cm Tiefe während des Meßzeitraumes (26.05.82 - 25.05.83) niemals CO₂-Konzentrationen über 0,5 Vol.% ermittelt. Auffällig ist in Abbildung 3 die Behinderung des Gasaustausches durch die Laubaufgabe. Sie bewirkt eine bis zu 30 % höhere CO₂-Konzentration in der Bodenluft.

Die nach Verfahren 2 für das oberste Kompartiment ermittelten CO₂-Flüsse stimmen nicht mit den aus Verfahren 1 bestimmten überein. Erstere erreichen nur 20-30 % der direkt gemessenen Werte. Daher erscheinen auch die für die restlichen Kompartimente errechneten CO₂-Flüsse fraglich.

Folgende Fehlermöglichkeiten kommen für das Rechenverfahren in Betracht: Der gleiche CO₂-Fluß im Boden ist bei hohem Konzentrationsgradienten und geringem scheinbaren Diffusionskoeffizienten sowie bei geringem Gradienten und hohem D_S-Wert möglich. Ein Vergleich (Abb. 4) der gemessenen D_S-Werte unseres Bodens mit denen einer Löss-Parabraunerde unter Acker (ANDRES, 1980) zeigt die im gesamten Saugspannungsbereich um nahezu eine Zehnerpotenz höhere Durchlässigkeit des stark aggregierten Waldbodens. Schon geringe Fehler bei der Konzentrationsmessung führen daher zu gravierenden Fehlern in der Errechnung der CO₂-Flüsse. Die Bestimmung der scheinbaren Diffusionskoeffizienten an 100 cm³ Stechzylinderproben leidet in unserem Fall daran, daß man keine repräsentativen Boden-Ausschnitte erhält und die zahlreichen großen Wühlmaus- und Regenwurmgänge nicht erfassen kann.

So konnten mit dem Partialdruck-Gradienten-Rechenverfahren bislang auch keine Erkenntnisse zur Tiefenlage der CO₂-Produktion gewonnen werden, weswegen es auch nicht möglich war, den Einfluß der Krautschicht auf die CO₂-Freisetzung des Bodens darzustellen. Die Messung der CO₂-Konzentrationen der Bodenluft lieferte jedoch wertvolle Hinweise über die standortökologischen Eigenschaften der untersuchten Braunlehmrendzina.

Zusammenfassung

Die CO₂-Freisetzung einer Braunlehmrendzina unter Buchenwald wurde mit Hilfe einer modifizierten Glockenmethode (A) und einem Partialdruck-Gradienten-Rechenverfahren (B) über ein Jahr verfolgt. Mit A ließen sich Raten und Mengen der CO₂-Freisetzung aus dem Boden und der Laubaufgabe erfassen und in einer multiplen linearen Regression mit Bodentemperatur und Bodenfeuchte verknüpfen.

Die Jahres-Freisetzungsmengen von 270 g C/m² lagen um 82 g über dem C-Input mit der Streu der Bäume. Die Differenz, 30 % der Gesamtfreisetzung, ist überwiegend der Wurzelatmung und dem Wurzelabbau der Bäume zuzuordnen. Die Tiefenlage der CO₂-Freisetzung im Boden konnte bislang nicht erfaßt werden. Die Tiefenfunktion der CO₂-Konzentration in der Bodenluft zeigt, daß intensive Aggregation und Bioturbation des Bodens einen zu raschen Gasaustausch mit der Atmosphäre ermöglichen.

Literatur

- ALBERTSEN, M., 1978: Kohlendioxid-Haushalt in der Gasphase der ungesättigten Bodenzone, dargestellt am Beispiel eines Podsoles, Z. Pflanzenernähr. Bodenkunde 142, 39 - 56
- ANDRES, E., 1980: Einfluß der meliorativen Kalkung eines strukturlabilen Löss-Parabraunerde-A_p-Horizontes auf dessen Gefüge, beurteilt anhand der O₂-Diffusionskoeffizienten bei partieller Wassersättigung, Dipl.-Arbeit, Inst. f. Bodenkunde d. Univ. Göttingen
- ANDRES, E. u. K.W. BECKER, 1982: Zum zeitlichen Gang der Laubauf-lage-Menge im Kalkbuchenwald, Kurzmitteilungen aus dem Sonder-forschungsbereich 135 - Ökosysteme auf Kalkgestein - 1, 71 - 76
- COLEMAN, D.C., 1973: Compartmental analysis of "total soil respira-tion": an exploratory study, Oikos 24, 361 - 366
- DE JONG, E. u. H.J.V. SCHAPPERT, 1972: Calculation of soil respira-tion and activity from CO₂-profiles in the soil, Soil Sci. 113, 328 - 333
- DIERSCHKE, H. u. Y. SONG, 1983: Die Vegetation der Untersuchungs-fläche des SFB 135 und ihrer Umgebung im Göttinger Wald, Kurz-mitteilungen aus dem SFB 135 - Ökosysteme auf Kalkgestein - 1, 3 - 8
- EDWARDS, N.T. u. P. SOLLINS, 1973: Continuous measurement of carbon dioxide evolution from partitioned forest floor components, Ecology 54, 2, 406 - 412
- FREDE, H.G., J. BÖTTCHER, B. MEYER u. K. SEVERIN, 1979: Gastrans-port und Gasproduktion in Lössböden, Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 29, 179 - 190
- GARRET, H.E. u. G.S. COX, 1973: Carbon dioxide evolution from the floor of an Oak-Hickory-forest, Proc. Soil. Sci. Soc. America 37, 641 - 644
- JÖRGENSEN, R., 1981: Charakterisierung der organischen Substanz in Böden der bodengenethischen Morphosequenz auf Kalkgestein des Göttinger Waldes durch Kennzeichnung organischer Stoffgruppen mit Schwerpunkt auf der Analytik N-haltiger Verbindungen, Diplomarbeit, Inst. f. Bodenkunde d. Univ. Göttingen
- LUNDEGARDH, H., 1927: Carbon dioxide evolution of soil and crop growth, Soil Sci. 23, 417 - 453
- MEIWES, J., F. BEESE u. J. PRENZEL, 1981: Variabilität chemischer und physikalischer Eigenschaften eines Bodens auf Muschelkalk, Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 32, 609 - 622
- PELLINEN, P., 1983: Mündl. Mitteilung Inst. f. Forsteinrichtung und Ertragskunde d. Univ. Göttingen
- RICHTER, G., 1971: Zur Methodik des Bodengashaushaltes. I. Ökologisches Modell, Z. Pflanzenernähr. Bodenkunde 132, 3, 208 - 219 (1972)
- WIANT, H.V., 1967 a: Contribution of roots to forest "soil respi-ration", Advancing Frontiers of Plant Sci. 18, 136 - 138
- WILDUNG, R.E., T.R. GARLAND and R.L. BUSCHBOM, 1975: The inter-dependent effects of soil temperature and water content on soil respiration rate and plant root decomposition in arid grassland soils, Soil Biol. Biochem. 7, 373 - 378
- WITKAMP, M. u. M.L. FRANK, 1969: Evolution of CO₂ from litter, humus and subsoil of a pine stand, Pedobiologia 9, 358 - 365

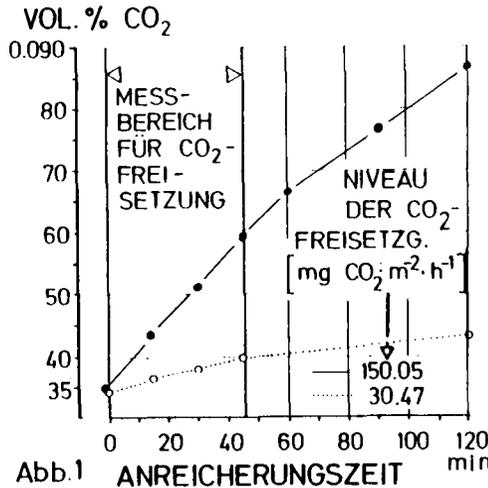


Abb. 1

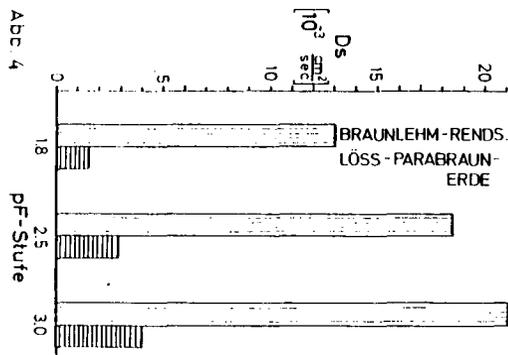


Abb. 4

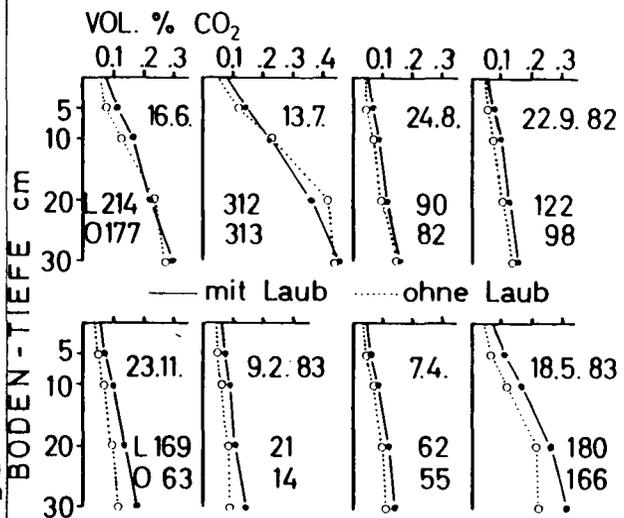


Abb. 3: CO₂-Konz. der Bodenluft, Braunlehm-Rendsina unter Kalk-Buchenwald
 Zahlen: CO₂-Fluß aus der Oberfläche (Glocken-Versuch) mg CO₂ · m⁻² · h⁻¹
 L= mit Laub, O= ohne Laub

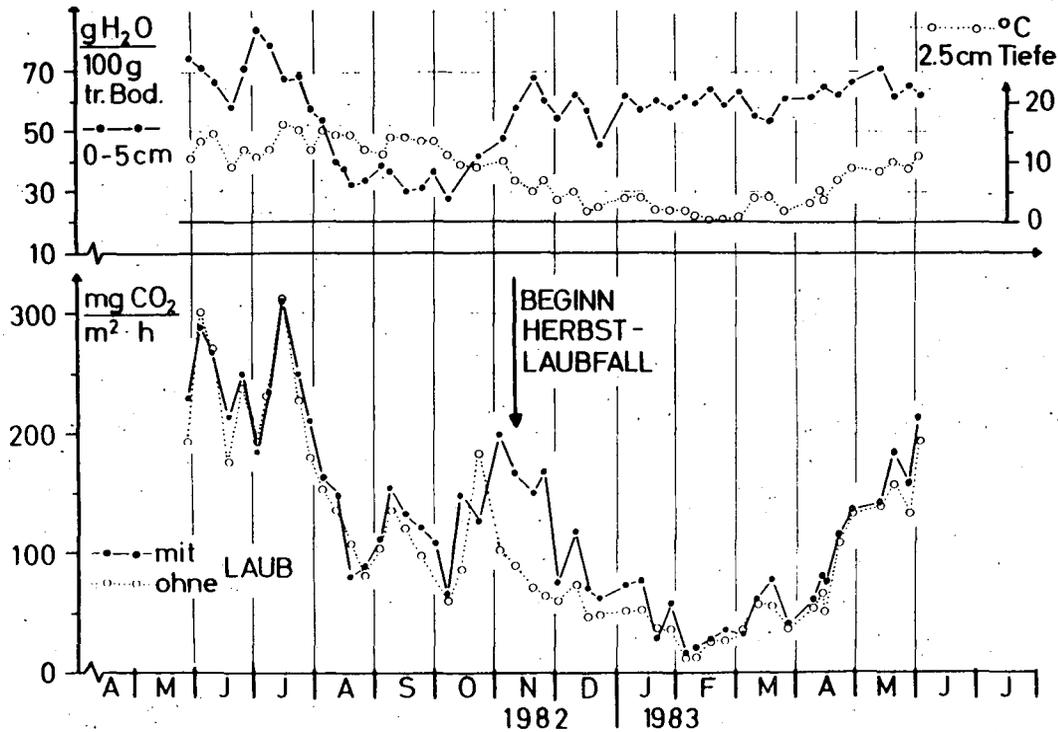


Abb.2: Zeitgang der Raten der CO_2 -Freisetzung im Glocken-Versuch und der Feuchte und Temperatur des Bodens.

Nitratammonifizierung im Boden mit Abwasserverrieselung

von

Blume, H -P. und A.N. Jayakody⁺⁾, Kl. W. Becker und B. Meyer⁺⁺⁾

Städtische Abwässer sind reich an Stickstoffverbindungen und leicht abbaubaren organischen Stoffen. Ihre Verrieselung bewirkt kurzfristig anaerobe Verhältnisse im Rieselfeldboden und diese ermöglichen eine mikrobielle Reduktion von Bodennitrat. Inwieweit dabei auch eine Ammonifizierung des Nitrats stattfindet, wurde mittels ^{15}N markierten Nitrats untersucht.

Lysimeter (1 m lang, 39 cm \varnothing) mit einer Braunerde aus Geschiebesand wurden auf einem Berliner Rieselfeld mit ca. 250 mm Abwasser überstaut, das 48 mg/l $\text{NH}_4\text{-N}$ und 15 mg/l org. N. enthielt und dem 63 mg/l ^{15}N als K^{15}NO_3 zugesetzt worden war. Das Sickerwasser wurde aufgefangen und portionsweise auf seine N-Fractionen untersucht. Während und kurz nach dem Überstauen sanken die Redoxpotentiale in den Bodensäulen auf 100 bis 200 mV ab; z.T. wurden kurzfristig Werte unter -200 mV gemessen. Die Bodentemperaturen schwankten in 10 cm Tiefe zwischen 14 und 28° C, die pH-Werte lagen bei 5-8. Nach 9 Tagen wurden die Bodensäulen beprobt und deren N-Fractionen ermittelt.

Von den 15,8 g ^{15}N , die je m^2 dem Abwasser zugesetzt wurden, wurden 19 % im Sickerwasser und 3 % im Boden wiedergefunden (Abb. 1). Nahezu 80 % waren gasförmig entwichen und zwar vermutlich überwiegend als $^{15}\text{N}_2$. Die Denitrifizierung

⁺⁾Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Olshausenstr. 40, 2300 Kiel

⁺⁺⁾Institut für Bodenwissenschaften, v. Siebold-Str. 4, 3400 Göttingen

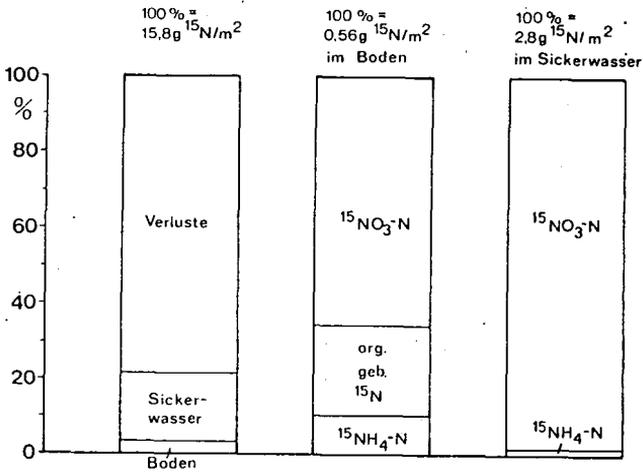


Abb. 1: Bilanz und Formen der Bindung des markierten Stickstoffs bei Versuchsende (Mittelwert von 3 Lysimetern)

war also sehr intensiv. Von dem im Boden nach 9 Tagen noch nachweisbaren ^{15}N lagen 66 % noch als Nitrat vor, 23 % in org. Bindung (sowie als NO_2) vor und 11 % als NH_4 . Von dem im Sickerwasser nachweisbaren 2.8 g ^{15}N lagen 1.5 % als NH_4 vor. Es hatte demnach auch eine schwache Nitratammonifizierung stattgefunden. Infolge hoher NH_4 -Konzentrationen des Abwassers dürfte dieses NH_4 direkt durch mikrobielle Nitratreduktion entstanden sein, nicht über eine organische Zwischenstufe. Es ist vielmehr anzunehmen, daß ein Teil des gebildeten $^{15}\text{NH}_4$ in org. Bindung überführt wurde und ein Teil als NH_3 entwich. Aus den Ergebnissen kann geschlossen werden, daß (in Rieselböden reichlich vorhandenes) Nitrat bei Abwasserverrieselung denitrifiziert wird und zwar teilweise zu Ammonium. Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse erscheint in der Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Band 147, Heft 3 (1984).

Reaktionsungleichgewichte zwischen einem Al-gesättigten Kationentauscher und einer NaF-Lösung

von

Flühler, H., J. Veith und M. Herzog*

Al-Komplexierung in der Bodenlösung

In sauren Böden spielt Al eine wichtige, zum Teil aber ein unverständene Rolle. In der Bodenlösung ist es ein vielseitiger Reaktionspartner. Die Anzahl der möglichen Al-Komplexe ist gross. Die Komplexbildung mit organischen Liganden, mit OH^- und nicht zuletzt mit F^- ist für das Verhalten von Al im Boden wesentlich, experimentell aber schwer bestimmbar. Die folgenden Experimente verdeutlichen die Wechselwirkungen zwischen Al, F, NaF, H/OH und einem Ionentauscher. Um die Komplexität des betrachteten Systems zu reduzieren und fassbar zu machen, wurde ein künstlicher, Al-gesättigter Kationentauscher (Amberlit) mit einer NaF-Lösung versetzt. Die Ergebnisse konfrontieren uns mit dem Problem einer **langsamen Reaktionskinetik**. Austauschmechanismen, welche selbst in geschüttelten Suspensionen erst nach mehreren zehn Stunden ins Gleichgewicht kommen, komplizieren die Beschreibung des Stofftransportes. In den meisten Stofftransportmodellen werden Adsorptionsisothermen verwendet. Der Einfluss eines verzögerten Austausches wird dabei vernachlässigt. Im Falle des F-Transportes ist der Austausch verzögert. Die CaF_2 -Ausfällung oder die Ca-Nachlieferung kann dabei der limitierende Schritt sein. Diese Argumentation entfällt im vorliegenden System.

Experimente

Amberlit-Harz wurde in einer HCl/AlCl_3 -Lösung bei $\text{pH}=3.0$ equilibriert, anschliessend gewaschen und getrocknet. In diesem Zustand ist der Harz mit 1 mmol Al/g Harz gesättigt. Al-Harz/NaF-Suspensionen wurden geschüttelt, abfiltriert und zentrifugiert. In der überstehenden Lösung wurden die Konzentrationen von Na, Al, F und der pH gemessen.

* Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen, CH-8903 Birmensdorf/Schweiz

Tab. 1 Schüttelversuch mit Al-Harz/NaF-Suspensionen

Experiment	Anfangskonzentrationen (mmol/l)		ml	Lösung	Schütteldauer (Std.)
	Al (Harz)	NaF (Lösung)			
A	2.0	2.65	50	H ₂ O dest.	0.5 bis 100
B	2.0	2.65	50	2 mmol. HCl/l	0.5 bis 28
C	10.0	2.65	50	H ₂ O dest.	0.5 bis 100
D	1.5	0.0 bis 0.6	100	H ₂ O dest.	30
C	5.0	0.0 bis 0.6	100	H ₂ O dest.	30

Die Konzentration der 21 möglichen, in der Abb. 3 aufgeführten Komplexe bzw. Ionen wurden mit dem GEOCHEM-Modell berechnet (Sposito and Mattigod 1980).

Ergebnisse

In der Abb. 1 sind die am Harz adsorbierten F-Mengen, bezogen auf die vorgelegte Menge Al, zusammengefasst. Obschon das Harz/Lösungsverhältnis und die Anfangskonzentrationen von NaF verschieden waren, bilden die Werte der equilibrierten Suspensionen (Schütteldauer 30 Std.) eine funktionale Beziehung. In den Abb. 2a und 2b sind der zeitliche Verlauf der Konzentrationen in der Lösung, in den Abb. 3a und 3b die Ergebnisse der Komplexberechnungen (GEOCHEM) dargestellt.

Nach einer Schütteldauer von 100 Stunden waren 27 bzw. 77% des anfänglich gelösten F adsorbiert (Experiment A bzw. C). Die dünn ausgezogenen F-Kurven in den Abb. 2a und 2b sind identisch. Die dick ausgezogene F-Kurve in Abb. 2a zeigt, dass die F-Adsorption im sauren Milieu eher etwas stärker ist. Bei pH=3.1 (Experiment B) ist praktisch kein OH⁻ am Al-Harz. Der F⁻/OH⁻-Anionentausch und eine direkte Anlagerung von F⁻ an der negativ geladenen Oberfläche sind in diesem System unwahrscheinlich. F wird vermutlich als kationischer Komplex AlF_x angelagert (x=1,2).

Na⁺ verdrängt Al⁺⁺⁺ vom Ionentauscher und wird stärker sorbiert als F. H⁺ konkurriert Na⁺ im sauren Milieu. Al wird vor allem mit F komplexiert (Abbs. 3). Bei einem relativ zur NaF-Vorlage grossen Al-Angebot (Experiment C, gestrichelte Al-Kurve in Abb. 2b) nimmt die Al-Konzentration in der Lösung vorerst rasch zu um anschliessend auf den Gleichgewichtswert zurückzupendeln. Der Na/Al-Tausch über-

wiegt in der Anfangsphase. Die Readsorption als AlF_2^+ ist langsam und gewinnt mit zunehmender Al-Konzentration an Bedeutung.

Die relativen Anteile von F^- und Na^+ dominieren im Vergleich zu den anderen Spezies (Abb. 3a). Die Angleichkurven der AlF_2^+ -Konzentration und der F-Adsorption verlaufen praktisch identisch. Die Konzentrationen der übrigen Al-Komplexe sind verschwindend klein. Bei tiefen F-Konzentrationen herrschen nicht die AlF_2^+ - sondern die AlF^{++} -Komplexe vor und die F-Adsorption ist grösser (Experimente D und E, keine Graphik).

Schlussfolgerungen

Ionentauschmechanismen zwischen Al und F sind in diesem System langsam. Es ist denkbar, dass solche Vorgänge auch in der Bodenlösung eine Rolle spielen. Wenn diese als Hypothesen formulierten Erklärungen zutreffen, dann sind in der Bodenlösung Schwankungen der Al-, F- und H-Ionenkonzentrationen möglich, die weit über das hinausgehen, was man aufgrund von Gleichgewichtsbetrachtungen erwarten würde. Bei Infiltrationsvorgängen in sauren Böden wären unter solchen Bedingungen kurzfristig pH-Senkungen und Al-Konzentrationsspitzen denkbar, die das Milieu der Bodenorganismen und Feinwurzeln entscheidend verschlechtern würden.

Literatur: Sposito, G. and Mattigod, S.V., 1980: GEOCHEM: a computer program for the calculation of chemical equilibria in soil solution and other natural systems. Dep. of Soil and Environ. Sci., University of California Riverside.

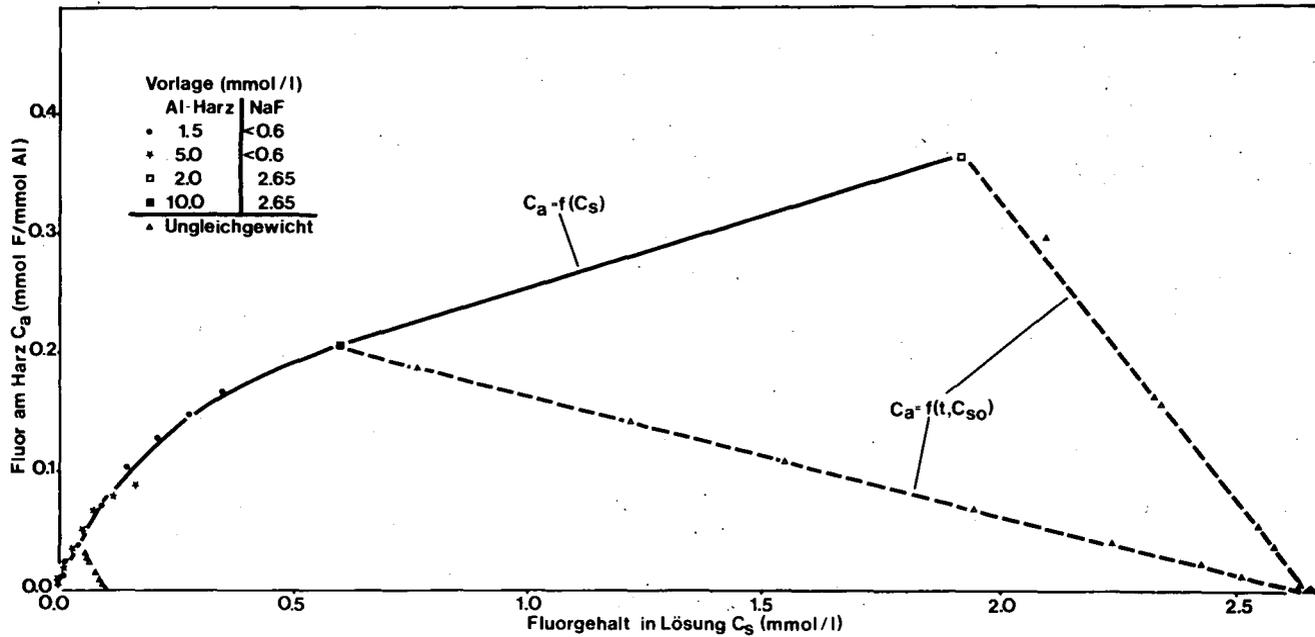
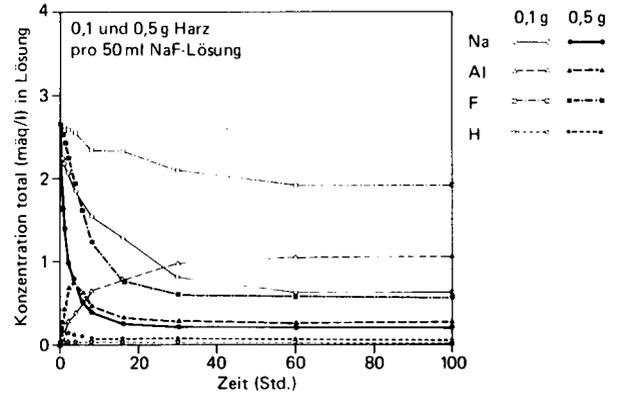
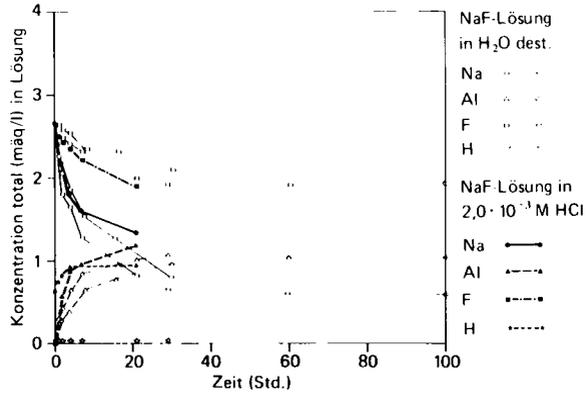


Abb. 1: F-Adsorption am Harz (in mmol F pro mmol Al-Vorlage)

Gleichgewichtswerte: Exp. A (), C (), D (), E ()

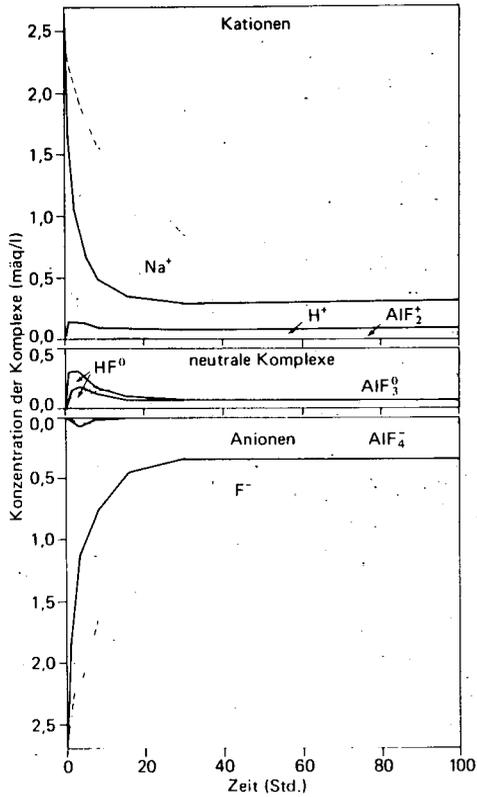
Ungleichgewichtswerte (t = 30 Std.):



Konzentrationen in der Lösung als Funktion der Schütteldauer

Abb. 2a: Vergleich von Exp. A (dünne Kurve, 2 Wiederholungen mit Exp. B (mit HCl)

Abb. 2b: Vergleich von Exp. A und C (Al-Harzvorlage variiert)



Mögliche Ionen und Komplexe

- $Al^{3+}, AlF^{2+}, AlF_2^+$
- AlF_3^0
- $AlF_4^-, AlF_5^{2-}, AlF_6^{3-}$
- $Al(OH)^{2+}, Al(OH)_2^+$
- $Al(OH)_3 \text{ aq} + \text{sol}$
- $Al_2(OH)_2^{4+}, Al_3(OH)_4^{5+}$
- $Al(OH)_4^-$
- Na^+, H^+, OH^-, F^-
- $HF^0, NaF^0, NaOH^0$

Ionische Spezierung

(dicke Kurven= Exp. C, dünne Kurve=Exp. A). Die Konzentrationen der Komplexe wurden aufaddiert.

Abb. 3a: Ganzer Konzentrationsbereich.

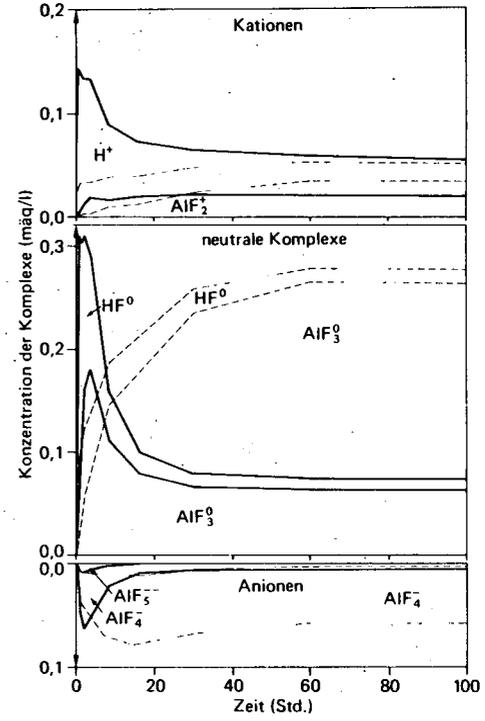


Abb. 3b: Identisch mit Abb. 3a, y-Skala stark vergrößert.

Höhenzonale Abhängigkeit der Schwermetall-
belastung im Teutoburger Wald

von

Godt, J. * und H. Lunkenbein **

In eingehenden Untersuchungen im Rahmen des Sollingprojektes konnte in einem ökosystemaren Ansatz die Deposition von Schadstoffen inklusive Schwermetallen (Mayer R. 1981, Ulrich B. et al. 1979) quantitativ erfasst werden. Bei dem Sollingprojekt handelt es sich um ein Untersuchungsgebiet, das sich in einer Hochplateaulage eines Mittelgebirges auf bodensaurem Buntsandstein befindet.

In der Diskussion um das sich uns heute bietende Waldsterben sind Depositionsmechanismen und Schadwirkungen ökotoxikologisch wirksamer Luftschadstoffe in den Mittelpunkt des Interesses gerückt. Leider sind unsere Vorstellungen über die realen Depositionsraten recht lückenhaft, wenn Meßwerte von einem Standort auf ganze Landschaftsausschnitte übertragen werden sollen.

Im Rahmen des noch laufenden Forschungsvorhaben, aus welchem hier berichtet wird, soll der Einfluß der Geländeausformung auf das Depositionsverhalten von Schwermetallen an einem Beispielfall im Teutoburger Wald untersucht werden. Ziel dieser Untersuchungen ist es, Vorstellungen über das Verteilungsmuster von Luftschadstoffen in einer Landschaft zu bekommen, um z.B. Prognosen über den Gefährdungsgrad eines Landschaftsausschnittes machen zu können.

Da die Abschätzung der realen Depositionsraten in Waldökosystemen nur mit einem sehr hohen meßtechnischen Aufwand zu bewerkstelligen ist, wurden Bioindikatoren zur Klärung der Fragestellung herangezogen, welche als Teilkompartimente eines Ökosystems selbstverständlich nur einen Hinweis auf reale Depositionsraten geben können. Da insbesondere Fichtennadeln in Bezug auf einige Schwermetalle in den unterschiedlichen Nadeljahrgängen eine langfristige Belastungssituation ablesbar machen (Rabe 1982, Knabe 1983), wurden Fichtennadelanalysen, unterstützt durch Schneeanalysen durchgeführt.

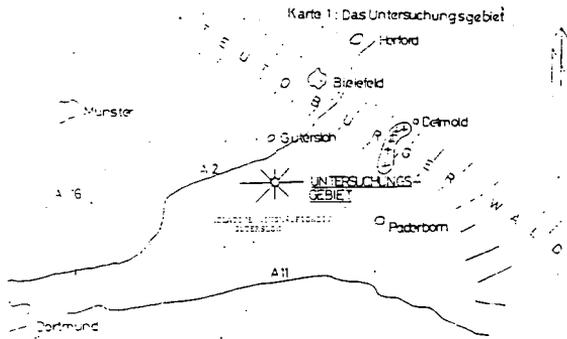
Untersuchungsgebiet und Probennahme

Als Untersuchungsgebiet für eine modellhafte Betrachtung bot sich der im Groß-

* Gesamthochschule Kassel, Fachbereich Stadt- und Landschaftsplanung, Landschaftsökologie, Postfach 10 13 80, 3500 Kassel

** Gesamthochschule Kassel, Fachbereich Landwirtschaft, Lehrstuhl f. Ökochemie, Bahnhofstraße 1, 3407 Witzenhausen

raum Westfalen-Lippe befindliche, langgestreckte Höhenzug des Teutoburger Waldes an, der im Untersuchungsgebiet hauptsächlich aus Kalkschichten des Turon gebildet wird.



Da der Teutoburger Wald die erste Wetterbarriere für die mit vorherrschend südwestlichen Winden herantransportierten Luftmassen darstellt, schien dieses Gebiet mit Höhen zwischen 200 und 400 m ü.N.N. und Niederschlägen zwischen 800 und 1200 mm/a immissionsverdächtig, zumal sich seit einiger Zeit Meldungen über massive Waldschäden aus dem benachbarten Eggegebirge häufen. Bei der Auswahl der Fichtenstandorte wurden nach Möglichkeit ceteris-paribus-Bedingungen verfolgt, wobei folgende Kriterien von Bedeutung waren:

- gleiches geologisches Ausgangsmaterial (Kalk in für die Wurzeln erreichbarer Tiefe)
- annähernd gleiches Bestandsalter (15 bis 25 Jahre)
- gleiche Wuchsdynamik (Ertragsklassen II, 5-III)
- keine in der näheren Umgebung aus dem Bestandesdach herausragenden Hindernisse

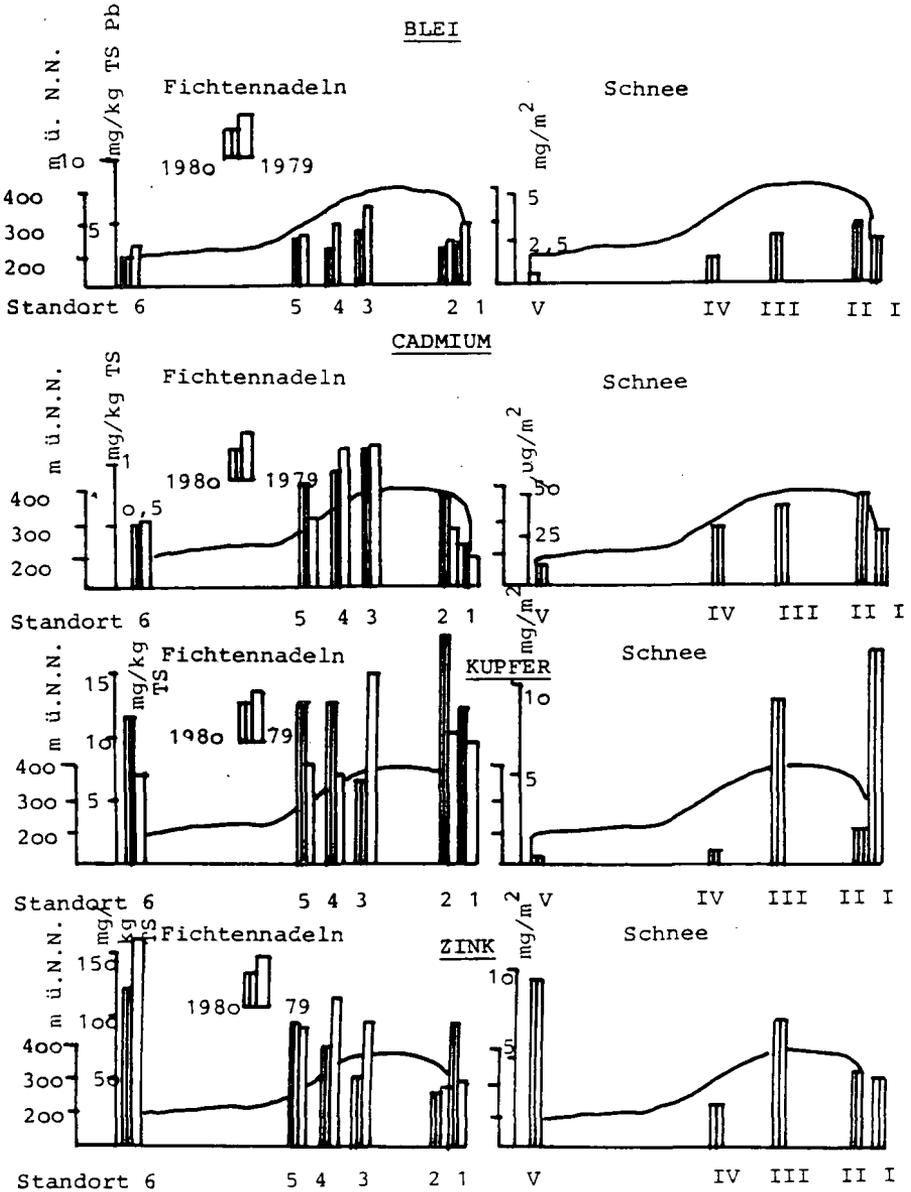
Diese Bedingungen konnten weitgehend eingehalten werden. Eine Ausnahme bildete hier der Standort sechs, der im Gegensatz zu den sonst flach- bis mittelgründigen Braunerden einen Podsol darstellt. Die Entnahme der ein- und zweijährigen Fichtennadeln erfolgte außerhalb der Vegetationsperiode nach einem in Anlehnung an Knabe (1983) durchgeführten standardisierten Verfahren.

Die zu untersuchenden Schneeproben wurden am 14.12.1981 zu einer für das Gebiet typischen Südwestwetterlage über einer verharschten Schneedecke quantitativ auf den untersuchten Fichtenbeständen benachbarten Freiflächen entnommen.

Analyseverfahren

Die Fichtennadeln wurden mit einer Druckaufschlußapparatur mit konz. HNO_3 naB verascht. Die Bestimmung erfolgte mit AAS in der Graphitrohrküvette und in der Flamme. Die Untersuchungsergebnisse konnten mit einem Fichtennadelstandard der LÖLF hinreichend abgesichert werden.

Abbildung 1 : Blei, Cadmium, Kupfer und Zink in Fichtennadeln und in Schnee aus dem Teutoburger Wald



Ergebnisse

Auf der Abbildung 1 sind die Ergebnisse der Fichtennadeluntersuchung den Ergebnissen der Schneeuntersuchung gegenübergestellt.

Bei Blei wird, insbesondere in den zweijährigen Fichtennadeln als auch in den Schneeproben eine Abhängigkeit der Gehalte zur Orographie deutlich. Hiernach haben wir am Oberhang bzw. in der nach Westen exponierten Plateaulage im Luv mit erhöhten Einträgen zu rechnen, während am Unterhang im Luv wie auch im Lee niedrigere Konzentrationen auftreten.

Bei dem Element Cadmium zeigt sich ein ähnlicher Trend: Auch hier haben wir erhöhte Werte am nach Westen exponierten Oberhang zu verzeichnen, während die Lee-seite und die Unterhänge des Luv geringer belastet zu sein scheinen.

Bei Kupfer in Fichtennadeln ist kein so eindeutiger Trend zu erkennen. Hier scheint die Hauptbelastungszone eher im Lee des Teutoburger Waldes zu liegen, wie an den entsprechenden Fichtennadelkonzentrationen bzw. an den Schneegehalten abzulesen ist.

Ein ebenfalls von dem Verteilungsmuster der Schwermetalle Cadmium und Blei abweichendes Verhalten zeigt das Element Zink, wobei hier die Hauptbelastung eher im Luv des Teutoburger Waldes zu liegen scheint.

Tabelle 1 : Prozentuale Verteilung der Schwermetalle in Fichtennadeln (links) und in Schnee (rechts) auf die Standorte

Standort	Cd	Pb	Zn	Cu
	----- 1./2. Jhg. in % von STO 4 ----			
1	35/23	119/104	124/46	98/136
2	78/42	104/74	54/42	145/144
3	119/103	159/135	71/87	52/214
4	100/100	100/100	100/100	100/100
5	89/51	137/83	123/83	102/111
6	55/49	81/67	156/143	93/101

Standort	Cd	Pb	Zn	Cu
	----- % von STO III --			
I	68	90	54	123
II	111	120	59	31
III	100	100	100	100
IV	70	51	34	8
V	26	24	132	2

Tabelle 1 gibt einen Überblick über die prozentuale Verteilung der einzelnen Elementgehalte auf die Standorte, wobei die Werte des Standortes 4 bzw. III gleich 100 % gesetzt wurden. Aus dieser Tabelle wird deutlich, daß für die Elemente Cadmium und Blei an den tiefergelegenen Hangfüßen cirka halb so hohe Werte im Vergleich zu den Werten aus den Höhenlagen auftreten; wie bereits erwähnt, wird diese Tendenz bei den Elementen Zink und Kupfer nicht deutlich.

In einer früheren Untersuchung (Godt 1979) konnten in dem selben Untersuchungsgebiet im Teutoburger Wald (Tabelle 2) für das Schwermetall Quecksilber in Fichtennadeln an je zwei Untersuchungsbeständen ca. 1,5-fach höhere Werte im

Verhältnis zu Fichtennadelwerten aus dem davorgelegenen Flachland nachgewiesen werden.

Tabelle 2 : Quecksilber in Fichtennadeln aus dem Teutoburger Wald

Standort	Höhe ü. N.N.	Nadeljahrgang				STO 6 / STO 3
		1.	2.	3.	4.	
		----- mg/kg TS -----				
FA Senne, Nähe STO 6	150 m	0,76	0,103	0,107	0,100	1 /
FA Berlebeck, Nähe STO 3	380 m	0,134	0,144	0,159	0,163	1,5

Diskussion

Da wir in industriefernen Ökosystemen in Anlehnung Höfken (1982) mit durchschnittlichen Massendurchmessern der Luftschadstoffe zu rechnen haben, die kleiner, $\mu\mu$ groß sind, haben wir nach Mayer (1981) und Ulrich (1983) zumindest in aus dem Relief herausragenden Mittelgebirgen in industrieferner Lage mit einem hohen Anteil der Trockenan Deposition an der Gesamtdeposition zu rechnen. Da solche Aerosole in ihrem Depositionsverhalten nicht durch die Gravitation sondern durch Diffusion, Konvektion und Reaktion mit der Oberfläche bestimmt werden, war zu vermuten, daß die Ausformung der Akzeptoroberfläche bzw. der Orographie entscheidend für das Depositionsverhalten von Schwermetallen ist. Der bestimmende Einfluß der Orographie wird an den gefundenen Untersuchungsergebnissen für die Elemente Cadmium und Blei deutlich. Dieser Befund steht im Einklang mit Untersuchungsergebnissen von Korff und anderen (1980), sowie von Wentzel (1982), die auch für andere Elemente und Verbindungen gemacht wurden. Bei Zink und Kupfer ist kein so eindeutiger Trend zu erkennen, wobei sich hier Parallelen in den Fichtennadeln und in den Schneeproben abzeichnen.

Als Erklärung für dieses Phänomen kommen am ehesten lokale Emitenten in Betracht, weitere Gründe wären in der unterschiedlichen Bioverfügbarkeit aufgrund des chemischen Verhaltens der Elemente zu vermuten.

Die Interpretation der Absolutwerte in Bezug auf die Belastungssituation des Teutoburger Waldes kann angesichts der nur spärlich zu findenden Literaturangaben in Bezug auf Fichtennadeln wie auch auf Schnee nur mit Vorbehalt durchgeführt werden, was insbesondere für die Elemente Zink und Kupfer gilt, die unterhalb eines nur sehr schwer festzulegenden Schwellenwertes als Mikronährstoffe eine Rolle spielen. Für die Elemente Blei und Cadmium zeichnet sich, verglichen mit Angaben anderer Autoren folgendes Bild ab: In Fichtennadeln kommt Blei im Teutoburger Wald in vergleichbaren Konzentrationen zu den Werten aus dem Solling vor (Mayer 1981), die insbesondere mit den Werten von Raisch (1983) verglichen als relativ hoch anzusehen sind.

Die Cadmiumwerte scheinen stark erhöht im Verhältnis zu Untersuchungen aus dem

Solling (Mayer 1981) und zu Untersuchungen von Tyler (1972) zu sein.

Die aufgeführten Hg-Werte sind im Verhältnis zu Werten aus dem nördlichen Niedersachsen (Altrogge 1977) als erhöht einzustufen. Zusammenfassend ergibt sich eine recht beachtliche Belastungssituation des Teutoburger Waldes in Bezug auf die Schwermetalle Blei, Cadmium und Quecksilber, insbesondere in den nach Westen exponierten Höhenlagen.

In einer relativ neuen immissionsökologischen Untersuchung konnte Reichelt (1983) in Süddeutschland eine Abhängigkeit des Schädigungsgrades an Fichte, Tanne und Kiefer zur Reliefausprägung im hier dargestellten Sinn nachweisen. Über diese Befunde in Süddeutschland hinaus scheinen sich auch in Norddeutschland die sichtbaren Schäden an Waldökosystemen auf die nach West/Südwest exponierten Oberhänge und Plateaulagen unserer Mittelgebirge zu konzentrieren; wie z.B. im Hils, im Solling, im Harz oder im Eggegebirge zu beobachten ist. Diese Tatsache kann im Zusammenhang mit den hier vorgestellten Untersuchungsergebnissen nicht als schlüssiger Beweis für eine akuttoxische Beteiligung von Schwermetallen gewertet werden, da an diesen Landschaftsausschnitten auch mit verstärkter Schadwirkung anderer ökotoxikologisch relevanter Schadstoffe zu rechnen ist. Die Untersuchungsergebnisse machen aber angesichts der toxischen Potenz von Schwermetallen eine solche Beteiligung eher wahrscheinlich.

LITERATURLISTE

- Altrogge, D. (1977): Untersuchungen über den Quecksilbergehalt in Fichtennadeln, Diplomarbeit aus dem Institut für Forstzoologie der Universität Göttingen, unveröffentlicht
- Godt, J. (1979) : Untersuchung über den Quecksilbergehalt in neun Wildtierarten sowie in Fichtennadeln (picea abies), Streu und Humus aus dem Raum Westfalen-Lippe, Diplomarbeit aus dem Institut für Forstzoologie der Universität Göttingen, unveröffentlicht
- Höfken, K.D. (1983): Input of acidifiers and heavy metals to a german forest area due to dry and wet deposition, in: Ulrich, B. und Pank-ath, J. (Hrsg.): Effects of Air Pollutants in Forest Ecosystems, Dordrecht 1983
- Knabe, W. (1983): Immissionsökologische Waldzustandserfassung in Nordrhein-Westfalen (IWE 1979), Landesausschuß für landwirtschaftliche Forschung und Wirtschaftsberatung beim MELF NRW, Reihe C, H.37
- Korf, H.C. et al. (1980): Einfluß der Orographie auf die räumliche Verteilung von Schadstoffen im Steigerwald und im Fichtelgebirge, Bayreuther. Geowissenschaftliche Beiträge über Oberfranken, Band I, S.39-56
- Mayer, R. (1981): Natürliche und anthropogene Komponenten des Schwermetallhaushaltes von Waldökosystemen, Habil.-Schrift, Göttinger Bodenkundliche Berichte 10
- Rabe, R. (1982) : Der Nachweis von Luftverunreinigungen und ihre Wirkungen durch Bioindikatoren, Forum Städte-Hygiene, 33, Jan./Feb., S.15-21
- Raisch, W. (1983): Bioelementverteilung in Fichtenökosystemen der Bärhalde, Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, H.11
- Reichelt, G. (1983): Untersuchungen zum Nadelbaumsterben in der Region Schwarzwald-Baar-Heuber, Allgemeine Forst- und Jagdzeitung, 154. Jhg., 4/5, S.66-75
- Tyler, G. (1972): Heavy metal pollution nature, may reduce productivity, Ambio 1, S.52-29
- Ulrich, B. et al. (1979) : Deposition von Luftverunreinigungen und ihre Auswirkungen in Waldökosystemen im Solling, Schriftenreihe der Forstl.Fak.der Univ. Göttingen und der Niedersächsischen Forstlichen Versuchsanstalt, 58
- Wentzel, K.F. (1982): Versuch einer Bioindikation von SO₂-Ferntransport-Wirkungen durch Nadelanalysen im Spessart, Forstarchiv 53,6, S.221/222

Qualität und Menge der organischen Substanz in der Boden-Morphosequenz Rendrina-Kalksteinbraunlehn (Terra fusca) auf dem Göttinger Muschelkalk. C- und H-Fraktionierung

von

Jörgensen, R., R. Aldag u. B. Meyer *

Die Böden der mitteldeutschen Kalkstein-Gebiete lassen sich, soweit sie aus würem-/weichseleiszeitlichem Kalkschutt ohne wesentliche Löss-Beimengung hervorgegangen sind und soweit ihr Entwicklungsgrad vom Ausmaß der holozänen Akkumulation des Kalkstein-Lösungsrückstandes bestimmt wird, in eine Morphosequenz bzw. Entwicklungsreihe einordnen wie sie in Abbildung 1 für das Muschelkalk-Plateau des Göttinger Waldes schematisch dargestellt ist.

Der vorliegende Bericht befaßt sich mit der Untersuchung der organischen Substanz im Mineralkörper dieser Böden des Ökosystems Kalk-Buchenwald. Die geringe Streu-Auflage bleibt hier unberücksichtigt.

Mit dem Ziel zu sehen, wie sich die Humusform Mull bei der Vertiefung des Solums im Zuge der Bodenentwicklung verändert, wurde außer der Gesamtanalyse eine Fraktionierung des Boden-N nach ALDAG und ROCHUS und daran angelehnt eine C-Fraktionierung durchgeführt, wobei der nicht hydrolysierbare Rückstand gasanalytisch (Carlo Erba) auf C_t und H_t untersucht wurde. Dem von den genannten Autoren verwendeten Fraktions-Schema entsprechen die im folgenden verwendeten Fraktionen-Bezeichnungen.

Dieser analytische Weg führt von der klassischen Huminstoff-Fraktionierung fort zu einer besseren Betrachtung der quanti- und qualitativen Veränderung der organischen Stoffgruppen.

Die pH-Werte in Abbildung 2 zeigen mit fortschreitender Bodenentwicklung ein Absinken im Oberboden von ca. 6 auf ca. 4,5. Dabei tritt in den Gliedern BR bis KB ein pH-Minimum unterhalb 3 cm Tiefe auf, das bis 10 oder 16 cm reichen kann.

In Abbildung 3 ist die Mengen-Verteilung des organischen C bzw. der organischen Substanz unter 1 m² dargestellt. Mit fortschreitender Entwicklung steigt zunächst die Menge an organischer Substanz an. Sie erreicht ihr Maximum bei der Mull-Rendrina mit ca. 22 kg.

* Institut für Bodenwissenschaften, Abt. Bodenkunde,
von Siebold-Str. 4, D 3400 Göttingen

und nimmt von da an, was deutlicher wird, wenn man die oberen 20 cm betrachtet, fortlaufend ab. Das Maximum an organisch gebundener N-Menge liegt mit knapp 1 kg/m² bei der Lehm-Rendsina.

In Abbildung 4 - Verteilung des Stickstoffs - sind bei der Aufnahme der Böden im März 1980 die geringen Mengen an Nitrat und austauschbarem Ammonium fortgelassen. Deswegen entspricht der anorganische Stickstoff weitgehend dem mineralisch fixierten Ammonium. Der Gehalt der Feinerde daran beträgt, verhältnismäßig konstant, ca. 350 ppm. Mit Absinken des Gesamt-N-Gehaltes steigt der Anteil des fixierten Ammoniums (AMft) bis auf 26 % des Gesamt-N im B_{v(t)}-Horizont des Rendsina-Braunlehms. Bei Nicht-Bestimmung des fixierten Ammoniums kann das C_t/N_t-Verhältnis vor allem der unteren Horizonte bei relativ niedrigen N_t-Gehalten und hohem Ton-Anteil nicht zur Charakterisierung der organischen Substanz dienen.

Aus Abbildung 5 wird das deutlich. Der durchschnittliche C_{org}/N_{org} steigt gegenüber dem C_{org}/N_t-Quotienten von 11,28 auf 13,10. Die Abnahme der C_{org}/N_{org}-Quotienten von ca. 14 bis 15 auf etwa 12 mit zunehmender Tiefe deutet auf eine Abnahme schwächer zersetzter organischer Substanz bzw. Feinwurzeln hin.

Abbildung 6 - Verteilung der organischen Substanz auf das Gewicht des Gesamt-Horizontes - zeigt neben der Abnahme der Menge an Kalkstein und der Zunahme der Menge an Lösungsrückstand (abgesehen von geringen Lössbeimengungen) die tiefenabhängige Verminderung der organischen Substanz. Deren Gradient hängt von der Entwicklungsstufe des Bodens ab.

Abbildung 3 und 6 weisen zugleich auf die Schwierigkeiten hin, die bei skelettreichen Böden darin besteht, daß die von Horizont zu Horizont stark wechselnde Dichte des Bodenkörpers das Beziehen der C- und N-Werte auf die Feinerde 2 mm nicht erlaubt.

Die Abbildungen 7 bis 9 bringen die Ergebnisse der N- und C-Fraktionierung in Form der organischen Grundfraktionen.

Abbildung 7 - N-Fraktionen in % des organisch gebundenen Stickstoffs - zeigt den Tiefgradient und die geringe Tiefenvariabilität der relativen Fraktionen-Verteilung, die sich auch kaum mit fortschreitender Boden-Entwicklung ändert.

Der Aminozucker-N-Anteil nimmt mit der Bodenentwicklung leicht zu. Der relative Gehalt des Aminosäure-N sinkt leicht mit der Tiefe ab, vor allem bei Böden mit mächtigerem Solum. Der ADe-Anteil bleibt immer konstant. Der Rest-Stickstoff im Hydrolysat (RNHY) nimmt mit

der Bodentiefe zu. Der für Huminstoffe typische nicht-hydrolysable organisch gebundene Stickstoff (HZnhy) sinkt mit zunehmender Tiefe.

Die den N-Fractionen entsprechenden C-Fractionen in Abbildung 8 zeigen die beschriebenen Tendenzen etwas deutlicher. Stärker noch als bei den N-Fractionen kommt bei der C-Fraktionierung die tiefenabhängige Gegenläufigkeit in der relativen Verteilung von Hydrolysat-Rest-C (RCHY) und C im Hydrolyse-Rückstand (HZnHy) zum Ausdruck. Die über alle Horizonte und Bodentypen hinweg weitgehende Konstanz des Aminosäure-C und des ADe-C bedeutet nicht, daß auch das Aminosäure-Spektrum gleich bleibt.

Der absolute Verlust an organischen Verbindungen unter einem Quadratmeter im Verlauf der Bodenentwicklung kann auf eine Schwächung der Ton-Humus-Komplexe zurückgeführt werden, als Folge der pH-Absenkung und der abnehmenden Wiederaufbasung durch Bioturbation.

Die C/N-Quotienten der einzelnen Hydrolyse-Fractionen in Abbildung 9 zeigen eine augenfällige Tifenkonstanz: Protein-Dominanz mit Werten von 6 - 9 im Hydrolysat, Werte von 11 - 19 im Hydrolysat-Rest und Werte von durchschnittlich ca. 60 im Hydrolyse-Rückstand.

Literatur

ALDAG, R. und W. ROCHUS, 1981: Menge und Verteilung des Stickstoffs in Fulvo-, Humin- und Kieselsäure-Huminsäuren eines Müll-Klärschlamm-Kompostes, Z. Pflanzenernähr. Bodenkunde 144, 587 - 596

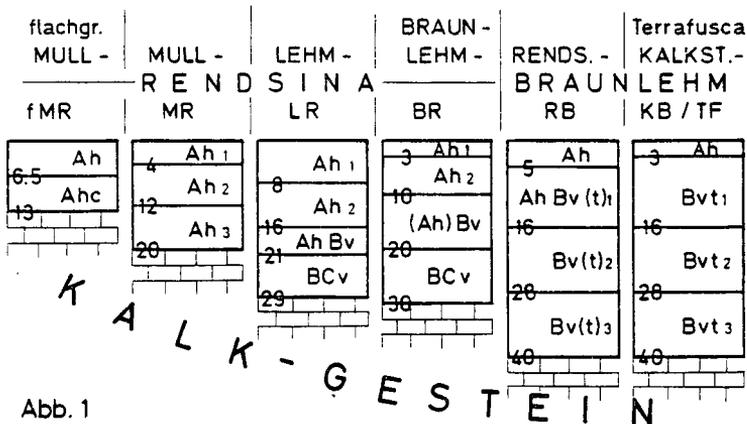


Abb. 1

Abb. 4

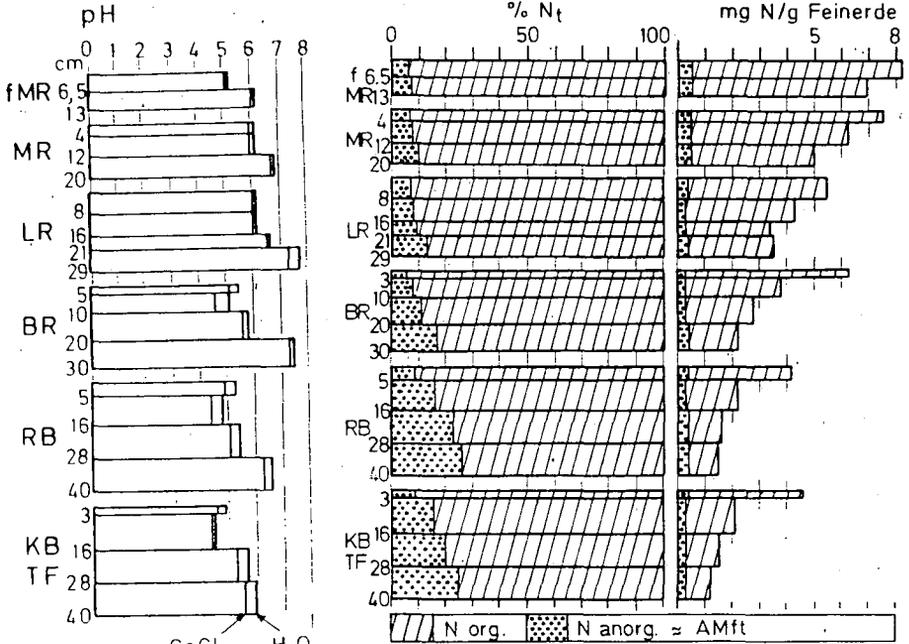


Abb. 2

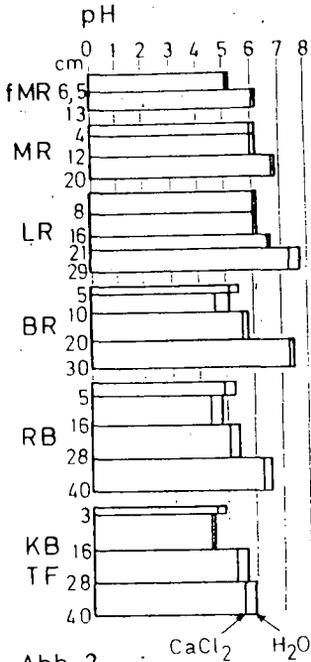
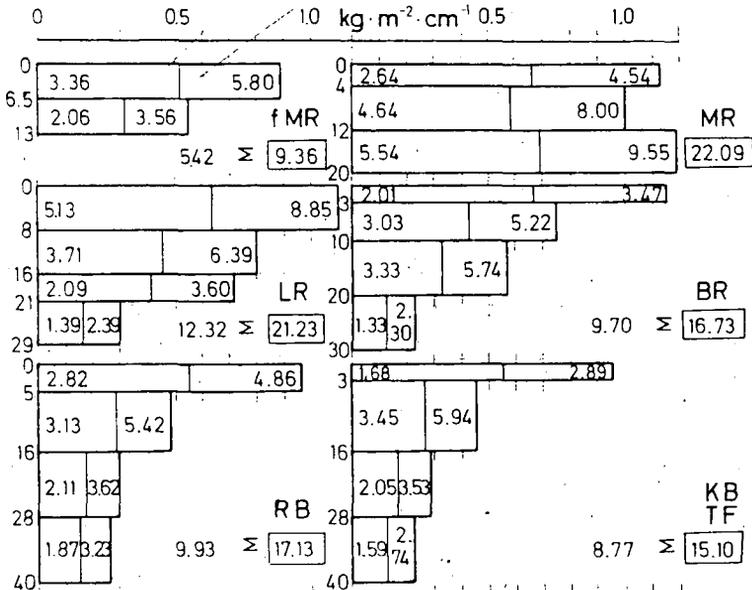


ABB. 3

Corg HUMUS (C x 1,724)



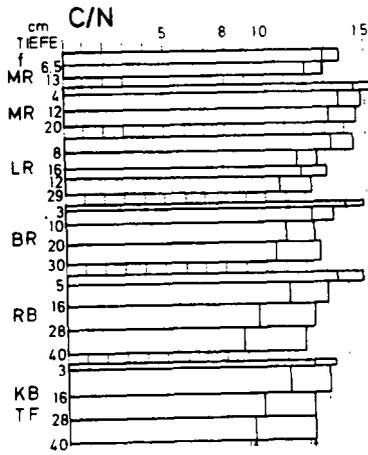
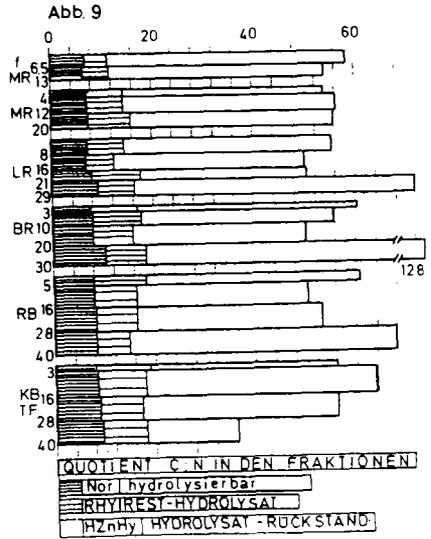


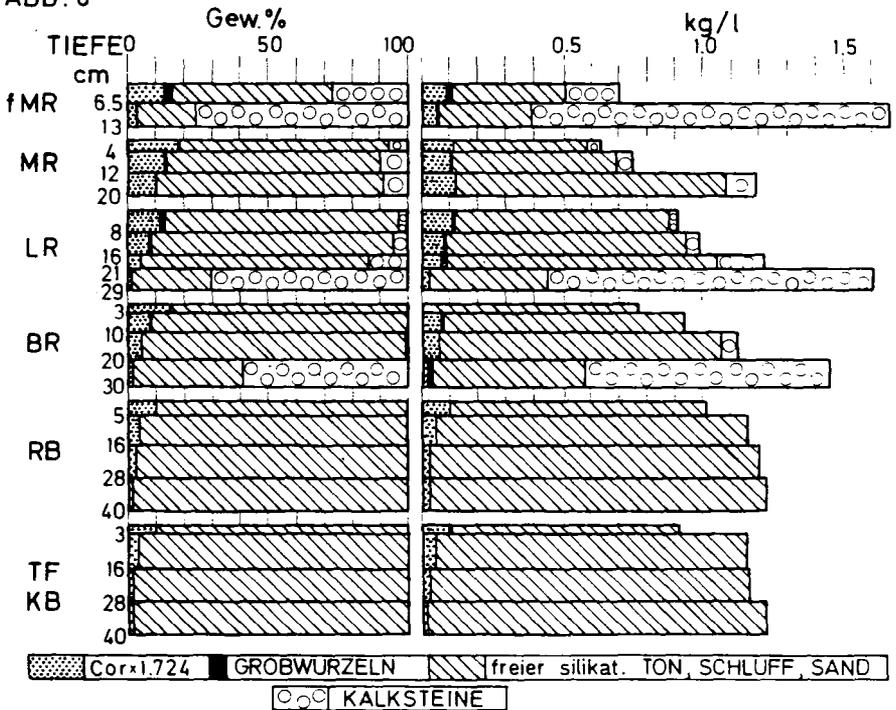
Abb. 5

Cor/Nt Cor/Nor

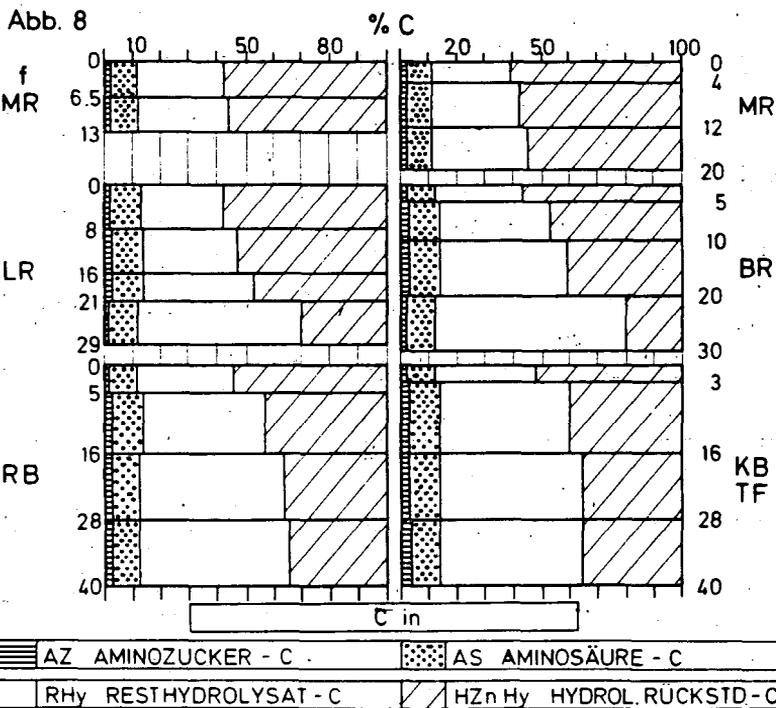
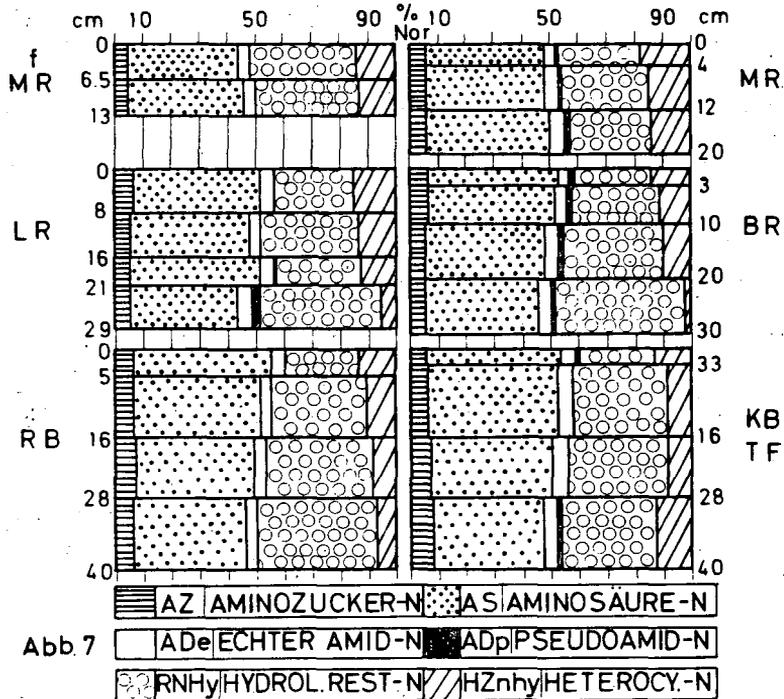


QUOTIENT C/N IN DEN FRAKTIONEN
 NorI hydrolysiertbar
 RHYREST-HYDROLYSAT
 IZnHy HYDROLYSAT-RÜCKSTAND

ABB. 6



Cor x 1.724 GROBWURZELN freier silikat. TON, SCHLUFF, SAND
 KALKSTEINE



Organische Ionen-Komplexe in der Wasseranalyse und beim pedogenen
lateralen Stoff-Transport in der Landschaft.

von

Klages, F.W. *

1. Einführung

In Arbeiten von THIES (1) und BÖTICHER (2) unseres Hauses, die sich neben anderem mit den Elemente-Flüssen in sandbefüllten Lysimetern befaßten, trat bei der Analyse von Sickerwässern durchweg das Problem unausgeglichener Kationen-Anionen-Bilanzen auf. Der Überhang an Kationen betrug in manchen Fällen bis zu 60 % und die Sickerwässer enthielten, durch die mehr oder minder ausgeprägte Braunfärbung ausgewiesen, Kohlenstoffgehalte zwischen 50 und 150 mg/l. Aufgrund der gemessenen C/N-Verhältnisse von 68 : 1 sind diese Kohlenstoffgehalte Huminsäurevorstufen (Fulvosäuren) zuzuordnen, in ihnen wurden, dem Prinzip der Elektroneutralität gerecht werdend, die Träger der fehlenden Anionen vermutet. Mit den im folgenden zu referierenden Untersuchungen wurde der Versuch unternommen, die fehlenden Anionen mit Hilfe von Ionenaustauschern nachzuweisen.

2. Versuchsanordnung

Die Versuchsanordnung bestand aus zwei mit etwa 10 ml Ionenaustauscher befüllten Säulen, die in der Reihenfolge Anionenaustauscher-Kationenaustauscher im Durchfluß betrieben wurden. Über weitere Einzelheiten der Versuchsdurchführung und über die Analysendaten der untersuchten Sickerwasserprobe gibt Abbildung 1 Auskunft. Als Spüllösung für den Anionenaustauscher wurde 0,001 N NaCl-Lösung verwendet, zur Regeneration wahlweise 1 N NaCl-Lösung oder 1 N HCl. Die Chloridbestimmung erfolgte potentiometrisch, die Kationenanalyse mit Hilfe der AAS und die pH-Messung elektrometrisch. Nitrat und Ammonium wurden durch Destillation und elektrometrische Titration bestimmt, die pH-Einstellung in den Probelösungen wurde im Wege des Tüpfelns mit Ammoniak durchgeführt.

* Institut für Bodenwissenschaften/Bodenkunde, von Siebold-Str. 4,
D 3400 Göttingen

VERSUCHSANORDNUNG

Abb. 1

PROBE, 20ml
↓
pH-VARIATION

ANIONEN -
AUSTAUSCHER
GEGENION: Cl⁻
[LEWATIT M 5080]

REGENERAT :

ANALYSE Ca⁺⁺
[" COOH-GRUPPEN]

← pH MESSUNG

KATIONEN -
AUSTAUSCHER
GEGENION: H⁺
[DOWEX 50WX8]

REGENERAT :

KATIONEN-BESTIMMUNG

pH-MESSUNG → ~ Σ AUSTAUSCH-KATIONEN

Cl⁻-BESTIMMUNG → ANIONEN-BERECHNUNG

ANALYSENDATEN SICKERWASSER-PROBE :

ANIONEN			KATIONEN		
	mg/l	mval/l		mg/l	mval/l
HCO ₃ ⁻	90.3	1.480	Ca ⁺⁺	53.3	2.665
H ₂ PO ₄ ⁻	16.0	1.548	Mg ⁺⁺	9.0	0.740
NO ₃ ⁻	16.4	0.264	K ⁺	20.3	0.519
Cl ⁻	3.6	0.102	Na ⁺	9.0	0.391
SO ₄ ⁻⁻	±0	±0	NH ₄ ⁺	20.6	1.143
Σ ANIONEN	3.394		Σ KATIONEN	5.458	

C_{org.} 150 mg/l; N_{org.} 2.15 mg/l; C/N = 69/1

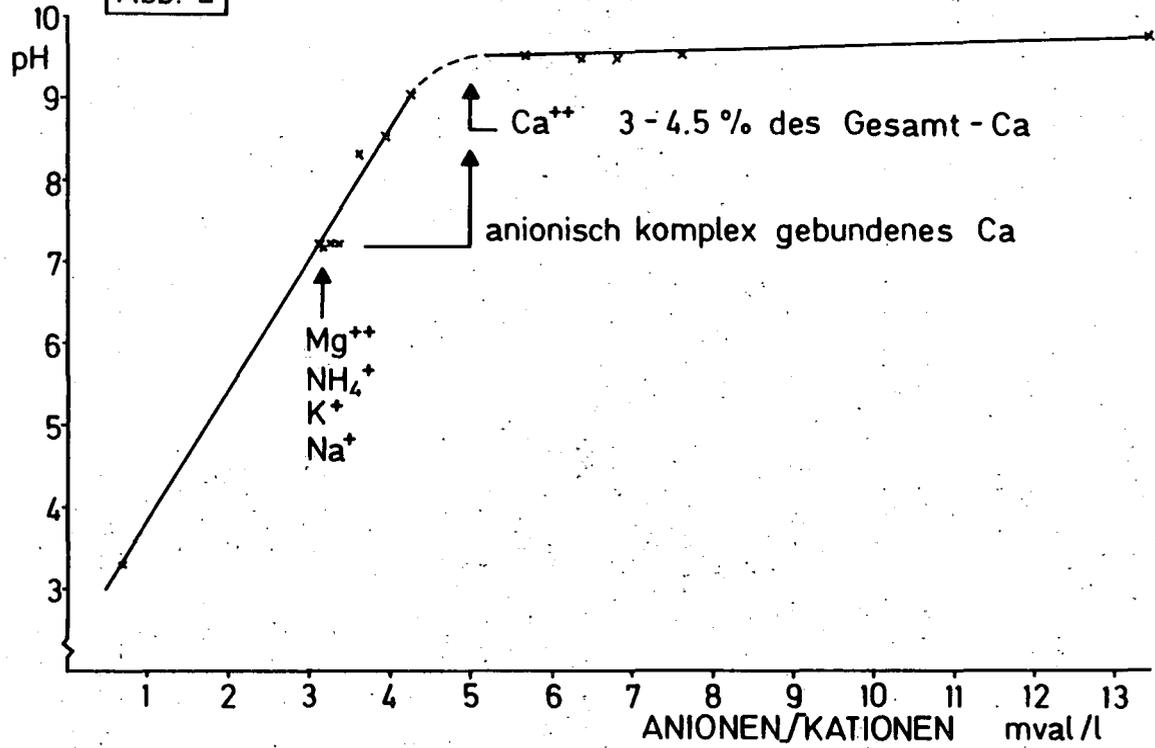
3. Untersuchungsergebnisse

Die Ergebnisse der Untersuchungen werden in Abbildung 2 wiedergegeben, die Darstellung zeigt die in Abhängigkeit vom pH-Wert gemessene Anionen-Kationen-Konzentration des Sickerwassers in mval/l. Die Daten des Kurvenbereichs oberhalb pH 7,2 wurden an Präparaten gewonnen, denen durch eine Vorpassage der Austauscher die anorganischen Anionen nebst zugehörigen Kationen entzogen worden waren. Gemäß der Abbildung verläuft die Konzentration an Anionen und Kationen bis zum pH-Wert 9,0 linear und mit steilem Anstieg, danach geht die Steigung der Kurve nahezu gegen null, wobei die ausgewiesenen unterschiedlichen Ionengehalte bei pH 9,5 sehr wahrscheinlich auf Temperatur- und Zeiteffekte zurückzuführen sind. Beim pH-Wert 7,2, dem nativen pH-Wert der Sickerwasserprobe, lassen sich die Summen der Ladungsträger und in den Regeneraten der Austauscher die Kationen Mg^{++} , NH_4^+ , K^+ , Na^+ sowie die Anionen HCO_3^- , $H_2PO_4^-$, NO_3^- , Cl^- quantitativ nachweisen. Das Element Kalzium erscheint erst beim pH-Wert 9,5 in der Größenordnung von 3 - 4,5 % des Gesamt-Ca als Kation, das restliche Kalzium findet sich im Regenerat des Anionenaustauschers und ist offenbar in einem sich anionisch verhaltenden Komplex gebunden. Über dessen Natur, und ob dieser möglicherweise über Carboxylgruppen am Austauscher fixiert wird, lassen sich noch keine Aussagen treffen. In der komplexen Bindung des Kalziums dürfte jedoch die Ursache für das einleitend dargelegte Problem der unausgeglichene Kationen-Anionen-Bilanzen liegen.

4. Zusammenfassung

In den vorliegenden Untersuchungen wird dem Problem unausgeglichener Kationen-Anionen-Bilanzen in Fulvosäure-haltigen Sickerwässern aus sandbefüllten Lysimetern nachgegangen und der Versuch unternommen, die in den Bilanzen fehlenden Anionen mit Hilfe von Ionenaustauschern ausfindig zu machen. Die durchgeführten Arbeiten lieferten das Ergebnis, daß das Element Kalzium in einem sich anionisch verhaltenden Komplex gebunden vorliegt und diese Komplexbindung des Kalziums Ursache der scheinbar unausgeglichene Kationen-Anionen-Bilanzen ist.

Abb. 2



5. Literatur

1. THIES, W., 1978: Stickstoff- und Wasserhaushalt von Sand-Ackerböden in Nordwestdeutschland, Diss. Göttingen 1978
2. BÖTTCHER, J., 1982: Bioelementbilanzen und -transport in Löss- und Sand-Lysimetern bei unterschiedlichen Grundwasserständen, Diss. Göttingen 1982 (im Druck)

Entwicklung und Optimierung von Laborversuchen zur
ökotoxikologischen Beurteilung von Umweltchemikalien
an Hand von Feldversuchen

von

Krogmann, H. und V. Maaß^{†)}

Einleitung

Vor dem Hintergrund der neuen Chemikaliengesetzgebung sollte geklärt werden, inwieweit sich Feldversuche zur ökotoxikologischen Bewertung von Umweltchemikalien durch Laborversuche ersetzen lassen. Somit stand bei dieser Untersuchung die Diagnose des Verhaltens der Chemikalien im Boden nicht im Mittelpunkt. Die Freilandversuche dienten vielmehr als Bezug für die Entwicklung und Optimierung von Laborversuchen.

Material und Methoden

Abb. 1 zeigt den Versuchsaufbau. Die fünffache Stufung des Versuchsrahmens ermöglichte eine "quasikontinuierliche" Abstak-tion von Feld- zu Laborbedingungen und einen Vergleich der einzelnen Methoden.

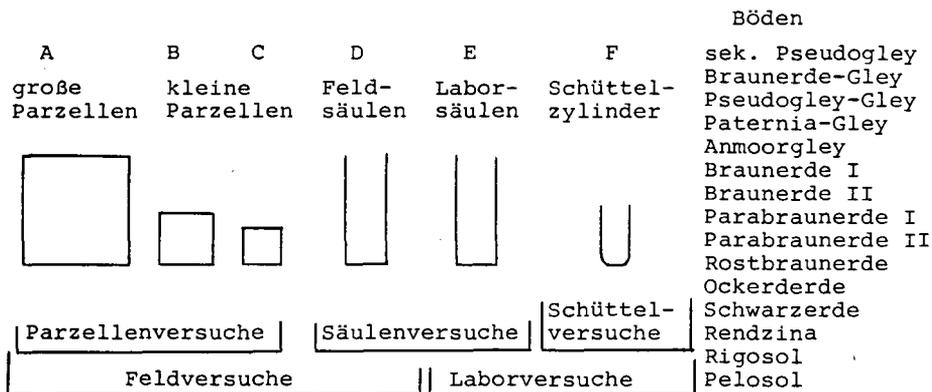


Abb. 1 Schema der Versuchsbedingungen

†). Ordinariat für Bodenkunde, Universität Hamburg,
Von Melle Park 10, 2000 Hamburg 13

Es wurden zwei persistente Chemikalien, PCB (Wasserlöslichkeit 120 ppb) und Picloram (Wasserlöslichkeit 450 ppm) und die Versuchspflanzen Avena sativa und Lolium multiflorum eingesetzt. Die Chemikalien wurden in wäßriger Form ausgebracht und 5 cm tief eingearbeitet.

Die Säulen (Ø 30 cm) wurden als ungestörte Bodenmonolithe nach einem Verfahren hergestellt, welches garantiert, daß nur geringe Randeffekte auftreten.

Für die Sorptionsversuche konnten ¹⁴C-markierte Substanzen verwendet werden. Je 20 ml wäßriger PCB-Lösung (Konzentration 30, 60, 90, 120 ppb) wurden 24 Stunden mit 1 g Boden geschüttelt. Picloram wurde als handelsübliches TORDON 22K in den Konzentrationen 1, 2, 4, 8 ppm eingesetzt. 20 ml Lösung und 5 g Boden wurden 3 Tage geschüttelt. K-Werte konnten mit Hilfe eines Rechnerprogramms nach FREUNDLICH ermittelt werden.

Ergebnisse und Diskussion

Die Ergebnisse der Adsorptionsversuche ergaben für das PCB sehr hohe K-Werte zwischen 16 und 9861; die des Piclorams liegen mit 0,01 bis 18 deutlich niedriger.

Durch die Korrelation der Bodenkenndaten pH, KAK, %C und %Ton mit den K-Werten der Adsorption und dreier Desorptionsschritte wird vor allem die Bedeutung der organischen Substanz und des pH-Wertes sichtbar. (s.Tab.1) (GROVER,1971)

	Picloram				PCB	
	K _{Ads} n=56	K _{Des 1} n=26	K _{Des 2} n=21	K _{Des 3} n=20	K _{Ads} n=56	K _{Des 3} n=56
%C	0,8935 xxx	0,0394	-0,0316	-0,1738	0,3325 xx	0,2556
pH	-0,6723 xxx	0,3062	-0,7047 xxx	0,2208	-0,4514 xxx	-0,0398
%Ton	0,1664	0,3222	-0,1452	0,1338	0,1569	0,0780
KAK	0,2767	0,0066	-0,7580 xxx	0,0302	-0,3966 xx	0,3370

Tab. 1 Korrelation der K-Werte von PCB und Picloram mit %C, pH, %Ton und KAK

xxx abgesichert auf dem 99,9% Niveau

xx abgesichert auf dem 99 % Niveau

Erwartungsgemäß (HELLING, 1972; BOVEY et al 1969) wird das Picloram (kleine K-Werte, hohe Wasserlöslichkeit) lateral und vertikal stark verlagert. Bei insgesamt niedrigen Gehalten werden keine Belastungsmaxima ausgebildet. Darüberhinaus zeigt die Verteilung im einzelnen auch bei ähnlich hohen K-Werten (0-0,37) erhebliche Unterschiede: Bodenkenndaten und Rahmenbedingungen wie Geomorphologie und Klima modifizieren das durch die K-Werte bestimmte Verteilungsmuster.

PCB zeigt die für schwer verlagerbare Substanzen (hohe K-Werte, geringe Wasserlöslichkeit) typische starke Anreicherung in den oberen 5 cm, die auch am Ende der Vegetationsperiode noch besteht (SCHARPENSEEL, 1977). Selbst unterschiedliche K-Werte der Ap-Horizonte (300 - 2000) kommen in den Tiefenfunktionen nicht zum Ausdruck.

In tonreichen Böden wurden jedoch unerwartet tiefe Verlagerungen festgestellt. Trotz ähnlicher pH-, C- und K- Werte kam es im Pseudogley-Gley (29 % Ton), Pelosol (49 % Ton) und in der Parabraunerde (8 % Ton) zu sehr unterschiedlichen Tiefenverteilungen. Eine Einbeziehung der Klimadaten in die Interpretation zeigt, daß die Ausbringung der Chemikalien während einer ausgeprägten Trockenphase erfolgte. Die tiefe Verlagerung kann deshalb möglicherweise durch den Transport in Schrumpfrissen erklärt werden (s. Abb. 2).

Weiterhin wird durch die Ergebnisse der Feldversuche die Bedeutung des Bewuchses bzw. der Kulturart für die PCB-Verlagerung deutlich. Diese nimmt zu in der Reihe unbewachsen - bewachsen mit Lolium - bewachsen mit Avena.

Die Ergebnisse der Feldversuche haben gezeigt, daß die im Laborversuch erstellten K-Werte allein nicht ausreichen, um die Verteilung der Chemikalien im Boden vorherzusagen. Als weitere Labormethode wurde deshalb der Einsatz von Bodensäulen getestet.

Um die Eignung der Säulen zu überprüfen, wurden ummantelte Bodensäulen im Feld belassen. Der Vergleich der Feldsäule mit der entsprechenden Parzelle zeigte nur geringe Unterschiede zwischen den beiden Versuchsansätzen: der weitaus größte Teil des PCB ist in den oberen 5 cm gebunden, nur ein geringer Teil wird in die Tiefe verlagert. Eine Ausnahme bildet der Pseudogley-Gley: hier ist die Verlagerung in der Parzelle stärker

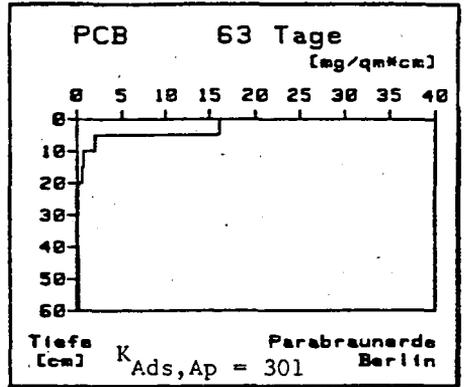
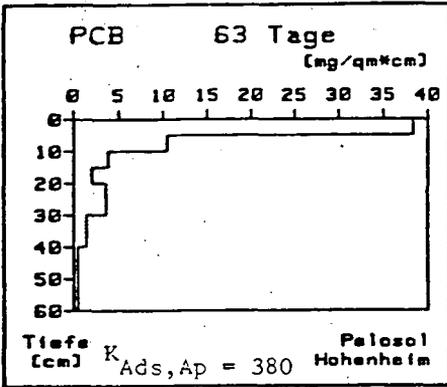
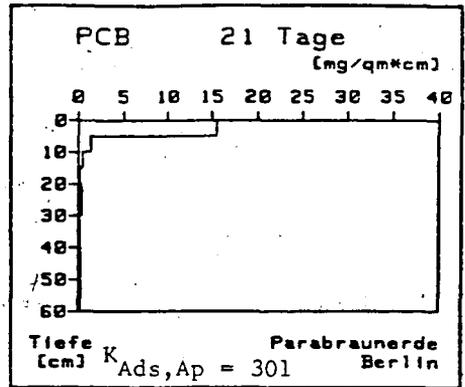
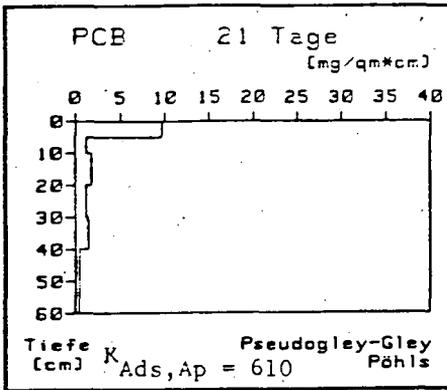


Abb. 2 Einfluß des Gefüges auf die Tiefenverlagerung von PCB

ausgeprägt als in der Feldsäule, in der keine Schrumpfrisse entstanden waren.

Das typische PCB-Verteilungsmuster stellt sich auch in den Laborsäulen ein. Die Tendenz der Verlagerung stimmt auf allen Standorten gut überein (s. Abb. 3, Sachsenwaldau). Der Vergleich Parzelle - Feldsäule - Laborsäule läßt keine nennenswerten Unterschiede erkennen. Die Versuchsdauer im Labor hatte keinen Einfluß auf die Verlagerung. Es war unerheblich, ob bei gleicher Gesamtniederschlagsmenge 20 oder 40 mm Niederschlag pro Tag gegeben wurden.

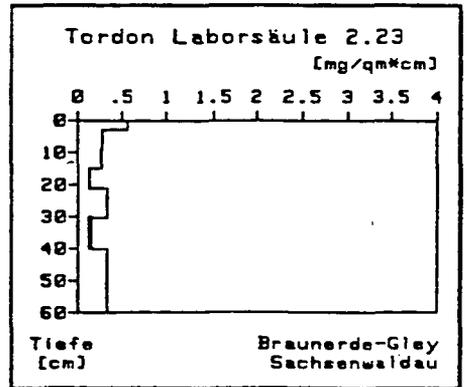
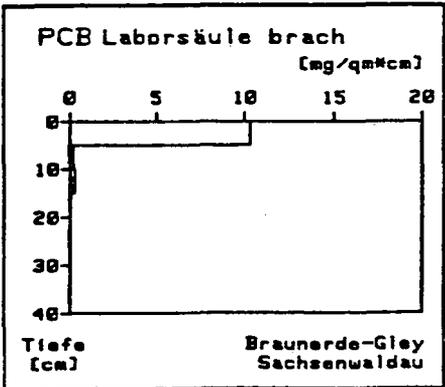
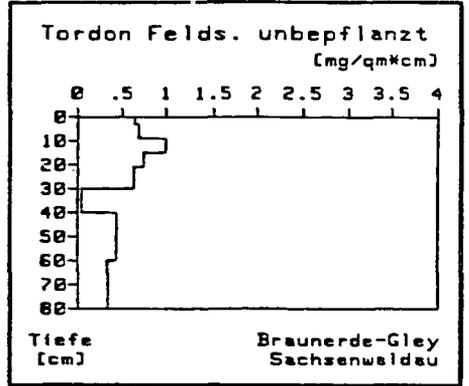
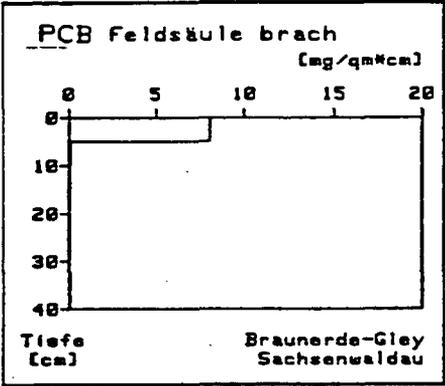
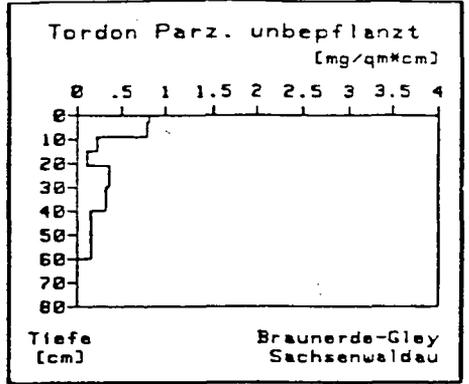
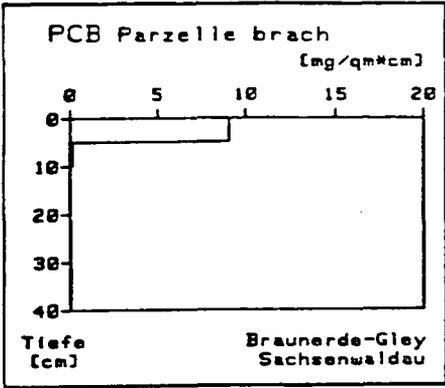


Abb. 3 PCB-Verteilung in Parzelle und Säulen

Abb. 4 Picloram-Verteilung in Parzelle und Säulen

Für das Picloram liegt in den Feld- und Laborsäulen ein von den Parzellen abweichendes Verteilungsmuster vor: im Unterschied zu den Parzellen sind die Gesamtgehalte in den Säulen größer und das Picloram ist gleichmäßiger verteilt (s. Abb. 4). Dies ist durch den Ausschluß lateralen Abtransportes zu erklären ("Säulenfaktor").

Die Ergebnisse aus den Säulenversuchen weisen darauf hin, daß für leichtlösliche Substanzen mit kleinen K-Werten wie z.B. Picloram Säulenversuche nur die Tendenz des Verhaltens wiedergeben können. Dennoch bieten sie eine gute Bewertungsgrundlage für die Prognostizierung des Verhaltens leichtlöslicher Substanzen im Feld. Durch den Säulenfaktor wird die Verlagerung in die Tiefe und somit die potentielle Grundwassergefährdung deutlicher als im Feldversuch.

Zusammenfassung

Die vorliegende Untersuchung hat ergeben, daß die Kenntnis der K-Werte der Substanzen und ihre Korrelation mit den Bodenkenn-daten einen ersten Anhaltspunkt für das potentielle Verhalten von Chemikalien im Feld bieten. Ihre Anwendung ist aber nur sinnvoll unter Berücksichtigung von Klimadaten, Gefüge und Bewuchs. Der Einfluß dieser Größen läßt sich im Feldversuch und an Bodenmonolithen im Labor bestimmen. Säulenversuche im Labor haben gegenüber Feldversuchen den Vorteil der Reproduzierbarkeit und sind somit besser geeignet für Serienanalysen.

Literatur

- BOVEY, et al (1969) Pesticides in soil. Persistence and movement of picloram in Texas and Puerto Rican soils. Pest. monitoring J. 3: 177 - 181
- GROVER, R. (1971) Adsorption of picloram by soil colloids and various other adsorbents. Weed Sci. 19:417-418
- HELLING, C.S. (1971) Pesticide mobility in soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 35: 737 - 743
- SCHARPENSEEL, H.W. (1977) Infiltration and Translokation von polychlorierten Biphenylen in natürlich gelagerten Bodenprofilen; biotischer und abiotischer Abbau. Z. Pflanzenern. Bodenkd, 140, 285 - 301

Spurenelementverteilung in jungpleistozänen

Bodentoposequenzen Ostholsteins

von

Lichtfuss, R. und Andresen, H.U.*

Die relativ kurze Zeit der Genese von Böden aus jungpleistozänem Geschiebemergel hat im ostholsteinischen Hügelland zu einer Vielfalt von Bodentypen geführt (SCHLICHTING, 1960). Flächendeckend dominieren die Subtypen von Braunerde, Parabraunerde und Pseudogley (MUTERT, 1978), auf engem Raum vergesellschaftet mit Gleyen und Niedermooren im Senkenbereich oder Stagno- bzw. Hanggleyen im Hangbereich. Diese engräumige reliefbedingte Variabilität der Böden wird durch eine Vielzahl von Merkmalen widerspiegelt, unter anderem auch durch die Variabilität der Gehalte verschiedener Spurenelemente.

An 15 Böden von zwei benachbarten Relief-Catenen unterschiedlicher Nutzung (W1 - W8: Wald, A1 - A7: Acker) aus dem Bereich der kuppigen Grundmoräne nahe dem Selenter See wurden die Gesamtgehalte an Fe, Mn, Zn, Cu und Pb und andere Kenngrößen untersucht. Während die Ergebnisse für die Merkmale pH, Fe_t , Fe_d , Mn_t und Mn_d einiger der untersuchten Böden bereits beschrieben sind (LICHTFUSS und ANDRESEN, 1983), sollen hier die vertikalen und lateralen Variabilitäten der Gehalte an Zn, Cu und Pb für 6 typische Waldprofile und 4 Ackerprofile dargestellt werden (Tab. 1).

Die Zn-Gehalte aller Horizonte (Tab. 1) schwanken zwischen 21 (W8) und 292 mg/kg (A7). Im Gegensatz zur Verteilung von Mn (LICHTFUSS und ANDRESEN, 1983) sind die hohen Zn-Gehalte in den Senkenböden angehäuft. Kupfer tritt in den Böden in einem Gehaltsbereich von 4,5 (W8) bis 354 mg/kg (A4) auf, während die Pb-Gehalte zwischen 9,1 (W7) und 48 mg/kg (A7) liegen.

Als mögliche Ursachen der Variabilität der Spurenelementgehalte sind unter anderem verschiedene, während der Geo- und Pedogenese abgelaufene physikalische Prozesse der Mineralsortierung von Bedeutung (s. LICHTFUSS und ANDRESEN, 1983). Von pedo- und ökologischem Interesse sind vor allem die Gewinne und Verluste infolge atmosphärischen und anthropogenen Eintrages sowie der Translokation dieser Elemente in gelöster Form, einschließlich einer möglichen Verlagerung als dispersgelöste Schwermetallverbindung sowie durch die Vegetation und mit organischen Substanzen.

*) Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Christian-Albrechts-Universität Kiel, Olshausenstr. 40, 2300 Kiel 1

Tab.1: Gehalte an Ton*, org. Substanz und Carbonaten, Körnungsquotient fS/mS, pH Wert (CaCl₂) sowie Gehalte an Gesamt- und bilanzierendem** Zink, Kupfer und Blei in der Feinerde von 6 Böden der Wald(W)- und 4 Böden der Acker(A)-Catena

	Tiefe cm	Ton %SiF*	f/mS	OS %	Carb %	pH	Zn _t	±Zn	Cu _t	±Cu	Pb _t	±Pb
							mg/kg					
W1	Kuppe	(0;58)***	schwach pseudovergleyt, lessiviert									
Ah	10	11.7	1.22	6.46	0.00	3.4	38.2	4.0	8.4	-5.8	35.3	18.9
Ah-Bv	30	10.0	1.17	2.52	0.00	3.7	36.3	2.3	6.3	-7.9	21.9	4.7
Bv-S	55	13.7	1.21	0.48	0.00	3.9	44.2	3.4	9.7	-6.4	16.0	-2.1
S-Bv	80	16.7	1.05	0.32	0.00	4.5	52.2	7.1	11.6	-5.5	19.2	0.8
S-Bvt	130	19.4	1.35	0.30	0.00	4.8	57.4	8.4	16.0	-2.4	20.1	1.2
eICv	160	12.9	1.18	0.16	17.1	7.6	41.2	8.2	13.4	0.2	17.4	3.5
W2	Oberer Mittelhang	(54;54)	mäßig pseudo- und hangvergleyt									
Ah	8	9.1	1.40	4.54	0.00	3.5	31.6	1.2	6.6	-7.0	31.0	14.7
Bv-Ah	30	8.5	1.50	2.48	0.00	3.5	33.7	3.2	7.4	-6.3	19.0	2.2
Ah-Bv	50	8.0	1.24	1.28	0.00	4.0	44.3	13.5	7.7	-5.8	17.9	0.9
S1	65	6.5	1.16	0.26	0.00	4.1	33.1	4.3	4.9	-8.2	17.1	0.3
S2	75	7.4	1.37	0.18	0.00	4.6	33.6	2.5	6.2	-7.6	13.2	-4.6
S-Bv1	115	17.7	1.37	0.26	0.00	4.3	55.5	9.6	10.7	-6.8	19.0	0.6
S-Bv2	190	16.3	1.15	0.30	0.00	4.8	63.2	21.0	13.5	-3.1	19.4	2.0
eIC	220	12.1	1.36	0.14	11.3	7.6	37.2	2.4	12.9	-1.2	15.0	-0.6
W4	Unterhang	(112;50)	lessiviert, pseudovergleyt									
Ah1	10	17.0	1.93	5.30	0.00	4.6	53.0	10.2	9.2	-7.5	32.3	13.9
Ah-Bv	30	20.2	2.04	1.26	0.00	5.2	46.7	-4.0	11.5	-7.4	21.0	0.8
S-Bv(t)	43	21.6	2.22	0.60	0.00	5.6	46.6	-7.0	13.7	-6.0	22.3	1.6
S-Bt	60	33.2	1.62	0.38	0.00	6.1	63.7	-11.4	19.2	-5.9	22.3	-0.7
S1	92	21.2	2.07	0.24	0.00	6.2	44.8	-7.7	14.9	-4.7	17.4	-3.0
S2	130	18.1	2.26	0.20	0.23	7.2	44.6	-3.0	13.3	-5.0	18.1	-1.8
S3.1	160	17.9	2.13	0.18	0.19	6.9	43.2	-4.7	13.7	-4.7	16.8	-3.2
S3.2	180	19.6	1.95	0.18	0.22	7.2	44.2	-5.5	13.6	-5.2	17.2	-2.9
eIC-S	230	21.2	1.95	0.08	19.3	7.7	42.8	-3.2	14.0	-2.7	12.7	-3.7
W6	Obere Senke	(141;47)	kolluviiert, vergleyt									
wM-Ah	3	10.3	1.62	7.00	0.00	4.4	48.2	15.9	9.2	-4.5	27.1	10.0
wM-Ah-Bv	30	10.6	1.76	4.46	0.00	4.0	43.6	9.5	4.9	-9.6	26.2	8.4
wM-Go-Bv	50	11.2	1.60	0.92	0.00	5.3	40.6	4.3	7.1	-8.1	17.9	-0.4
wM-Go	80	16.3	1.66	0.88	0.00	5.9	54.7	10.4	9.9	-7.5	16.1	-3.1
wM-Gr1	95	15.3	1.75	1.06	0.00	6.3	53.7	11.0	11.1	-5.9	17.7	-1.7
wM-Gr2	116	14.1	1.75	1.08	0.00	6.4	54.5	13.9	10.7	-5.7	19.5	0.3
ff1	130	19.8	3.75	6.70	0.00	6.4	74.7	28.1	33.7	16.2	18.8	-1.1
ff2	140	15.0	6.62	4.14	0.02	6.5	69.9	29.4	20.1	4.0	19.5	-1.0
ff3	150	23.0	5.03	6.50	0.00	6.5	118.2	62.0	26.2	6.6	22.3	-0.8
ff4	158	36.8	6.97	5.52	0.07	6.6	197.7	119.3	25.7	0.4	17.4	-8.2
ff5	160	37.7	2.65	14.6	0.06	6.6	244.7	173.8	61.7	38.8	19.1	-2.3
ff-Gr	180	22.0	7.39	3.84	0.14	6.6	133.1	77.3	17.0	-2.8	16.3	-6.8
ff6	200	24.9	3.85	14.5	0.57	NB	102.5	49.3	31.0	12.8	21.3	0.6
ff7	214	18.7	2.14	3.14	7.78	7.6	63.5	18.6	15.0	-1.9	14.3	-3.9
IleIC	340	22.3	1.69	0.54	22.8	7.7	40.2	-2.2	12.6	-2.9	14.6	-1.5
W7	Obere Senke	(146;47)	stark vergleyt									
Aho	16	17.1	1.78	5.66	0.00	5.4	84.7	41.9	11.7	-5.0	34.8	16.1
Go-Ah	27	18.8	1.62	3.06	0.00	5.9	90.4	42.3	11.7	-6.4	27.0	7.6
Ah-Go	50	19.1	1.49	1.58	0.00	6.3	76.1	26.1	13.3	-5.4	18.5	-1.5
Go	90	19.5	1.81	0.42	0.11	6.6	58.6	7.5	6.2	-12.8	19.2	-1.2
Gor	105	23.2	1.75	0.40	0.07	6.9	58.0	-0.2	10.5	-10.4	18.5	-2.9
Gr	130	17.0	2.19	0.30	0.09	7.3	46.3	-0.5	12.7	-5.3	15.3	-4.9
eIC-Go	177	15.9	2.02	0.38	15.2	7.7	40.3	0.4	16.1	0.9	15.1	-2.2
eIC-Gr	277	19.2	2.19	0.40	20.4	7.7	35.3	-3.0	13.1	-1.6	9.6	-6.0

Tab.1: (Fortsetzung)

	Tiefe	Ton	f/mS	OS	Carb	pH	Zn _t	+Zn	Cu _t	+Cu	Pb _t	+Pb
	cm	%SiF*		%	%				mg/kg			
W8	Senke			(185;45)		kolluviert, stark vergleyt						
wM-Ah(o)	10	34.3	1.81	11.3	0.12	6.7	132.0	62.9	28.7	6.0	31.7	10.1
wM-Ah-Go	32	34.9	1.81	7.74	0.16	6.8	136.1	63.5	28.7	4.9	29.5	6.8
wM-Gr	40	37.1	1.92	11.6	0.09	6.9	135.5	60.4	47.7	23.7	22.4	-0.8
ff1	48	42.8	1.69	14.5	0.06	6.9	157.6	76.7	57.7	32.4	23.6	0.8
ff2	56	39.6	5.91	7.26	0.07	7.0	139.2	52.4	28.5	1.3	20.4	-5.9
ff3	64	21.8	1.45	10.8	0.08	6.9	81.8	32.4	37.4	19.7	19.9	0.7
ff-Gr1	79	8.2	1.07	0.62	0.09	6.9	21.3	-4.4	4.5	-8.6	12.2	-1.8
ff-Gr2	90	15.6	1.91	0.42	5.64	7.6	36.9	-5.4	10.1	-6.3	13.8	-4.6
Ile1C-Gr150	15.1	1.66	0.34	17.1	7.7	32.3	-4.7	14.1	-0.4	14.3	-1.1	
Ile1C	190	16.5	1.50	0.32	19.3	7.8	38.0	-0.8	12.0	-2.9	14.1	-1.0
A1	Oberhang-Kuppe			(0;55)		mäßig pseudovergleyt, lessiviert						
Ap	24	10.5	1.30	2.72	0.00	5.3	56.7	21.6	14.2	-2.4	24.1	5.9
S-Bv	41	16.3	1.79	0.60	0.00	4.6	80.2	35.6	15.1	-2.0	20.1	0.3
Bvt-S	73	19.1	1.48	0.38	0.00	4.8	91.7	41.4	21.5	2.7	21.5	1.3
Bv1	100	11.8	0.88	0.32	0.00	5.3	66.9	32.0	19.5	5.2	20.3	3.7
Bv2	110	10.4	0.89	0.30	0.00	5.5	73.8	40.8	19.9	6.0	22.6	6.4
e1C	180	21.0	1.30	0.20	24.8	7.3	46.2	4.4	21.0	5.9	15.4	-0.1
A2	Oberer Mittelhang			(36;54)		lessiviert, hangvergleyt						
Ap	30	12.0	1.28	2.86	0.00	5.6	58.7	21.5	16.0	0.7	23.8	5.5
SBv	42	27.0	1.85	0.98	0.00	5.9	69.4	1.9	17.6	-5.2	19.0	-5.7
Bs	50	31.4	2.67	0.86	0.00	6.0	78.1	4.9	20.9	-3.4	23.1	-2.2
BtS1	60	42.4	3.87	0.66	0.00	6.3	73.2	-20.4	25.9	-3.5	24.9	-3.1
BtS2	84	36.9	2.97	0.74	0.00	6.4	71.4	-13.0	25.1	-1.9	27.7	0.8
S1	130	19.7	1.84	0.34	0.96	6.9	47.2	-3.3	16.5	-2.3	15.3	-4.7
S2	145	10.4	1.40	0.20	0.07	7.2	37.3	2.0	13.4	-1.5	16.6	-2.5
e1C	205	14.7	1.52	0.16	18.4	7.7	35.5	-0.3	12.0	-1.9	11.6	-4.6
A4	Unterhang-Senke			(88;49)		kolluviert, vergleyt						
wM-Ap	23	13.9	1.41	2.68	0.00	5.5	54.3	14.0	13.1	-3.1	22.9	4.6
wM-Bv	45	14.0	1.47	1.76	0.00	5.2	53.2	12.4	11.9	-4.5	17.0	-1.6
wM-(S)	65	11.6	1.55	0.70	0.00	5.5	52.0	14.7	11.5	-4.0	19.0	0.7
wM-S	85	11.8	1.28	0.68	0.00	6.1	52.7	15.4	14.0	-1.5	13.6	-4.5
wM-Go(r)	100	12.8	1.47	0.80	0.00	6.3	56.1	16.9	11.9	-4.1	15.6	-3.1
wM-Gr1	126	12.8	1.78	0.96	0.02	6.6	53.7	14.5	17.2	1.1	14.8	-4.1
wM-Gr2	140	12.1	1.41	0.66	0.05	6.7	48.4	10.3	11.3	-4.4	18.4	-0.1
fAh	160	30.9	1.78	24.6	0.09	6.6	168.5	117.8	353.9	336.7	16.6	-0.2
fBv-Gr	200	34.5	6.73	2.86	0.08	6.8	189.8	107.3	27.4	1.1	23.9	-3.0
IIGr	225	NB	NB	0.42	0.85	7.3	90.7	44.9+	39.7	24.2+	12.9	-3.0+
Ile1C-Gr255	NB	NB	NB	0.36	16.1	7.7	47.5	NB	16.0	NB	12.5	NB
A7	Senke			(115;48)		kolluviert, stark vergleyt						
wM-Ap1	14	16.6	1.47	4.88	0.09	6.9	71.7	28.0	13.8	-3.0	27.4	8.6
wM-Ap2	20	16.5	1.50	4.72	0.11	6.7	73.1	29.4	13.9	-3.0	27.4	8.7
wM-Go	29	15.0	1.49	2.86	0.12	7.0	67.7	26.3	13.0	-3.4	19.2	0.6
wM-Gr(o)	34	9.2	1.86	1.06	0.07	6.8	79.7	50.7	7.6	-6.0	12.7	-3.8
nH1	46	29.3	1.34	33.9	0.05	6.9	260.9	218.0	85.4	71.1	37.3	21.9
ff1	58	65.4	1.42	18.2	0.00	6.5	292.2	187.6	49.0	17.5	25.4	1.4
nH2	76	14.0	1.60	60.8	0.00	6.3	130.2	117.4	133.2	128.7	9.1	1.4
ff2.1	86	30.8	6.09	13.0	5.43	7.2	109.7	47.2	21.2	1.0	48.4	26.3
ff2.2	100	35.8	6.70	11.5	25.2	7.6	70.7	15.1	15.9	-1.5	16.6	-1.0
nH3	120	39.3	5.00	31.1	5.27	6.9	111.4	52.7	20.8	2.8	13.4	-3.9
Mergel	140	20.1	5.00	22.4	46.9	6.9	84.9	66.2	10.7	4.7	10.4	2.5
Ile1C-Gr200	16.2	1.35	0.66	16.2	7.7	46.2	7.7	13.7	-1.1	15.7	-0.8	

*) bezogen auf silicatische Feinerde

**) $\pm Zn = Zn_t - Zn_{(mineralogen)}$, s. Text

***) Entfernung von der Kuppe, Höhe über NN (m)

+) mineralogene Soll-Gehalte anhand der Bodenart (Fingerprobe) geschätzt

Tab. 2: Korngrößenverteilung sowie Zn-, Pb- und Cu-Gehalte in den Korngrößenfraktionen einer Geschiebemergelprobe, bezogen auf silicatische Feinerde (105°C)

	Gew. %	Zn	Pb	Cu (mg/kg)
Ton	17,5	179	34	49
Feinschluff	5,9	106	38	30
Mittelschluff	7,5	47	25	16
Grobschluff	13,0	20	32	8,3
Feinsand	31,0	5,5	11	9,3
Mittelsand	19,9	11	8,2	9,2
Grobsand	5,2	22	16	6,5
a. Gesamte Probe	100	47,1	18,9	19,4
b. $\Sigma(\text{Gew.}\% \times \text{Gehalte})/100$		48,6	20,2	17,7
b x 100/a		103 %	107 %	91 %

Tab. 3: Profilbilanzen des Solums, Gewinne in % vom Ist-Wert, Verluste in % vom Soll-Wert

	Wald	Zn	Cu	Pb	Acker	Zn	Cu	Pb
Kuppe	W1	+12	-31	+10				
Mittel/Ober-	W2	+25	-33	+ 9	A1	+45	+10	+14
Mittelhang	W3	+26	-27	+19	A2	+ 1	-10	- 7
Unterhang	W4	-10	-28	- 5	A3	- 4	- 4	- 5
" /Senke	W5	- 8	-42	- 7	A4	+44	+45	- 9
Senke	W6	+38	-15	- 5	A5	+27	+ 7	+14
"	W7	+22	-45	- 0	A6	+35	+10	+ 9
"	W8	+36	+11	+ 2	A7	+58	+ 46	+23

Tab. 4: Profilbilanzen (g/m^2) der obersten 30 (A2) bis 39 (W2) cm* der Böden des Kuppen-, Ober- und Mittelhangbereiches

	Wald	Mn	Zn	Cu	Pb	Acker	Mn	Zn	Cu	Pb
Kuppe	W1	-27	+1,3	-3,2	+2,6					
Mittel/Ober-	W2	+37	+2,3	-2,9	+2,0	A1	+ 67	+11,3	-0,4	+2,0
Mittelhang	W3	+35	+4,4	-2,6	+2,5	A2	+208	+ 9,8	+0,3	+2,5

*) bezogen auf eine einheitliche Menge silicatischer Feinerde (105°C) von 436 kg/m^2

Aufgrund z.T. starker Inhomogenität (s. fS/mS in Tab. 1) ist eine herkömmliche Bilanzierung bei den meisten Profilen nicht möglich. Im allgemeinen bestehen in chemisch nicht veränderten Sedimenten jedoch enge Beziehungen zwischen den Schwermetallgehalten und der Korngrößenverteilung (LICHTFUSS und BRÜMMER, 1981; Tab. 2). Als Basis für die Bilanzierung dienen deshalb die Schwermetallgehalte in den Korngrößenfraktionen einer pedogen weitgehend unbeeinflussten Geschiebemergelprobe (Profil W2, 240-260 cm). Die Fraktionierung erfolgte ohne chemische, lediglich mit leichter Ultraschallbehandlung. Da die Trennung wegen der Anwesenheit der Carbonate - trotz mehr als 20-facher Wiederholung - nicht ganz vollständig war, wurden an den gewonnenen Schluff- und Sandfraktionen nach Zerstörung der Carbonate eine Korngrößenanalyse durchgeführt. Mit Hilfe dieser Körnungsdaten konnten dann die Schwermetallgehalte der reinen silicatischen Korngrößenfraktionen der Geschiebemergelprobe ermittelt werden (Tab. 2). Für jeden Horizont der untersuchten Profile wurde anschließend aus den in Tabelle 2 aufgeführten Schwermetallgehalten der Korngrößenfraktionen des Ausgangsmaterials und den Gehalten der verschiedenen Körnungsfractionen (Körnungsanalyse) der einzelnen Proben der sogenannte mineralogene Soll-Gehalt der Spurenelemente errechnet.

$$Z.B.: Zn_{sollj} = (179 \times Ton_j + 106 \times fU_j \dots + 22 \times gS_j) \times \frac{1}{100} \times \frac{SiF_j}{100}$$

soll = mineralogene Soll-Gehalte in mg/kg lufttrockene Feinerde
j = Gehalte eines Horizontes
Ton, fU usw. in % der silicat. Feinerde (105°C)
SiF = silicat. Feinerde (105°C) in % der lufttrockenen Feinerde

Die Berechnungen basieren auf der Annahme, daß die Schwermetalle im Geschiebemergel nur in unbedeutenden Mengen als Carbonat vorliegen. Außerdem wird vorausgesetzt, daß die Fraktionen der einzelnen Körnungsklassen in den verschiedenen Horizonten und Böden mineralogisch jeweils einheitlich sind. Systematische Fehler bei diesem Verfahren infolge möglicher pedogener Veränderungen der Körnung z.B. durch Tonbildung oder -zerstörung sind vernachlässigbar klein (SCHLICHTING und BLÜME, 1961). Die Berechnung der Soll-Gehalte kann zunächst nur als halbquantitativ angesehen werden; zur Absicherung sind weitere Untersuchungen erforderlich.

Die Differenz zwischen Gesamt- und Soll-Gehalt ist in Tab. 1 als $\pm Zn$, $\pm Cu$ und $\pm Pb$ aufgeführt. Zusätzlich zu diesen Horizontbilanzen sind in Tab. 3 die %-ualen Profilbilanzen und in Tab. 4 Profilbilanzen der obersten 30 bis 39 cm dargestellt.

Zusammenfassend könnten diese Ergebnisse folgende Prozesse erklären:

1. Die Zn-Bilanzen der Horizonte der zwischen Kuppe und oberem Mittelhang gelegenen Böden W1, W2 und A1 sind z.T. deutlich positiv, wobei die höchsten Anreicherungen jeweils in den unteren Horizonten auftreten. Möglicherweise sind ursprüngliche, infolge vertikaler Verlagerung entstandene Verluste der oberen Horizonte durch atmosphärischen oder anthropogenen Eintrag teilweise kompensiert worden. Die pseudo- bzw. hangvergleyten Böden W4, W5 und A3 - bei A2 auch die unteren Horizonte - sind an Zn mehr oder weniger stark verarmt. Das mit dem lateral ziehenden Wasser aus diesem Bereich der Landschaft ausgewaschene Zn ist - im Gegensatz zu Mn und Fe (LICHTFUSS und ANDRESEN, 1983) - in den humusreicheren, basischeren Böden des Unterhangs und der Senke wieder immobilisiert worden.

2. Mit Ausnahme von W8 sind die Böden der Waldcatena; z.T. durchgehend in allen Horizonten, an Cu verarmt, während die Verluste in den Ackerböden offenbar durch Düngung teilweise ersetzt worden sind. Da in den unteren Horizonten der Kuppen- und Hangböden keine oder nur eine geringe Cu-Akkumulation festzustellen ist, ist anzunehmen, daß das mobilisierte Cu zum größten Teil lateral ausgewaschen worden ist. Im Gegensatz zu Zn ist Cu in den Senkenböden nicht durchgehend, sondern nur in einigen Horizonten akkumuliert. Die punktuell außergewöhnlich hohen Cu-Gehalte (A4 und A7) hängen wahrscheinlich mit der spezifischen Affinität dieses Elementes zu bestimmten Humussubstanzen zusammen (HERMS und BRÜMMER, 1980).
3. Die Pumpwirkung der Vegetation und/oder atmosphärische Immissionen sowie die relativ geringe Lösungs-Mobilität von Pb (HERMS und BRÜMMER, 1980) haben in allen A-Horizonten zu einer deutlichen Pb-Anreicherung geführt, die bei den Ackerböden als Folge der Bodendurchmischung allerdings niedriger ist als bei den Waldböden. In den unteren Horizonten ist die Pb-Bilanz ausgewogen bzw. bei den pseudovergleyten und vergleyten Böden in der Tendenz eher negativ. In nur wenigen humusreichen Unterbodenhorizonten (A7) ist auch Pb überdurchschnittlich angereichert.
4. Der Vergleich der Profilbilanzen der obersten 30 bis 39 cm der Kuppen- Mittelhang-Böden (Tab. 4) zeigt, daß die Ackerböden gegenüber den Waldstandorten einen deutlichen Gewinn an Mn, Zn und Cu aufweisen, während die Pb-Akkumulation offenbar unabhängig von der Nutzung ist.

Literatur

- HERMS, U. und BRÜMMER, G. (1980): Einfluß der Bodenreaktion auf Löslichkeit und tolerierbare Gesamtgehalte an Nickel, Kupfer, Zink, Cadmium und Blei in Böden und kompostierten Siedlungsabfällen. Landwirtsch. Forsch. 33, 408-423
- LICHTFUSS, R. und ANDRESEN, H.U. (1983): Vertikale und laterale Variabilität der Eisen- und Manganhalte in Böden einer jungpleistozänen Kleinlandschaft Ostholsteins. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 36, 7-12
- LICHTFUSS, R. und BRÜMMER, G. (1981): Natürlicher Gehalt und anthropogene Anreicherung von Schwermetallen in den Sedimenten von Elbe, Eider, Trave und Schwentine. CATENA 8, 251-264
- MUTERT, E. (1978): Untersuchungen zur regionalen Gruppierung von Böden - durchgeführt an einer Kleinlandschaft im schleswig-holsteinischen Jungmoränenengebiet. Diss. Univ. Kiel
- SCHLICHTING, E. (1960): Typische Böden Schleswig-Holsteins. Schriftenreihe Landw. Fak. Univ. Kiel, Heft 26
- SCHLICHTING, E. und BLUME, H.-P. (1961): Art und Ausmaß der Veränderung des Tonmineralbestandes typischer Böden aus jungpleistozänem Geschiebemergel und ihrer Horizonte. Z. Pflanzenern., Düng., Bodenk. 95, 227-239

Das Verhalten des Herbizides 2, 4, 5-T in Böden

von

Litz, N. und H. P. Blume ⁺

Phenoxyalkancarbonsäuren werden in der Landwirtschaft zur Bekämpfung von Niedrigholz und Sträuchern sowie auf Nichtkulturland wie z. B. Plätzen, Gleisanlagen und Straßenrändern in beachtlichen Mengen eingesetzt. Zwecks Prognose möglicher Umweltrisiken haben wir das Verhalten (Bindung, Bewegung und Abbau) von 2, 4, 5-T in Böden unterschiedlicher Klimaten und Nutzung Mitteleuropas studiert.

Die Untersuchung war Teil eines vom BMFT finanzierten Gemeinschaftsprogrammes zur "Erprobung von Methoden zur Voraussage des Verhaltens von Chemikalien in Böden", der Bodenkunde-Institute in Berlin, Hamburg und Hohenheim sowie des Bundesgesundheitsamtes.

Als Feldversuchsstandorte dienten verbreitete Ackerböden der BRD, eine Parabraunerde (1), BBA-Versuchsfeld Berlin-Dahlem und ein Pseudogley-Gley (7), Storman, beide aus Geschiebemergel, eine Braunerde aus Geschiebesand (3) mit langjähriger Abwasserverrieselung, Berlin-Gatow, als Forstböden je eine saure Braunerden aus Geschiebesand (2) des Grunewaldes Berlin und aus Granit (10) des Odenwaldes, als Feuchtbiootope mit naturnaher Bestockung je ein Paterniagleys aus kalkfreiem Auen-sand (4), Berlin-Albrecht-Teerofen, und Moorgley aus Auenlehm (9) bei Mörfelden, Rheintals, außerdem weniger verbreitete Böden mit spezifischen, das Verhalten von Chemikalien besonders beeinflussenden Eigenschaften: ein Pelosol aus Mergelton (13) bei Weil der Stadt, eine Rendzina aus Kalktuff (11) bei Reutlingen und eine Ockererde aus Ton-Sandstein (15) bei Grömbach im Schwarzwald. Die Standorte variierten stark in ihren Böden - (z. B. 2.8 - 60 % Humus des Oberbodens,

⁺Fachgebiet Bodenkunde, Technische Universität Berlin

pH 2.8 - 8.0, 2 - 70 % Ton) Klimaeigenschaften (550 - 1300 mm Niederschlag, 6 - 9 ° C Mitteltemperatur),

2,4,5-T wurde in praxisüblicher und überhöhter Dosis als 2,4,5-T-Säure ausgebracht. Nach 1, 2, 4, 8 und mehr Wochen wurden aus verschiedenen Bodentiefen Proben entnommen und deren Gehalte an 2,4,5-T gaschromatographisch nach Extraktion mit methanolischer H₂SO₄ und anschließender Veresterung bestimmt. Ergänzende Austausch-Perkolations- und Abbauprobversuche unter standardisierten Laborbedingungen ermöglichten eine kausale Deutung der Feldbefunde.

Die Ergebnisse sollen zunächst auszugsweise an 2 Beispielen erläutert werden.

In einer Parabraunerde (Abb. 1) wurde 2,4,5-T bei Sommertemperaturen relativ schnell abgebaut (50 % in 8 d), 38 mm Niederschlag bewirkten eine Verlagerung von 15 % des Ausgebrachten bis 10 - 30 cm Tiefe, 35 % verblieben in den oberen 0 - 10 cm. Nach 14 Tagen hatten zusätzliche 41 mm Regen eine Verlagerung bis 30 - 50 cm Tiefe bewirkt. Der Abbau verlangsamte sich ab der zweiten Woche, wohl infolge Verlagerung in weniger belebte Tiefe und infolge fester Bindung des oben Verbliebenen. Nach acht Wochen waren noch knapp 17 % des applizierten Herbizides vorhanden. Im Paterniagley (Abb. 2) wurden trotz 89 mm Niederschlag in der ersten Woche nur minimale Mengen unterhalb 5 cm Tiefe verlagert, wohl vor allem infolge hohen Grundwasserstandes (THO-Maximum in 2 cm Tiefe). Der Abbau erfolgte langsamer als in der Parabraunerde und ist wahrscheinlich durch eine stärkere Bindung und/oder schlechtere Sauerstoffversorgung verursacht. Die relativ starke Abnahme in der zweiten Woche ist möglicherweise auch auf laterale Abfuhr mit dem Grundwasser zurückzuführen, da die Sickerwasserfront das Grundwasser erreicht hatte (vgl. Tiefenlage von Grundwasser und Tracer).

Als Vergleich der Abbauraten in verschiedenen Böden eignet sich die Halbwertszeit (Tab. 1). Unterschiede im Abbau von 2,4,5-T sind wohl mehr von Temperatur und Niederschlag als von Bodeneigenschaften (z. B. Humusgehalt, pH) abhängig. Sehr rasch verlief der Abbau in Parabraunerde und Pelosol, zwei Böden mit relativ geringem Humusgehalt; größere Trockenheit des letzteren mag den Unterschied

nach Wochen	0	1	2	4	8
mm Regen		38	41	36	78
in 10 cm Tiefe					
mittl. °C			17.5		18.1
Tension pF	1.3	1.3		1.6	1.5
Eh in mV		430	570	590	610
THO-Max. in cm	2	5	45	50	-

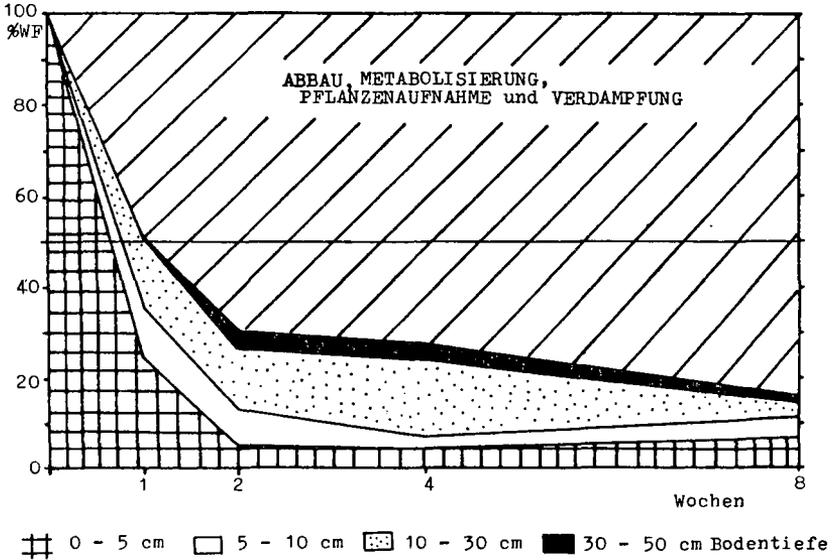


Abbildung 1: Wiederfindung (WF) von 2,4,5-T in einer Parabraunerde (1) aus Geschiebemergel unter Weidelgras in Berlin-Dahlem in % des mit 1 g/m² am 5.6.1980 applizierten Wirkstoffes (Ap 0-20 cm: 1.6 % C_{org}, 8 % Ton, pH 6.4, Al 20-65 cm: 0.18 % C_{org}, 5 % Ton, pH 6.5)

zwischen beiden erklären. Trockenheit wirkte wohl auch in der Rendzina, in der nach 30 d erst die Hälfte abgebaut war. In Böden mit hohem Humusgehalt verlief der Abbau aufgrund einer starken Bindung des 2,4,5-T generell langsamer (und zwar in der relativ trockenen Rostbraunerde noch langsamer als im feuchten Moorgley. Rasch erfolgte der Abbau auch in der Rieselbraunerde, offensichtlich wegen der Zu-

nach Wochen	0	1	2	4	8
mm Regen		89	33	31	34
in 10 cm Tiefe mittl. °C			13.5		14.0
Tension pF		0.9	0.8		
Eh in mV		145	147		122
THO-Max. cm	2	2	8	5	
Grundwasser cm u. Flur		8	6	32	

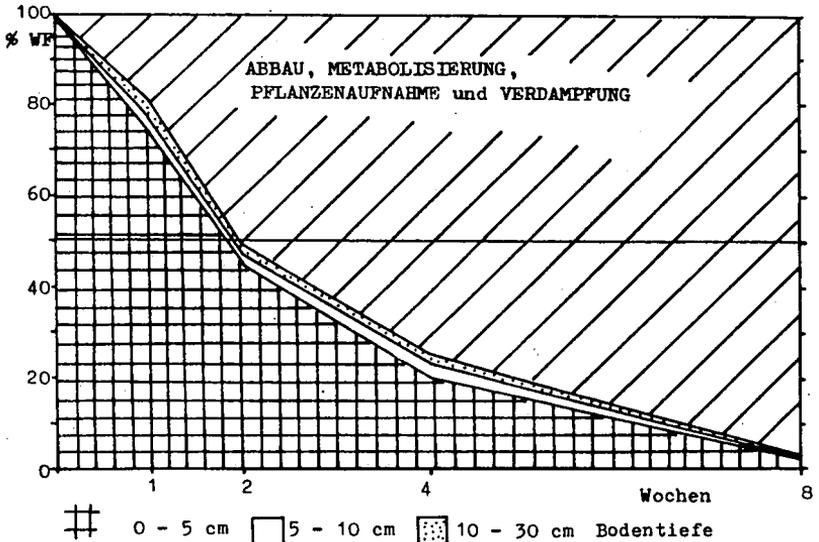


Abbildung 2: Wiederfindung (WF) von 2,4,5-T in einem Paterniagley (4) aus pleistozänen Sand unter Auenwald in Berlin-Albrecht-Teerofen in % des mit 1 g/m² am 5.6.1980 applizierten Wirkstoffes (Ah 0-20 cm: 2.4 % C_{org}, 2 % Ton, pH 5.0)

fuhr nährstoffreichen Abwassers. In der Parabraunerde und Rostbraunerde wurde die 10-fache Menge ebenso schnell wie die einfache Dosis abgebaut, in der Rieselbraunerde und dem Paterniagley hingegen nicht. Bei ersterer möglicherweise als Folge eines durch Abwasser vorbelasteten Bodenmilieus und letzterer infolge von zeitweise anaeroben Verhältnissen.

Niedrige Temperaturen (unter 6 ° C) verzögerten den Abbau erheblich: spätere Erwärmung im Frühjahr konnte den Abbau dabei nicht mehr fördern, weil inzwischen wohl feste organische Bindung erfolgte.

Tabelle 1: Halbwertszeiten der Eliminierung von 2,4,5-T in typischen Böden Deutschlands (Angaben in Tagen)

Bodentyp	Gestein	A-Horizonte			Nutzung	1) 2)		Halbwertszeiten		
		C _{org} %	Ton %	pH CaCl		N mm	Temp. °C	Juni 80	Dez. 80	
Berlin										
						Applikation in g/m ² :				
						1	10	2		
1 Parabraunerde	Merg.	1.6	8	6.4	Gras	193 336	17.8 5.7	8	8	41
2 Rostbraunerde	plei.S.	9.6	3	3.3	Kiefer	336 379	13.9 4.2	36	31	284
3 Rieselbraunerde	plei.S.	2.6	9	5.3	Gras	563 244	13.9 4.5	10	25	90
4 Paternia-Gley	plei.S.	2.4	2	5.0	Au.W.	187 251	13.8 6.5	14	43	175
Westdeutschland										
						Applik. 1981 in g/m ² :				
						2				
7 Pseudogley-Gley	Merg.	2.8	27	6.8	Gras	175	17.0	24		
9 Moorgley	Lehm	27.	0	3.5	Au.W.	228	13.0	25		
10 Braunerde	Gran.	7.5	8	3.5	Buche	214	13.0	20		
11 Rendzina	Kalk	2.0	25	7.2	Gras	125	17.5	30		
13 Pelosol	M.-Ton	1.3	38	7.2	Gras	100	16.0	13		
15 Ockerbraunerde	S/Tst	8.8	29	3.6	Fi.W.	177	12.5	22		

1) Wassereinnahmen der ersten 2 Monate, b. 1,2,3 u. 4 im Winter 6 Mon., b. 3 incl. Abwasser
 2) mittl. Bodentemperatur der ersten beiden Versuchsmonate in 10 cm Tiefe, für die westdeutschen Standorte z.T. geschätzt.

Die Deutung der Feldbefunde ließ sich durch Laborbefunde untermauern. Zwischen 2,4,5-T-Sorptionskonstanten (n. FREUNDLICH) der A-Horizonte und der Abbau-Halbwertszeit ergab sich nämlich eine hochgesicherte Beziehung (Tab. 2). Ähnliches gilt für den Abbau im Labor. Zwischen Abbau und Tongehalt ergab sich erwartungsgemäß keine Beziehung, da Ton 2,4,5-T im Gegensatz zum Humus praktisch nicht bindet (O'CONNOR and ANDERSON, 1974). Zum pH-Wert hingegen war eine Beziehung erwartet worden, da 2,4,5-T als Anion bei niedrigem pH stärker als bei höherem sorbiert werden sollte. Der positive Einfluß von steigenden Temperaturen auf die Abbaugeschwindigkeit konnte auch im Laborversuch bestätigt werden (BLUME et al. 1983, FORSTER and MCKERCHER 1973, WALKER and SMITH 1979).

Die Untersuchungen haben ergeben, daß einfache Sorptionsversuche bzw. Perkolationsversuche sowie Abbauprobe mit Proben der Versuchsböden das Verhalten von 2,4,5-T in den entsprechenden Versuchsböden vorhersagen lassen, worüber an anderer Stelle berichtet wird (BLUME et al. 1983).

Tabelle 2: Korrelationen zwischen den Halbwertszeiten der Feld- und Laborversuche und verschiedenen Versuchsparametern

Laborversuche N = 4		Feldversuche N = 10		
	r	σ	σ	
k (Sorptionskonstante)	0.967	+++	0.635	++
C _{org}	0.941	+++	0.430	
Ton	-0.502		-0.020	
pH	-0.821		-0.242	
T °C N = 6	-0.970	+++	-0.714 N = 14	+++

Signifikanzniveau: +++ = 0.01, ++ = 0.05

In humosen Böden in denen i. d. R. auch große k-Werte gemessen werden können, wird demnach ein Abbau infolge einer stabilen Bindung verzögert. Eine Grundwassergefährdung besteht nur bei hochanstehendem Grundwasser oder dann, wenn humusarme, durchlässige Böden bei niedrigen Bodentemperaturen kurz nach der Ausbringung von einem Starkregen betroffen werden (DREWES und BLUME 1977, LITZ und BLUME 1981). Akkumulationen können dann leicht eintreten, wenn die Aufwandmengen erhöht werden müssen, um eine herbizide Wirkung zu entfalten.

Zusammenfassung

Das Verhalten von 2,4,5-T in Böden wurde auf zehn verschiedenen Standorten und Bodentypen unterschiedlicher Klimaverhältnisse studiert.

Literatur

- BLUME, H.-P., N. LITZ und H.W. DÜRING (1983): Adsorption, Percolation and Decomposition Methods for Forecasting the Behaviour of Organic Chemicals in soils. Ecotoxicology and Environm. Safety 7, 204-215.
- DREWES, H. und H.-P. BLUME (1977): Abbau, Bewegung und Sorption von Herbiziden in Böden. Landw. Forschung SH 33/II, 104-113.
- FORSTER, R.K. and MCKERCHER, R.B (1973): Laboratory incubation studies of chlorophenoxyacetic acids in chernosem soils. Soil Biol. Biochem. 5, 333-337
- LITZ, N. und H.-P. BLUME (1981): Herbizide Bewegung bei unterschiedlicher Wasser-spannung. Mitt. Dtsch. Bodenk.Ges. 30, 123-130.
- O'CONNOR, G.A. and J.A. ANDERSON (1974): Soil factors affecting the adsorption of 2,4,5-T. Soi Sci. Soc. Amer. Proc. 38, 433-436.
- WALKER, A. and SMITH, A. E. (1979): Persistence of 2,4,5-T in a heavy clay soil. Pest. Sci. 10, 151-159.

Erste Beurteilung der Schwermetallbelastung in Böden der Freien und Hansestadt Hamburg.

von

Lux, W. und B. Hintze⁺

Die in den letzten Jahren durchgeführten Untersuchungen zur Schwermetallbelastung in Hamburg in verschiedenen Medien geben einen Hinweis darauf, daß im gesamten Stadtgebiet mit Anreicherungen zu rechnen ist (GARBER 1979, DANNECKER u. NAUMANN 1979, LICHTFUSS u. BRÜMMER 1981, LUX 1981 u. 1982).

Unter dieser Voraussetzung wird ein Boden-Schwermetallkataster für ganz Hamburg erstellt, mit dessen Hilfe die Belastungsschwerpunkte und ihre möglichen Ursachen erfaßt werden sollen. In Oberflächenproben (0-5 cm) und ausgesuchten Profilen wird die Anreicherung untersucht. Nach der Auswertung von Stichproben erwies es sich als notwendig das Stadtgebiet von innen nach außen in Bereiche unterschiedlicher Probenahmedichte aufzuteilen, und zwar in ein 500 m-, 1000 m- und 2000 m-Raster (LUX u. HINTZE 1982).

Tabelle

MITTELWERTE ($\bar{x} \pm \delta$) und EXTREMWERTE der Oberflächenproben (n = 486) im Vergleich zu Richtwerten und regionalem Standard für Elbsedimente (in ppm).

	Pb	Zn	Cu	As	Cd	Hg	Cr	Ni
$\bar{x} \pm \delta$	208±253	464±615	101±182	37±74	1,1±2,3	0,4±0,5	50±38	33±37
min.	13	<4	18	<1	<0,05	<0,05	5	<1
max.	3074	4789	2387	756	27,8	5,7	166	128
Richtwert (Kloke 1981)	100	300	100	20	3	2	100	50
Si/Al 4,4 (n=650) +	26	118	25	3	0,27	-	102	51
Si/Al >9 (n=56) +	14	14	23	<1	-	-	34	33

+) Regionaler Standard für Elbsedimente nach HINTZE 1982

++) n = 102

⁺ Ordinariat für Bodenkunde, Universität Hamburg
Allende - Platz 2, 2000 Hamburg 13

Als Vergleichsgrundlage für die tatsächliche Anreicherung dienen einerseits die Richtwerte nach KLOKE (1981) und andererseits im Elbtal gewonnene geogene Ausgangsgehalte (HINTZE 1982 a u. b, HINTZE u. LUX 1982). Bisher kamen 486 Oberflächenproben und 150 Proben aus 11 Bohrprofilen zur Auswertung. Die stärkste Kontamination zeigt sich in der Reihenfolge Blei, Zink, Arsen, Kupfer und Cadmium. Die Quecksilber-Gehalte liegen insgesamt niedriger als zu erwarten war unter dem Gesichtspunkt, daß Quecksilber als allgemein verbreitetes Umweltgift gilt.

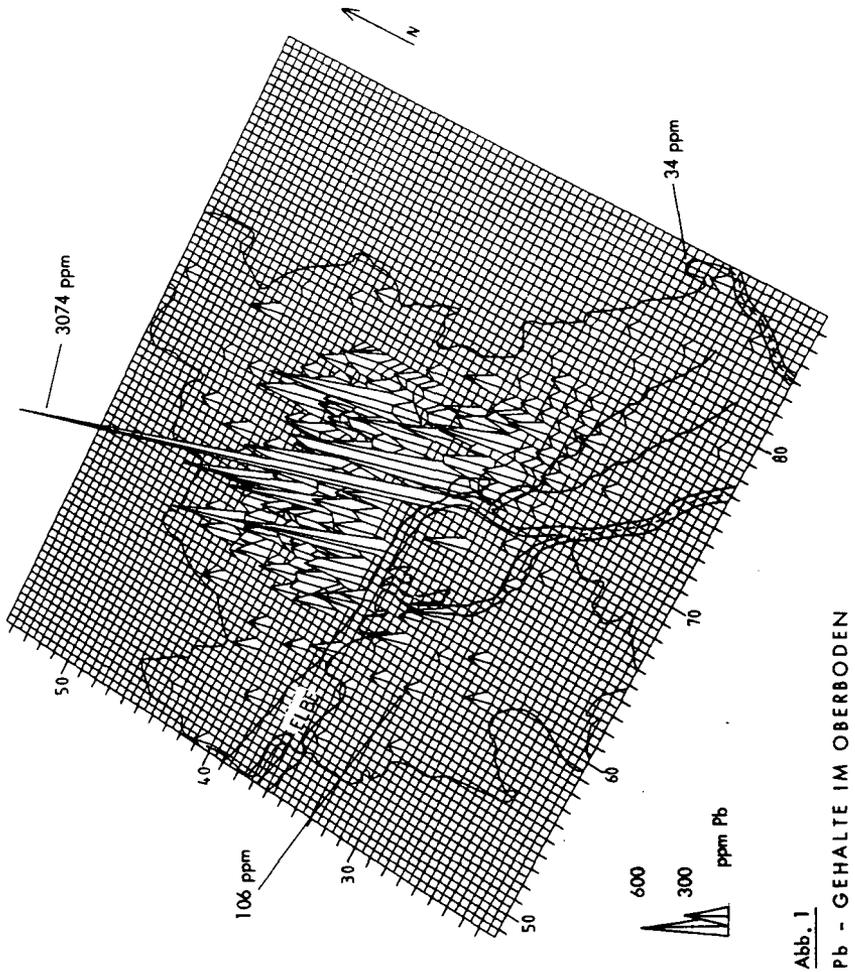
Aus der Tabelle ist ersichtlich, daß die Variationsbreite bei allen aufgeführten Elementen bis auf Cr und Ni sehr groß ist. Dies schlägt sich auch in den hohen Mittelwerten mit großen Standardabweichungen nieder. Den größten Belastungsgrad weist Pb auf. 73,4 % der Werte liegen über dem Richtwert und nur 4,7 % im Bereich der natürlichen Gehalte.

Für die übrigen Elemente gelten folgende Verteilungen:

	Zn	As	Cu	Cd	Hg	Cr	Ni
>Richtwert (%)	50,5	69,8	24,7	4,2	1,4	13,4	26,1
geogen (%)	32,1	22,2	37,0	21,0	?	86,6	23,7

Das gehäufte Auftreten erhöhter Pb-Gehalte im innerstädtischen Bereich (Abb. 1) ist auf die große Verkehrsdichte zurückzuführen. Die Extremwerte (> 500 ppm Pb) sind zum einen im Umfeld von metallverarbeitenden Industriebetrieben zu finden, zum anderen in Parks und Grünflächen, wo offensichtlich vorbelastetes Material aufgebracht wurde. Die Zn-Gehalte zeigen ein ähnliches Verteilungsmuster wie Pb; jedoch ist die Belastung nicht als gleichermaßen Flächendeckend anzusehen. Der Anteil sehr stark Zn-kontaminierter Böden (>1000 ppm Zn), die sich im Einflußbereich von Zn-emittierenden Betrieben konzentrieren, ist mit 9,3 % allerdings sehr hoch.

Eine stärkere flächenhafte Differenzierung als Pb und Zn zeigen die Cu- (Abb. 2), As- und Cd-Gehalte. Die Extremwerte dieser Elemente liegen hauptsächlich in der Windfahne einer Kupferhütte, in Abhängigkeit von der Hauptwindrichtung. Die im inneren Stadtbereich auftretenden höheren Cu-, As- und Cd-Gehalte sind wahrscheinlich im Zusammenhang mit dem Auftreten von kontaminiertem Fremdmaterial zu sehen, z.B. Flugaschen, Müllverbrennungsschlacken, Klärschlamm und Baggergut.



Für die Tiefenverteilung der Schwermetalle kann generell gesagt werden, daß enge Beziehungen bestehen zum Ausgangssubstrat, Gehalt an organischer Substanz, Versauerungsgrad und zum Ausmaß der zusätzlichen anthropogenen Anreicherung. Dies wird deutlich am Beispiel eines typischen, wenig gestörten Bodens aus Geschiebelehm in einer Parkanlage im inneren Stadtbereich (Abb. 3). Der hohe Anteil an organischer Substanz (0-10 cm) bewirkt eine Akkumulation der Schwermetalle im Oberboden, die sich auch andeutungsweise bei Chrom und Nickel zeigt.

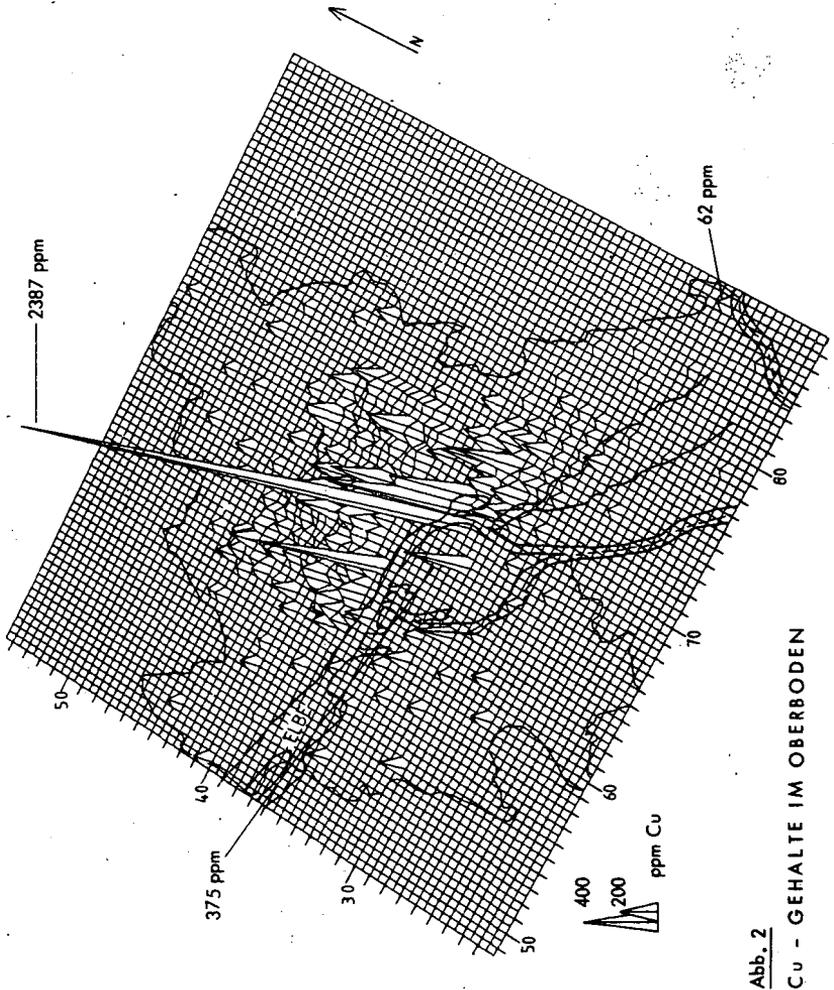
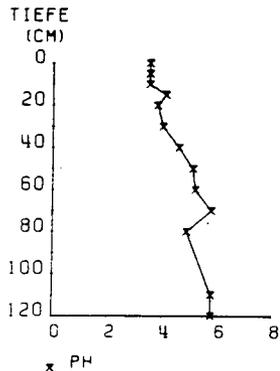
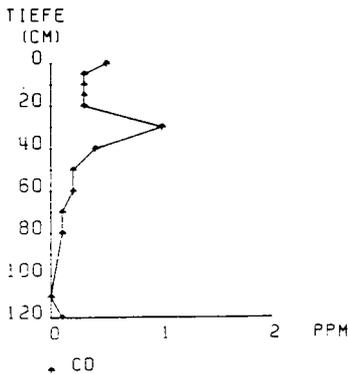
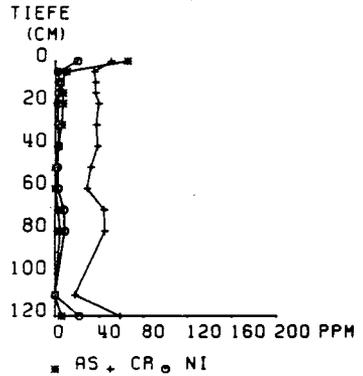
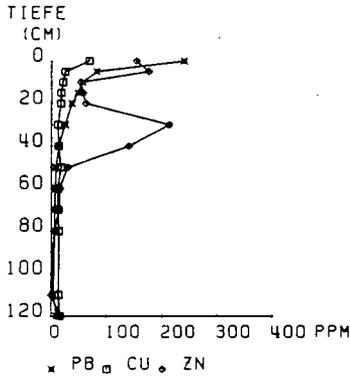
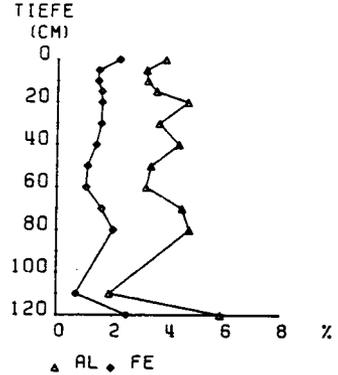
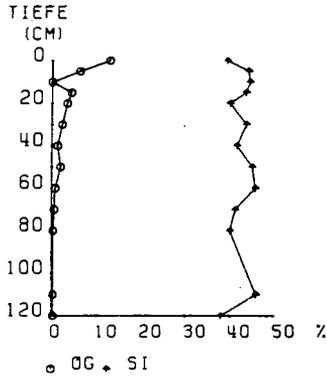


Abb. 2
Cu - GEHALTE IM OBERBODEN

Einhergehend mit der geringeren Affinität von Zn und Cd zur organischen Substanz, ist aufgrund der stärkeren Versauerung eine tiefergehende Verlagerung dieser beiden Elemente zu beobachten im Vergleich zu Pb und Cu. Charakteristisch ist die gute Parallelisierbarkeit der Tiefenfunktionen der Schwermetalle, vor allem Cr und Ni, ausgenommen Cu, mit denen von Fe, Al und Si (gegenläufig) unterhalb der Tiefe von 60 cm, wodurch die Schwankungen des geogenen Stoffbestandes nachgezeichnet werden.

Abb. 3

PROFIL 23, HH - Marienthal (Wandsbeker Gehölz ; 72,3 R / 38,0 H), schwach podsolierter Braunerde-Pseudogley aus Geschiebelehm. Tiefenverteilungen von organischer Substanz, Si, Al, Fe, Pb, Cu, Zn, As, Cr, Ni, Cd und pH-Werten.



Korrelationsanalysen ergaben hochsignifikante Zusammenhänge zwischen Pb, Zn, As, Cu und Cd sowohl bei den Oberflächenproben, als auch für die Bodenprofile. Diese Tatsache untermauert die Annahme, daß die Anreicherung dieser Elemente durch den gleichen bzw. nah zusammenliegende Emittenten verursacht wurden oder vorbelastetes Material ähnlicher Zusammensetzung auf die betroffenen Flächen aufgebracht wurde.

Die relativ starke Fixierung des immittierten Anteils dieser Elemente an die organische Substanz in der Bodenoberfläche wird durch die enge Korrelation dieser Variablen bestätigt.

Literatur:

- DANNECKER, W. u. NAUMANN, K. (1979): Metallgehalte in Schwebstäuben und sedimentierenden Stäuben der Luft im Ballungsraum Hamburg. Forum Städte-Hygiene 30, 21-25.
- GARBER, K. (1970): Ergänzende Untersuchungen über die Auswirkungen der Luftverunreinigung auf die Vegetation in den Industriegebieten der Freien und Hansestadt Hamburg. Jahresbericht Institut für Angew. Bot., Hamburg 88, 207-235.
- HINTZE, B. (1982 a): Erste Ergebnisse von Untersuchungen zur Geochemie von Schwermetallen in Böden und Sedimenten des Elbtals. Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges. 33, 95-104
- HINTZE, B. (1982 b): Geochemie umweltrelevanter Schwermetalle in den vorindustriellen Schlickablagerungen des Elbe-Unterlaufs. Dissertation, Hamburg.
- HINTZE, B. u. LUX, W. (1982): Schwermetalluntersuchungen in Böden und Pflanzen im Südosten Hamburgs. Landwirtsch. Forsch., Sonderh. 39, 457-470.
- KLOKE, A. (1981): Schwermetalle in Böden und Pflanzen ländlicher und stadtnaher Gebiete. Der Stickstoff 13, 53-61.
- LICHTFUSS, R. u. BRÜMMER (1981): Natürliche Gehalte und anthropogene Anreicherung von Schwermetallen in den Sedimenten von Elbe, Eider, Trave und Schwentine. Catena, Vol. 8, 251-264.
- LUX, W. (1981): Gesamtgehalte von Schwermetallen in Böden und Pflanzen im Südosten Hamburgs. Landwirtsch. Forsch., Sonderh. 38, 363-372.
- LUX, W. (1982): Schwermetalle in Böden im Südosten Hamburgs. Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. 33, 81-89.
- LUX, W. u. HINTZE, B. (1982): Schwermetallverteilung in Böden und Pflanzen in städtischen Bereichen Hamburgs. Landwirtsch. Forsch., Sonderh. 39, 196-201.

Anaerobe Zersetzung von Reisstroh in einem
gefluteten Reisboden auf den Philippinen

von

Martin, U.⁺, H.-U. Neue⁺⁺, H.W. Scharpenseel⁺
und P.M. Becker

Einleitung:

In den letzten 20 Jahren sind in den Ländern des gemäßigten Klimabereichs zahlreiche Abbauprobungen mit radioaktiv markierter organischer Substanz durchgeführt worden. Über den Abbau in tropischen und subtropischen Klimagebieten liegen dagegen bisher sehr wenig Arbeiten vor und von diesen wenigen sind die meisten zudem Laborversuche. Uns sind nur zwei Abbauprobungen unter Feldbedingungen bekannt. Der eine wurde von Sauerbeck und Gonzales in Costa Rica, der andere von Jenkinson und Ayanaba in Nigeria durchgeführt. Dabei zeigte sich, daß der Abbau in seinem Verlauf dem des gemäßigten Klimas sehr ähnlich ist und sich von diesem hauptsächlich in der Geschwindigkeit unterscheidet. Sowohl die Versuche in Nigeria als auch in Costa Rica wurden ausschließlich unter aeroben Bodenverhältnissen durchgeführt. Ein großer Teil der tropischen Böden wird jedoch für den gefluteten Reisanbau genutzt. Vergleichbare Versuche für anaerobe Böden fehlen bislang.

Versuchsbeschreibung:

Unser Versuch wurde am Internationalen Reisforschungsinstitut, Los Baños, Philippinen, durchgeführt. Zielsetzungen unseres Vorhabens waren die Erstellung einer allgemeinen Abbauprobe für Reisstroh in überfluteten Böden unter möglichst natürlichen Bedingungen sowie Aufschlüsselung des C14- Verlustes in Methan und Kohlendioxid. Außerdem wollten wir Kenntnisse über die Tiefendynamik gewinnen.

Der Boden des Versuchsfeldes ist als Tropaquept anzusprechen und weist in den oberen 20cm einen pH von 5.53, 2.23% C, 0,21% N und eine KAK von 28.42 meq/100g auf.

⁺ Universität Hamburg, Ordinariat für Bodenkunde,
Von-Melle-Park 10, 2000 Hamburg 13

⁺⁺ Internationales Reisforschungsinstitut,
Los Baños, Laguna, Philippinen

Das verwendete Reisstroh wurde von uns selbst hergestellt, indem wir junge Reispflanzen der Sorte IR 36 in einer Cl_4 -haltigen Atmosphäre aufzogen. Es besaß einen Kohlenstoffgehalt von 40% und eine spezifische Aktivität von $36.7 \mu C/gC$. Der Abbauersuch wurde in PVC-Rohren von 50cm Länge und 20cm \varnothing durchgeführt, die in den gefluteten Maahas-Clay eingelassen wurden. Das Reisstroh wurde in der Bodenschicht von 5-10cm Tiefe eingearbeitet, in Beträgen, die 5 to/ha entsprechen. In jedem Rohr wurden vier Saugkerzen installiert - in den Tiefen von 0-5, 5-10, 10-15 und 15-20cm - und es wurde in regelmäßigen Abständen Bodenlösung entnommen und auf Gesamtaktivität sowie Beträge und Radioaktivität des gelösten Kohlendioxids und Methans hin analysiert. Für die Bestimmung der Gesamtaktivität der Bodenlösung wurde direkt im Feld jeweils 1ml Bodenlösung in ein Szintillationsgläschen mit Instagel pipettiert, sofort ins Labor gebracht und im Szintillationsspektrometer (Packard 460 D) gemessen. Für die Messung der Gase wurden jeweils ca. 50ml Bodenlösung gezogen und in kleinen, mit Stickstoff gefüllten Plastikflaschen ins Labor gebracht. Dort wurde die Bodenlösung in der Hochvakuumlinie entgast und Methan und Kohlendioxid aufgrund ihrer unterschiedlichen Siedepunkte voneinander getrennt. In den ersten Wochen nach Einbringen des Strohs wurden außerdem Aliquote der Bodenlösung gaschromatographisch auf niedermolekulare Fettsäuren hin untersucht. Da nur irrelevante Spuren ($< 1ppm$) auftraten, wurden diese Analysen frühzeitig abgesetzt. Daneben wurden alle drei Monate Bodenproben aus den verschiedenen Tiefen entnommen zur Bestimmung von organischem Kohlenstoff und seiner spezifischen Aktivität sowie deren Verteilung in den verschiedenen Humusfraktionen. Außerdem wurden regelmäßig Temperatur, pH und Redoxpotential gemessen. Der pH-Wert lag die gesamte Zeit über im Neutralbereich, das Redoxpotential zwischen 50 und 100 mv und die Temperatur (gemessen in den oberen 10cm) betrug in den ersten fünf Wochen um $35^{\circ}C$, später um $30^{\circ}C$.

Ergebnisse und Diskussion:

Die wichtigsten Endprodukte des organischen Substanzabbaus unter anaeroben Bedingungen sind Kohlendioxid und Methan. Abb. 1 zeigt, welche Anteile diese beiden Gase am Abbau des markierten Strohs während der ersten drei Monate besitzen. Der weitaus größte Teil, nämlich 74% wird als Methan abgebaut, und die Produktion des Methans geschieht sehr gleichmäßig über den ganzen gemessenen Zeitraum, während Kohlendioxid hauptsächlich während des ersten Monats gebildet wird und später nur noch einen sehr kleinen Anteil an der Gesamtzersetzungsrates hat. Diese Ergebnisse decken sich sehr gut mit denen von Tsutsuki, der in einem Inkubationsversuch nach einer Abbauzeit von acht Wochen ebenfalls 74 % Methan und 26 % Kohlendioxid erhielt.

Methan wird erst als Endprodukt der anaeroben Gärung gebildet. Methanbildende Bakterien sind selbst nicht in der Lage, Zucker, Proteine, Zellulose oder Hemizellulose direkt zu verwerten, sondern sind auf die Stoffwechselprodukte einer primären Mikroflora angewiesen. Diese Metabolite, die vorwiegend aus kurzkettigen Fettsäuren und Alkoholen bestehen, sind vorübergehend im Bodenwasser gelöst, und der Verlauf des Abbaus läßt sich daher auch recht gut über die Aktivität der Bodenlösung charakterisieren. Abb. 2 zeigt die Aktivitäten der in der Bodenlösung gelösten Kohlenstoffverbindungen im Inkubationsrohr bis zu einer Tiefe von 20cm - gemessen an den jeweiligen Tagen der Probenahmen. Die Menge des gelösten C-14 erreicht ihr Maximum in der zweiten Woche nach Einbringen des Strohs und fällt dann zunächst relativ schnell, nach sechs Wochen langsamer wieder ab. Dabei sind die Aktivitäten in den verschiedenen Tiefen recht unterschiedlich. (Abb. 3) Auffällig ist, daß die Aktivität in 5-10cm Tiefe - d.h. im Einbringungshorizont - durchweg sehr gering ist, d.h. die gebildeten Verbindungen werden sehr schnell verlagert - in den ersten zwei Wochen vorwiegend nach oben, darnach verstärkt in die Tiefe.

Übereinstimmend hiermit ist die allgemeine Abbaurrate in den ersten Tagen am Höchsten und nimmt dann exponential ab. In den ersten zwei Wochen werden 14% des markierten Strohs abgebaut. Abb. 4 zeigt den Abbauverlauf während des ersten Jahres nach Einbringen des Strohs. Nach drei Monaten sind noch 54% des eingebrachten Strohs vorhanden, nach Verlauf eines Jahres nur noch 10%.

Mit einer Abbaurrate von 90% nach einem Jahr liegen die von uns ermittelten Ergebnisse durchaus im Bereich der für aerobe tropische Böden angegebenen Werte. Bislang wurde allgemein angenommen, daß - ebenso wie im gemäßigten Klima - auch in den Tropen der Abbau unter anaeroben Bedingungen langsamer sei als unter aeroben. Diese Erkenntnis ist aber nicht empirisch gewonnen worden, sondern wird meist davon hergeleitet, daß die anaeroben Bakterien eine wesentlich niedrigere Energieausbeute als aerobe Mikroorganismen besitzen. Dies bedeutet aber auch, daß anaerobe Bakterien viel mehr Substrat umsetzen müssen, um dieselbe Energie zu gewinnen und daß eine große Menge von Stoffwechselprodukten gebildet wird, die von der sekundären Mikroflora weiter umgesetzt werden müssen. Hier mag der entscheidende Unterschied in der anaeroben Kohlenstoffumsetzung zwischen gemäßigten und tropischen Klimabedingungen liegen. Bei niedrigen Temperaturen werden die Metabolite nicht schnell genug umgesetzt, sie werden angereichert und verlangsamen dadurch den gesamten Abbauprozess, während bei hohen Temperaturen eine schnelle Weiterverarbeitung in die Endprodukte erfolgt.

Literaturhinweise:

Jenkinson, D.S. and A. Ayanaba, 1977:

Decomposition of Carbon-14 labeled plant material under tropical conditions.

Soil Sci. Soc. Am. J., Vol.41, 1977

Sauerbeck, D.R. and M.A. Gonzales, 1977:

Field decomposition of C-14-labeled plant residues in different soils of Germany and Costa Rica.

In International Symposium on Soil Organic Matter Studies, sponsored by FAO/IAEA/Agrochimica (Braunschweig, 1976)

Tsutsuki, K., 1983:

Anaerobic decomposition of organic matter in submerged soils.

A terminal report submitted to the International Rice Research Institute, Los Baños, Philippines.

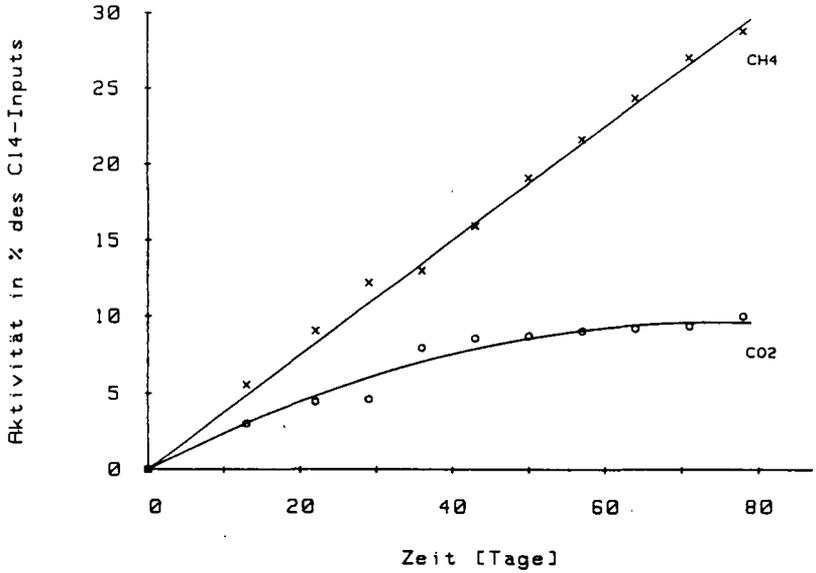


Abb. 1: Abbau von C-14-markiertem Reisstroh als Methan und Kohlendioxid

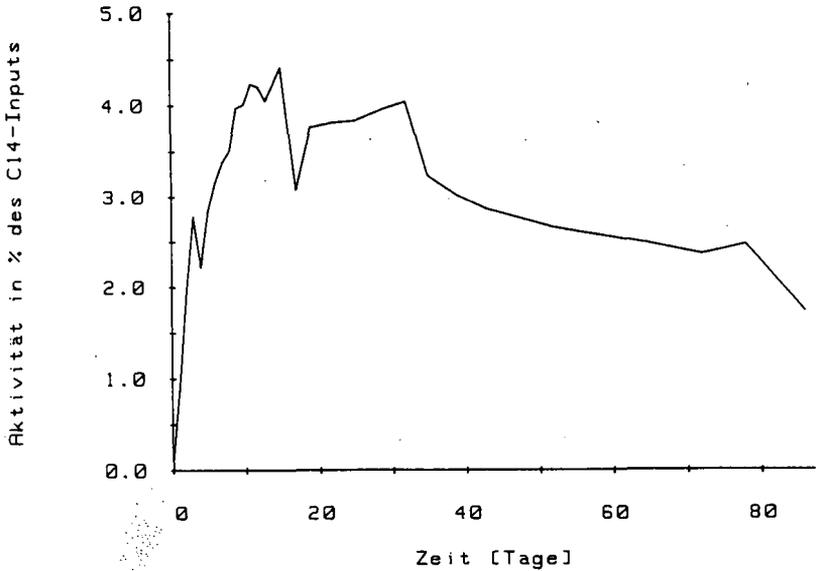


Abb. 2: C-14-Aktivität der Bodenlösung

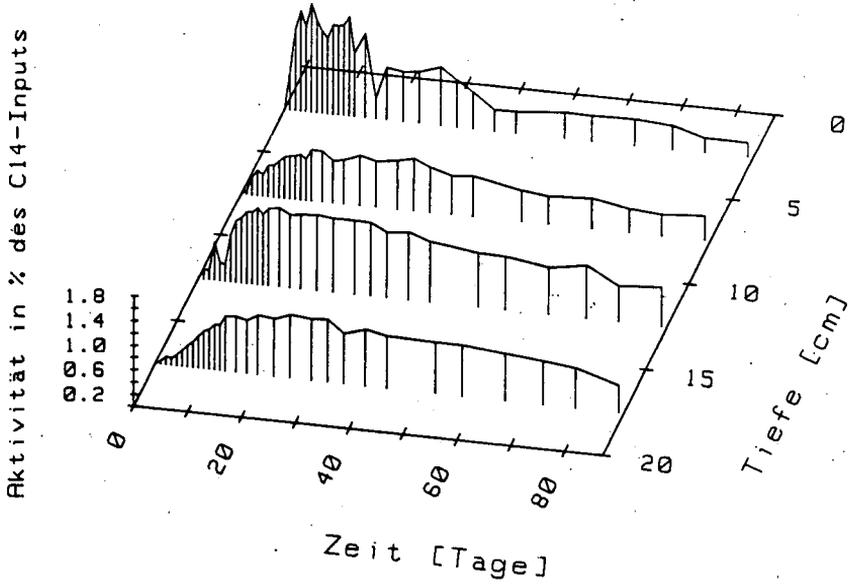


Abb. 3: C-14-Aktivität der Bodenlösung in Abhängigkeit von Zeit und Tiefe

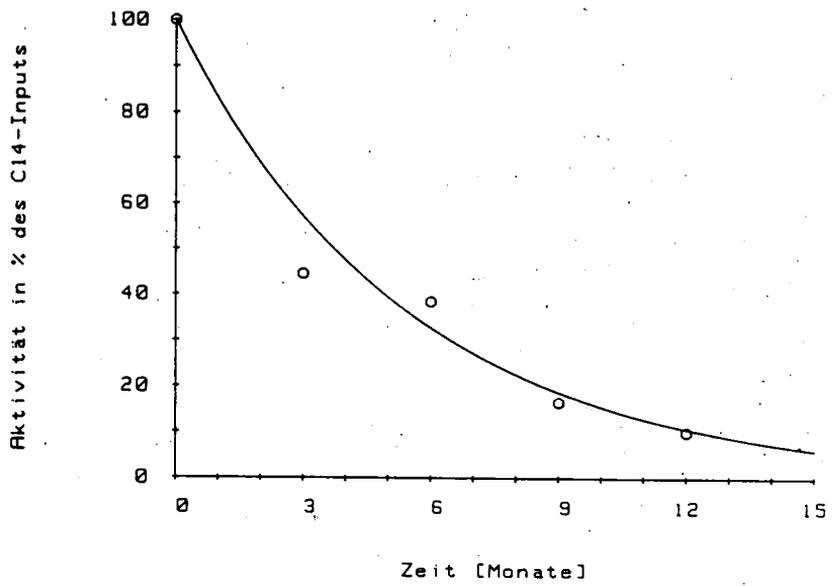


Abb. 4: Abbau von C-14-markiertem Reisstroh

Schwermetalle in Waldökosystemen der Lüneburger Heide ⁺)

von

Mayer,R.⁺⁺

Berichtet wird über ein Forschungsvorhaben an einem Kiefern- und einem Eichenbestand der Lüneburger Heide. Ausgangspunkt der Untersuchungen war die Frage, welchen Belastungen diese Waldbestände durch Schwermetalle aus ferntransportierten Luftverunreinigungen ausgesetzt sind und wie sich diese Metalle im Waldökosystem, insbesondere im Boden,verhalten. Als Vergleich lagen langjährige Messungen aus dem Solling vor(Mayer 1981). Dort hatte es sich gezeigt, daß industrieferne Wälder in Mittelgebirgslage eine erhebliche Zufuhr von Pb, Cd, Zn, Cu und anderen Schwermetallen aus der Atmosphäre erhielten.

Der methodische Ansatz der Untersuchungen ist bei Mayer & Heinrichs (1980) dargestellt. Er umfasste die Messung der Schwermetalle in Niederschlägen, Sickerwasser unterhalb der Wurzelzone und in der Streu.

In Abb. 1 sind die mittleren Konzentrationen in den verschiedenen Niederschlagsarten, aufgeteilt nach Sommer- und Winterhalbjahr, dargestellt. Zum Vergleich sind auch die langjährigen Mittelwerte der Niederschlagskonzentrationen im Freiland sowie den Buchen- und Fichtenbeständen des Solling wiedergegeben. Meßzeitraum ist Juli 1979 bis Dezember 1981. Die Konzentrationen in der Heide sind wesentlich niedriger als im Solling. Die Sommer/Winter-Unterschiede und die Konzentrationserhöhung in den Bestandesniederschlägen gegenüber den Freiland-Niederschlägen sind in der Heide weniger

⁺) Bestandteil eines vom Umweltbundesamt geförderten Forschungsvorhabens, Forschungsbericht 107 07 005

⁺⁺) Professur Landschaftsökologie, FB 13 (Stadtplanung/Landschaftsplanung), Gesamthochschule Kassel, 3500 Kassel

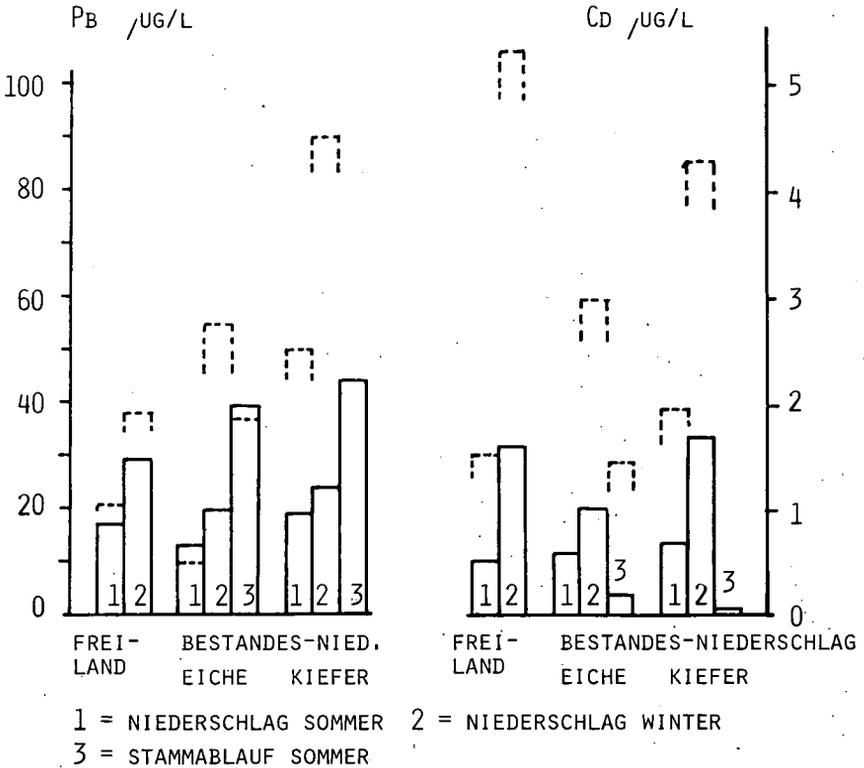


ABB. 1 : KONZENTRATIONEN IN NIEDERSCHLÄGEN UND STAMMABLAUF IN BESTÄNDEN DER LÜNEBURGER HEIDE (EICHE/KIEFER) UND DES SOLLING (BUCHE/FICHTE) (MITTLERE JÄHRLICHE KONZENTRATIONEN)

deutlich ausgeprägt als im Solling, ein Hinweis auf die geringere Bedeutung der Trockenen Deposition einschließlich Nebeldeposition.

In Abb. 2 sind die Depositionsraten von Pb und Cd in den Niederschlägen über und unter dem Kronendach dargestellt (Heide: Nov 80-Okt 81, Solling: langjähriges Mittel). Es wird deutlich, daß die Heide wesentlich geringer belastet ist als der Solling. Nur ca. 30 % der Metallmengen, die im Solling mit den Bestandesniederschlägen den Waldboden erreichen, treffen in dieser Form in den Wäldern der Lüneburger Heide am Boden auf.

Ein Vergleich der Flußraten im Freiland und unter dem Kronendach der Waldbestände zeigt, daß ein Teil des Pb von den Kronen zurückgehalten wird. Abb. 3 zeigt die jährlichen Depositionsraten von Pb und Cd, die mit dem Streufall gekoppelt sind. Gestrichelt sind die Metallmengen abgetragen, die während der Kronenpassage der Niederschläge jährlich im Bestand festgehalten werden. Es zeigt sich, daß die Bleigehalte der Streu ganz oder überwiegend durch Festlegung gelöster Pb-Ionen aus den Niederschlägen aufgebracht wird. Dies bedeutet zum einen, daß die Trockene Deposition hier keine große Rolle spielen kann, zum anderen, daß keine nennenswerten Mengen von Pb über den internen Umsatz, d.h. über die Wurzelaufnahme aus dem Boden in die Blätter gelangen. Ähnlich liegen die Verhältnisse für Cd bei Eiche. Die Zunahme der Flußrate von Cd während der Kronenpassage unter Kiefer kann, ebenso wie die in der Streu festgelegte Cd-Menge, sowohl aus der Trockenen Deposition wie auch aus der Wurzelaufnahme stammen, wahrscheinlich spielt letztere dabei die Hauptrolle.

Der Austrag mit dem Sickerwasser wird zusammen mit dem jährlichen Eintrag mit Niederschlägen in Tabelle 1 gegeben. Es zeigt sich, daß im Eichenbestand über 90 % des eingetragenen Pb im Boden festgelegt wird, während Pb unter Kiefer und Cd sowohl unter Kiefer wie auch unter Eiche praktisch

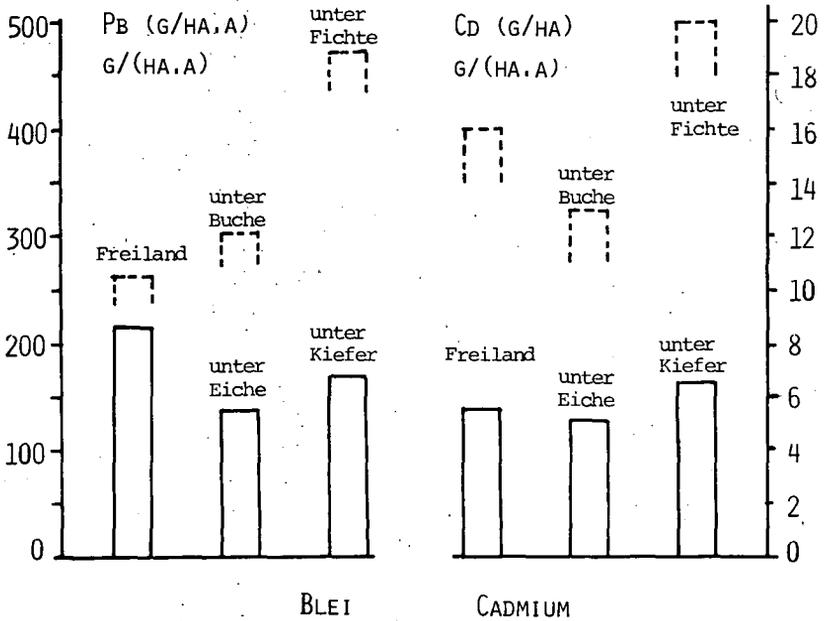


ABB. 2 : JÄHRLICHE RATEN DER NIEDERSCHLAGSDEPOSITION IN DER LÜNEBURGER HEIDE UND IM SOLLING

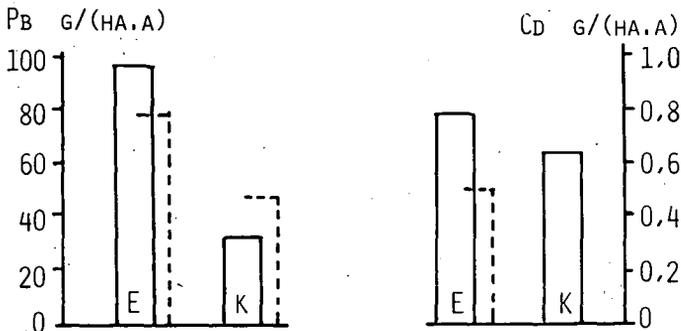


ABB. 3 : JÄHRLICHE RATEN DER DEPOSITION MIT DEM STREUFALL IN DER LÜNEBURGER HEIDE E = EICHE K = KIEFER UND ZURÜCKHALTUNG IM KRONENBEREICH

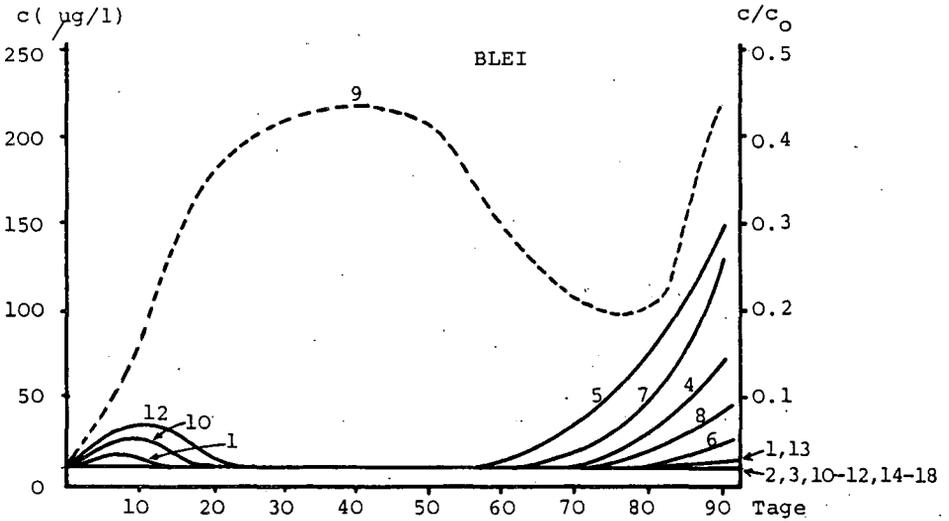
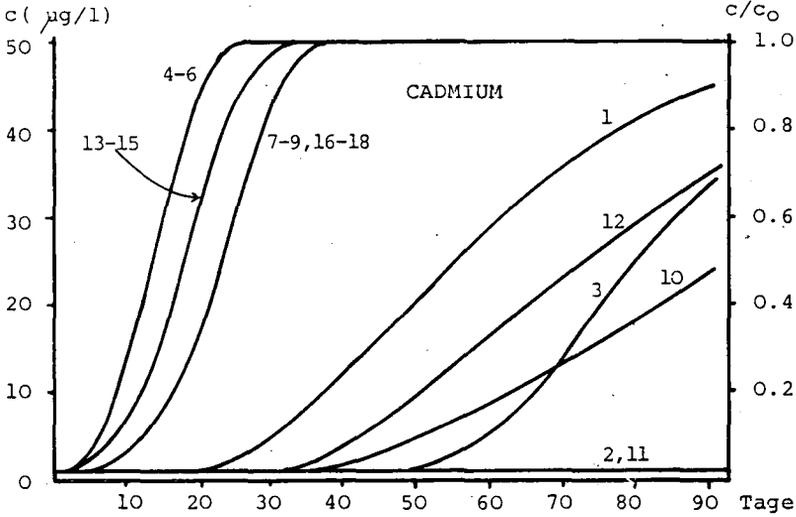
Tabelle 1: Jährliche Flüssebilanzen eines Eichen- und eines Kiefernbestandes der Lüneburger Heide

	Blei		Cadmium	
	g.ha ⁻¹ .a ⁻¹		g.ha ⁻¹ .a ⁻¹	
Eintrag mit Niederschlägen	214		5,6	
Austrag mit Sickerwasser	16	Eiche	4,9	
	260	Kiefer	9,8	

nicht zurückgehalten werden. Hierbei ist zu beachten, daß der Bilanzierungszeitraum nur 1 Jahr beträgt, so daß in Abhängigkeit von der jeweiligen Witterung erhebliche Abweichungen von diesen Raten zu erwarten sind. Immerhin zeigt der Vergleich zwischen Input und Output, daß die aus pleistozänen Geschiebesanden entwickelten Podsol-Braunerden mit ihrer hohen Rohhumusaufgabe nur unzureichende Filter für die aus der Atmosphäre eingetragenen Schadstoffe darstellen. Die Braunerden des Solling, die sich aus Lößlehm-Fließerden entwickelt haben, verhalten sich zumindest hinsichtlich des Pb sehr viel eindeutiger als Speicher, die die Metallfracht der Niederschläge zurückhalten. Das wesentlich mobilere Cd wird in beiden Böden nicht oder nur wenig zurückgehalten.

In einem Laborversuch an ungestörten Bodensäulen wurde das Adsorptionsverhalten der Heideböden näher untersucht. Die Bodensäulen (4 cm Länge) wurden mit einer Pb/Cd-haltigen Lösung perkoliert, Versuchsdauer 3 Monate, Perkolationsrate 7,5 cm/Tag. Die Durchbruchkurven sind in Abb.4 dargestellt. Es zeigt sich das wesentlich stärkere Rückhaltevermögen der Böden gegenüber Pb im Vergleich zu Cd, ebenso die stärkere Zurückhaltung von Pb und Cd im humushaltigen Oberboden (Ah-Horizonte) als in den tieferen Horizonten. Die Vorläufer-Peaks von Säulen 1,10 und 12 und der Kurvenverlauf bei Säule 9 (Pb) sind wahrscheinlich versuchsbedingte Artefakte (Labor-Effekt).

Literatur: Mayer 1981, Göttinger Bodenkundl.Ber.70,1-292
 Mayer & Heinrichs 1980, Z.Pflanzenern.Bodenk.143, 232-246.



Erläuterungen:

- | | |
|----------------------------------|-----------------------------------|
| Nr. 1 - 3 = Kiefer 0 - 10 cm Ahe | Nr. 10 - 12 = Eiche 0 - 10 cm Aeh |
| 4 - 6 = Kiefer 15- 30 cm Bhs/v | 13 - 15 = Eiche 40- 60 cm Bhv/v |
| 7 - 9 = Kiefer 140-160 cm Bv | 16 - 18 = Eiche 90-120 cm Bv |

Abbildung 4: Durchbruchskurven für Pb und Cd in ungestörten Bodensäulen

Charakterisierung des chemischen Bodenzustandes
von Böden auf Kalkgestein

von

Meiwes, K.-J.⁺

Einleitung

In den letzten Jahren ist wegen der hohen Säuredepositionsraten aus der Atmosphäre in Waldökosysteme die Frage der Bodenversauerung zum Gegenstand von zahlreichen Untersuchungen geworden (Hetsch et al.,1981, Zezschwitz,1982). Ökotoxikologisch wird die Situation dort bedenklich, wo die im Boden wirksamen Puffersysteme nicht ausreichend schnell reagieren, so daß sehr niedrige pH-Werte erreicht werden, bei denen es zur vermehrten Freisetzung von toxischen Metallen wie z.B. von Aluminium oder von Schwermetallen kommen kann. Die ist der Fall in Böden auf silikatischem Gestein, die sich infolge der geringen Pufferraten der Silikate häufig im Aluminium-Pufferbereich befinden. Unter diesem Aspekt sind besonders eingehend die Böden eines Buchen- und eines Fichtenwaldökosystems im Solling von Ulrich et al.(1979) untersucht worden. Angesichts dieser im Solling weit fortgeschrittenen Versauerung stellt sich die Frage nach den Initialstadien der Bodenversauerung. Diese sind am ehesten in Böden auf Kalkgestein zu finden. Die im folgenden dargestellte Untersuchung befaßt sich mit der Charakterisierung des chemischen Bodenzustandes solcher Böden auf Muschelkalk.

Material und Methoden

Die untersuchten Böden befinden sich im Göttinger Wald. Geologisches Ausgangsmaterial ist der Untere Muschelkalk. Die Böden bestehen aus dem Lösungsrückstand des Kalkgesteins mit mehr oder weniger großen Lößbeimengungen. Die Tongehalte bewegen sich zwischen 25 und 50 %. Bodentypologisch reichen die Böden von flachgründigen, etwa 8 - 15 cm mächtigen Rendzinen bis hin zu 40 - 100 cm mächtigen Terra fusca sowie deren Übergangstypen zu Braunerde bzw. Parabraunerde (Meiwes et al.,1981). Die Humusform ist L-Mull, stellenweise F-Mull. Das Alter des Buchebestandes, in dem die Untersuchung durchgeführt wurde, beträgt 100 - 115 Jahre. Das Untersuchungsgebiet, das sich in Plateau-Lage befindet, hat eine Größe von 12 ha. Es wurde in einem 10 x 10 m Raster bodentypologisch kartiert (Meiwes et al.,1981). Die Entnahme der Bodenproben wurde flächenrepräsentativ durchgeführt. Die Auswahl der Probenahmepunkte erfolgte nach dem Zufallsprinzip, wobei nach Bodentypen stratifiziert wurde.

⁺ Institut für Bodenkunde u. Waldernährung, Büsgenweg 2,
3400 Göttingen

Tabelle 1: Bodenchemische Kenndaten einer Terra fusca - Rendzina im Karbonat- (Profil 1) und im Austauscher-Pufferbereich (Profil 2)

Tiefe	Stein- gehalt	CaCO ₃ - Gehalt	pH _{CaCl₂}	pH _{GBL}	Ake	X ^S Ca	X ^S Al	Ake Akt	Al-Konz. (in GBL)	mol ^{Ca} / Al
cm	g/l	%			µval/g	%	%		µg/ml	
<u>Profil 1</u>										
0-5	8	< 0,2	6,20	8,35	565	93	0	0,9	< 0,1	-
5-10	50	< 0,2	5,90	8,50	452	95	0	0,9	< 0,1	-
10-20	69	2,3	7,30	8,45	502	96	0	1,0	< 0,1	-
<u>Profil 2</u>										
0-5	0	< 0,2	4,8	5,0	265	82	3	0,6	4,3	3,3
5-10	0	< 0,2	4,4	4,7	291	75	15	0,7	5,9	2,0
10-20	0	< 0,2	5,2	6,2	311	91	1	0,8	1,3	6,2

Anm.: X^S = Äquivalent-Anteil am Austauscher; GBL = Gleichgewichtsbodenlösung

An den Bodenproben wurde die Gleichgewichtsbodenlösung untersucht; die austauschbaren Kationen wurden in einer 1 n NH_4Cl -Lösung ausgetauscht, die Gesamtaustauschkapazität wurde nach Mehlich bestimmt. Der pH-Wert wurde in n/100 CaCl_2 -Suspension gemessen. Bei den pH-Messungen in H_2O und KCl -Suspension handelt es sich um Feldmessungen (Ulrich, 1981)

Ergebnisse

Im folgenden werden zwei Profile des Bodentyps Terra fusca-Rendzina beschrieben, von denen sich das eine im Karbonat- und das andere im Austauscher-Pufferbereich befindet. Die Terra fusca-Rendzina, die definiert ist durch die Horizontfolge Ah, Bv, Cv, geringmächtiger als 30 cm ist und einen Tongehalt von mehr als 35 % hat, wurde deshalb ausgewählt, weil sie mit einem Flächenanteil von 50 % der wichtigste Bodentyp ist (Meiwes et al., 1981). In dem ersten Profil (Tab.1) werden die Pufferreaktionen vom CaCO_3 beherrscht. Dies findet seine Begründung in dem Gehalt an Kalksteinen sowie in dem Gehalt von CaCO_3 im Feinboden in der Tiefe 10 - 20 cm. Das zweite Profil enthält, im Gegensatz zum ersten, weder CaCO_3 im Feinboden noch Kalksteine. Mit dem Fehlen des CaCO_3 ist die Vorbedingung für ein Absinken des pH-Wertes gegeben. Dieser liegt in der Gleichgewichtsbodenlösung in den oberen 10 cm unterhalb von pH 5. Damit ist hier der Boden nach Ulrich (1981) dem Austauscher-Pufferbereich zuzuordnen. Im Austauscher-Pufferbereich werden bei Vorhandensein von starken Säuren H-Ionen gegen Ca-Ionen ausgetauscht. Diese Reaktion ist reversibel. Dauert die Versauerung jedoch längere Zeit an, so wird von den H-Ionen aus dem Gitter der Tonminerale Aluminium herausgelöst, das anschließend als austauschbares Aluminium vorliegt. Dies kommt zum Ausdruck in dem relativen Anteil von Ca-Ionen und Al-Ionen am Austauscher (X^S -Werte). Das Verhältnis von effektiver zur Gesamt-Austauschkapazität von 0.6 bis 0.8 deutet darauf hin, daß Aluminium sich bereits im Zwischenschichtraum der Tonminerale eingelagert hat. In der Gleichgewichtsbodenlösung finden sich erhebliche Aluminiumkonzentrationen; aufgrund des pH-Wertes muß angenommen werden, daß das Al größtenteils in organisch komplexierter Form und als polymeres Al-hydroxid vorliegt (Nair, 1978). Das molare Ca/Al-Verhältnis liegt oberhalb der von Rost-Siebert (1983) ermittelten Toxizitätsgrenzen von 0.1 für Buchenkeimlinge und 1.0 für Fichtenkeimlinge.

Insgesamt ist der chemische Bodenzustand des Profils 2 auf diesem Standort als typisch anzusehen für die versauerten Bodenpatien, auch bei den tiefgründigeren Bodentypen wie z.B. Terra fusca. Eine Ausnahme davon machen die Bereiche des Stammfußes der Buchen, wo infolge der hohen Säurezufuhr mit dem Stammabfluß die Bodenversauerung weiter fortgeschritten sein kann (Ulrich, 1983).

Am Beispiel der beiden Profile wird deutlich, welche Rolle das meist als Skelett vorliegende CaCO_3 für die chemischen Reaktionen im Boden spielt. Die Verteilung der Kalksteine in diesen Böden ist kleinräumlich sehr heterogen; dem entsprechend verhält sich auch der kleinräumliche Wechsel versauerter und nicht versauerter Bodenpartien. Um eine Vorstellung davon zu bekommen, wurden in einem $1 \times 1 \text{ m}$ Raster die pH-Werte in 0 - 5 cm Tiefe in einer Terra fusca-Rendzina gemessen (Abb. 1). Die pH-Werte, in einem Abstand von 1 m gemessen, schwanken um Größenordnungen. Auf kleinstem Raum ist der Wechsel vom Austausch-Pufferbereich zum Carbonat-Pufferbereich möglich. Dabei wurden im unmittelbaren Bereich des Stammfußes die niedrigsten pH-Werte gemessen. Die hier im Stammfußbereich gemessenen pH-Werte stimmen gut überein mit Werten, die an anderer Stelle im Göttinger Wald von Ulrich (1983a) im unmittelbaren Bereich des Stammfußes und des Wurzelanlaufs gemessen wurden.

5.5	6.1	6.0	6.1
6.2	4.6 _x	5.3	5.6
6.5	7.0	7.6	5.8
5.5	6.2	6.8	6.0

$\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$

4.0	4.9	4.9	5.0
4.8	3.4 _x	4.0	4.2
5.5	6.1	6.7	4.3
4.2	5.0	6.0	5.1

pH_{KCl}

Abb. 1: pH-Werte in 0-5 cm Tiefe in einer Terra fusca - Rendzina im $1 \times 1 \text{ m}$ Raster
(x = unmittelbar im Stammfußbereich gemessen)

Die in KCl-Suspension gemessenen pH-Werte geben an, wie weit der pH-Wert kurzfristig bei Belastungen z.B. durch H-Ionen oder durch eine hohe Salzzufuhr tatsächlich absinken kann. Man sieht, daß unter diesen Bedingungen selbst außerhalb des unmittelbaren Stammfußbereiches durchaus pH-Werte von 4 erreicht werden können.

Im folgenden wird der Versuch unternommen, den Anteil der versauerten Bodenareale auf der Versuchsfläche zu kalkulieren. Zugrunde gelegt werden die Häufigkeitsverteilung der Bodentypen aus der Kartierung und die Häufigkeitsverteilung der versauerten Bodenprofile innerhalb der jeweiligen Bodentypen. Als Parameter zur

Charakterisierung des Versauerungsgrades dient der pH-Wert; die Klasseneinteilung erfolgt schematisch. Nach dieser Berechnung ergibt sich, daß auf 1/3 der Fläche die pH-Werte zwischen 4.0 und 5.5 liegen. Diese niedrigen pH-Werte treten bei allen vorkommenden Bodentypen mit Ausnahme der Rendzina auf. Da auf der Versuchsfläche der Wechsel der Bodentypen und der Wechsel von versauerten zu nicht versauerten Bodenarealen sehr kleinräumlich und regellos erfolgt, muß angenommen werden, daß auf dem gesamten Plateau des Göttinger Waldes verstreut kleine Areale mit versauertem Boden vorkommen.

Tabelle 2: Flächenanteile (%) von Böden in einzelnen pH-Wert-Klassen

Tiefe	pH _{CaCl2} - Klassen			
	4-5	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0
0-5	14	24	14	48
5-10	16	18	16	50

Die Beschreibung der Bodenversauerung als Zustand zieht die Frage nach sich, ob die Bodenversauerung gegenwärtig auch als Prozeß abläuft, und wenn ja, in welchen Raten. Eine Antwort darauf ist von der Messung der Bioelement-Flüssebilanz zu erwarten, die nach dem von Ulrich et al. (1979) im Solling entwickelten Ansatz seit dem Sommer 1981 durchgeführt wird. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt lassen sich wegen der großen zeitlichen Variabilität noch keine präzisen Aussagen über das langfristige Verhalten des Ökosystems machen. Von besonderem Interesse im Bezug auf die Versauerung im Austausch-Pufferbereich ist die Protonenbelastung durch starke Säuren, die stärker sind als die Kohlensäure. Aufgrund von vorläufigen Auswertungen läßt sich sagen, daß neben der Protonenbelastung durch Säure-Eintrag aus der Atmosphäre die Böden zusätzlich durch Säure belastet werden, die bei der N-Mineralisierung gebildet wird und infolge der Netto-Nitratauswaschung aus dem System im Boden verbleibt. Die durch diesen Prozeß verursachte Protonenbelastung liegt in der Größenordnung von 1 kval/ha Jahr. Das bedeutet, daß die Böden neben der externen Belastung durch Säuredeposition auch in erheblichem Maße einer systeminternen Säurebe-

lastung ausgesetzt sind. Nach dem von Ulrich (1983b) aufgestellten Schema der Ökosystemsukzessionen ist das untersuchte Ökosystem somit in die Phase der Humusdisintegration einzuordnen. Eine genaue Quantifizierung dieser Prozesse wird mit der Fortführung der Messungen der Bioelement-Flüssebilanz möglich werden.

Literatur:

- Hetsch, W., Meiwes, K.J. und Ulrich, B. 1981: Änderungen bodenchemischer Standortseigenschaften durch saure Niederschläge. Mitt.D.Forstl.Bundesversuchsanstalt, Wien 140, 223-230
- Meiwes, K.-J., Beese, F. und Prenzel, J. 1981: Variabilität chemischer und physikalischer Eigenschaften eines Bodens auf Muschelkalk. Mitteilgn.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch. 32, 609-622
- Nair, Vimala D. 1978: Aluminium species in soil solutions. Göttinger Bodenkundliche Ber. 52, 1-103
- Rost-Siebert, K. 1983: Aluminium-Toxizität und -Toleranz an Keimpflanzen von Fichte (*Picea abies*, Karst.) und Buche (*Fagus sylvatica* L.). AFZ 26/27, 686-689
- Ulrich, B. 1981: Ökologische Gruppierung von Böden nach ihrem chemischen Bodenzustand. Zeitschr.Bodenk.u.Pflanzenernähr. 144, 289-305
- Ulrich, B. 1983a: Soil acidity and its relations to acid deposition. In: B.Ulrich and J.Pankrath (Eds.): Effects of accumulation of air pollutants in forest ecosystems. D.Reidel Publishing Company, Dordrecht, Netherlands
- Ulrich, B. 1983b: Stabilität von Waldökosystemen unter dem Einfluß des "sauren Regens". Allgem.Forstzeitschr. 38, 670-677
- Ulrich, B. und Matzner, E. 1983: Abiotische Folgewirkungen der weiträumigen Ausbreitung von Luftverunreinigungen. Umweltforschungsplan des Bundesministers des Innern. Luftreinhal-tung. Forschungsbericht 104 O2 615
- Ulrich, B., Mayer, R. und Khanna, P.K. 1979: Deposition von Luftverunreinigungen und ihre Auswirkungen in Waldökosystemen im Solling. Schriften Forstl.Fak.Göttingen u.Nieders.Forstl.Versuchsanstalten. Sauerländer's Verlag, Frankfurt/M.,
- Zeischwitz v.E. 1982: Akute Bodenversauerung in den Kammlagen des Rothaargebirges. Forst- u.Holzwirt 37, 275-276

Ladungsübertragungskomplexe als erste reaktive Kontakte zwischen
Aminosäuren, Peptiden und Huminstoffen

von

Müller-Wegener, U.*

Einleitung

Wird die Form des Stickstoffs in der er im Boden anzutreffen ist betrachtet, so findet sich z.B. in einem A-Horizont ca. 95 % in organisch gebundener Form, wobei der Aminostickstoff mit bis zu 60 % den größten Teil ausmacht. Daher muß bei der Diskussion der Wechselwirkung des Stickstoffs mit den Huminstoffen den Aminosäuren und Peptiden besondere Beachtung geschenkt werden.

Eine Reihe unterschiedlichster Reaktionsmechanismen wurden für die Einbeziehung von Aminosäuren und ähnlichen Strukturen beim Aufbau der organischen Substanz des Bodens vorgeschlagen (FLAIG et al., 1975, HAIDER et al., 1965). Für die hier dargestellten Ergebnisse wurde jedoch eine andere Fragestellung bearbeitet: Die relativ reaktionsträgen, quasi fertigen Huminstoffe wurden hinsichtlich ihrer Fähigkeit untersucht, mit Aminosäuren und Peptiden eine Wechselwirkung einzugehen.

Material und Methoden

Die Modellreaktionen der Aminosäuren und Peptide mit p-Benzochinon wurden durchgeführt, wie bei MÜLLER-WEGENER (1982) beschrieben. Die Gaswechsellmessungen wurden in einer Warburg Apparatur bei 30 °C vorgenommen mit Konzentrationen der Aminosäuren und Peptide von 0,56 mmol in 2,8 ml Puffer und p-Benzochinon von 0,04 mmol in 0,2 ml Dimethylsulphoxid. Zum Reaktionsbeginn wurden beide Lösungen durchgemischt. Die Auswertung erfolgte über die Druckänderung in den Gefäßen (MÜLLER-WEGENER, 1979).

Die Differenzspektren wurden wie bei MÜLLER-WEGENER (1982) beschrieben im ultravioletten Spektralbereich aufgenommen. Für die Variation des pH-Wertes des Reaktionsmediums wurden Boratpuffer von pH 8,8 bis 10,2 eingesetzt.

Die Gelchromatographie wurde mit einer Gleichgewichtslösung aus Boratpuffer pH 10,0 und Aminosäure bzw. Peptid der Konzentration von 1 µmol/ml bzw. 0,25 µmol/ml durchgeführt. Zur Chromatographie (MÜLLER-WEGENER, 1983) wurde eine Lösung aus natürlichem Huminstoff (aus einem H-Horizont eines Anmoorgleys) sowie aus Synthesehuminstoff aus Hydrochinon verwendet. Der natürliche Huminstoff lag als gut wasserlösliches Natriumsalz vor.

* Inst. für Bodenwissenschaften, Abt. Chemie und Biochemie im System Boden, von-Siebold-Str.2, 3400 Göttingen

Ergebnisse und Diskussion

Aminosäuren und Peptide reagieren mit *p*-Benzochinon unter Bildung von tief rot-gefärbten Komplexen, die sich im UV-Spektrum durch neue Absorptionsmaxima im Bereich von 450 bis 550 nm darstellen und als Elektronen-Donator-Akzeptor-Komplexe zu identifizieren sind (LORENTZ 1974, MÜLLER-WEGENER, 1982). Durch die Variation der Chinonkonzentration wurden für die einzelnen Reaktionsansätze Reihen erhalten, aus deren Extinktionen über die BENESI-HILDEBRAND-Gleichung (BENESI, HILDEBRAND, 1949) sowohl die Extinktionskoeffizienten der Komplexe als auch die Komplexbildungskonstanten ermittelt werden können. In der Abbildung 1 sind die Spektren der Reaktionslösungen der Peptide L-Prolyl-Glycin (1) und Glycyl-L-Alanin (2) dargestellt. Die Peptide selbst zeigen in diesem Bereich

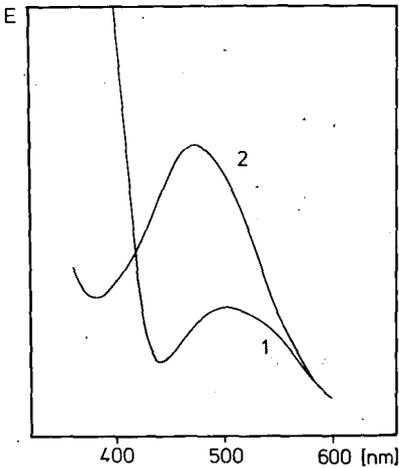


Abb. 1. UV-Spektren der Molekülkomplexe aus *p*-Benzochinon und L-Prolyl-Glycin (1) und Glycyl-L-Alanin

keine Absorption, das *p*-Benzochinon absorbiert bei ca 420 nm, ein Maximum tritt in den Spektren der Komplexe an dieser Stelle nicht mehr auf. Schon aus dieser Abbildung ist zu ersehen, daß sowohl in der Extinktion als auch in der Lage des Maximums eine Differenzierung für die einzelnen Peptide eintritt. Gleiches wurde für die Aminosäuren festgestellt. In der Tab. 1 sind für eine Reihe von Dipeptiden die ermittelten Extinktionskoeffizienten und Komplexbildungskonstanten zusammengefaßt.

Für alle Glycyl-Peptide ergibt sich sowohl ein gleiches Absorptionsmaximum bei 470 nm als auch annähernd gleiche Extinktionskoeffizienten und Gleichgewichtskonstanten. In der Serie in der der Stickstoff des Glycins in die Peptidbindung einbezogen und die Aminogruppe der anderen Aminosäure frei ist, zeigen sich deutliche Unterschiede sowohl in der Absorptionsstelle der Komplexe als auch in deren Extinktionskoeffizienten und den Gleichgewichtskonstanten der Reaktionen.

Weiterhin geht aus der Tabelle hervor, daß auch der Glycylethylester eine Komplexbildung mit dem *p*-Benzochinon aufzeigt, bei solchen Aminosäuresubstitutionsprodukten aber, bei denen alle α -Aminogruppen an einer Peptidbindung beteiligt sind, tritt keine meßbare Wechselwirkung mit dem Chinon auf.

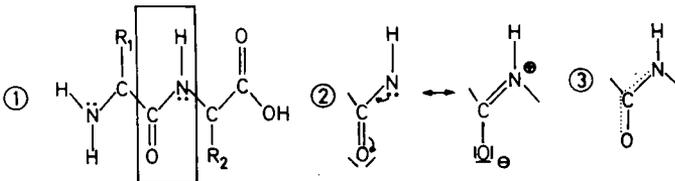
Auch die Reaktionen des Di-, Tri- und Tetraglycins, die sich alle annähernd gleich verhalten, unterstreichen einmal mehr, daß nur die freien, nicht in einer Peptidbindung engagierten NH_2 -Gruppen zur Ausbildung von Elektronen-Donator-Ak-

zeptor-Komplexen in der Lage sind.

Tabelle 1: Absorptionsmaxima, Extinktionskoeffizienten und Gleichgewichtskonstanten der gebildeten Molekülkomplexe aus Peptiden und *p*-Benzochinon

Peptid	λ_{max} [nm]	lg ϵ	K_C
Glycyl-L-Tyrosin	470	3,419	700,87
Glycyl-L-Asparagin	470	3,440	426,10
Glycyl-L-Prolin	470	3,488	510,74
Glycyl-L-Hydroxyprolin	470	3,502	200,43
Glycyl-L-Leucin	470	3,467	346,08
Glycyl-L-Alanin	472	3,455	312,37
L-Prolyl-Glycin	502	3,067	1360,35
L-Histidyl-Glycin	468	3,541	78,68
L-Tyrosyl-Glycin	450	3,419	87,51
L-Valyl-Glycin	450	3,475	76,38
L-Leucyl-Glycin	470	3,367	125,52
Glycylethylester	470	3,490	220,03
N-Acetyl-DL-Prolin	---	---	---
N- α -Acetyl-L-Arginin	---	---	---
Glycyl-Glycin	470	3,473	257,17
Glycyl-Glycyl-Glycin	470	3,465	291,95
Glycyl-Glycyl-Glycyl-Glycin	470	3,462	261,11

Der Grund für dieses Verhalten ist aus der Chemie der Peptidbindung abzuleiten. Das freie Elektronenpaar des Stickstoffs ist in dieser Bindungsform nicht mehr als solches verfügbar, da es mit den Elektronen der Carbonylgruppe ein mesomeres



System bildet (2,3). Der in der Peptidbindung fixierte Stickstoff kann also nicht mehr in dem Maße als Elektronendonator fungieren, wie der der freien Aminogruppe.

Anhand von Gaswechsellmessungen konnten diese Aussagen bestätigt werden. Im Vergleich mit den Sauerstoffaufnahmen der Einzelproben zeigten die Reaktionslösungen aus *p*-Benzochinon und einem Dipeptid zuerst eine verminderte Sauerstoffaufnahme (Abb. 2). Diese Hemmung der Reaktion ist auf die oben dargestellte Ausbildung eines Elektronen-Donator-Akzeptor-Komplexes des Peptids mit dem *p*-Benzochinon zurückzuführen. Das so gebundene Chinon kann nicht mehr an der unter O_2 -Aufnahme ablaufenden Oxydation teilnehmen. Im zweiten Teil der Reaktion findet dann eine Förderung der Sauerstoffaufnahme in der Reaktionslösung statt, für die in der Literatur eine Reihe von Begründungen zu finden sind, so z.B. die

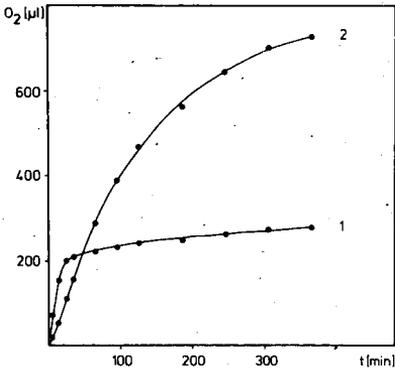


Abb. 2: Sauerstoffaufnahme des Chinons (1) und der Reaktionslösung aus Chinon und Glycyl-Glycin (2)

das freie Elektronenpaar des Stickstoffs in ein bindendes überführt worden ist, nicht mehr in der Lage als Elektronendonator zu fungieren.

Ausbildung von schneller oxydierenden Aminochinonen (FLAIG, 1975). Die zweite Phase der Reaktion soll aber nicht Gegenstand dieser Darstellung sein. Mit dem Anstieg des pH-Wertes ist eine Vergrößerung der Hemmung in der ersten Phase der Reaktion zu erzielen, deren Erklärung in der Annäherung des pHs der Reaktionslösung an den pK der Peptide bzw. Aminosäuren zu finden ist. Mit dem steigenden pH steigt auch die Konzentration der zur Komplexbildung befähigten Aminogruppe gegenüber der bei niedrigerem pH vorhandenen Ammoniumform. Diese ist, da

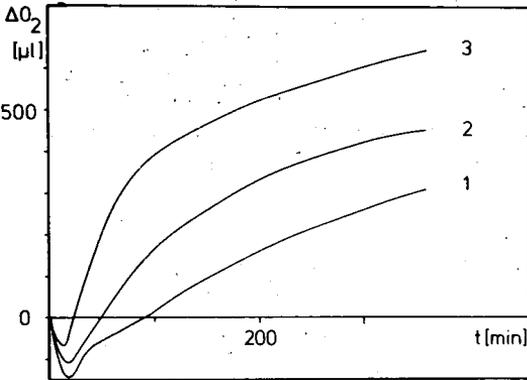


Abb. 3: Differenz der Sauerstoffaufnahme zwischen der jeweiligen Reaktionslösung und der Summe der Einzellösungen von p-Benzochinon und Glycyl-Glycyl-Glycin (1), Glycyl-Glycin (2) und Glycin (3)

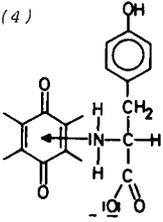
Mit steigenden Aminosäurezahlen in den Peptiden ist eine zunehmende Hemmung zu beobachten (Abb. 3). Diese ist auf den sinkenden pK der Verbindungen zurückzuführen (Glycin 9,78, Triglycin 8,00). Hier also nimmt bei konstantem pH der Reaktionslösung aber sinkendem pK die Zahl der protonierten Aminogruppen ab, die Zahl der zur Bindung befähigten ungeladenen Form also zu.

In der Übertragung der am Modell gefundenen Ergebnisse auf das natürliche System der Huminstoffe, kann wegen der arteigenen Charakteristika dieser Stoffgruppe nicht in allen Fällen ein direkter Weg beschritten werden, da, um nur einen Punkt zu nennen, die als Elektronenakzeptoren reagierenden Strukturen des p-Benzochinons in den Huminstoffen nur in vergleichsweise geringer Konzentration vorliegen. Daneben ist auch das Fehlen von scharfen Absorptionsbanden in Spektrum der Huminstoffe und deren uneinheitliche Teilchenmasse für diese Schwierigkeit verant-

antwortlich zu machen. Dennoch zeigen eine Reihe von Experimenten, daß die an den Modellen erhaltenen Ergebnisse auch auf die Huminstoffe zu übertragen sind.

Durch die Aufnahme von Differenzspektren zweier Ansätze gegeneinander, einmal Huminstoff und Peptid- bzw. Aminosäurelösung getrennt voneinander in einer Tandemkuvette und zum anderen beide Komponenten zusammen vermischt in gleicher Konzentration, können deutliche Differenzen im Absorptionsspektrum ermittelt werden. Das neu entstandene Maximum bei 290 nm ist, wie Parallelversuche gezeigt haben, auf die verstärkte Dissoziation der phenolischen OH-Gruppe des Tyrosins

(4)



im Peptid zurückzuführen. Diese Dissoziation erfolgt durch die Ausbildung des Donator-Akzeptor-Komplexes zwischen den chinoniden Gruppen der Huminsäure als Elektronenakzeptor und dem freien Elektronenpaar des Aminostickstoffs (4). Der dadurch hervorgerufene partielle Elektronenmangel am Stickstoff setzt sich innerhalb des Moleküls der Aminosäure durch den induktiven Effekt fort und führt damit zu einer erhöhten Dissoziation der phenolischen OH-Gruppe. Dieser Effekt ist sowohl bei L-Tyrosin, als auch beim L-Tyrosyl-Glycin zu beobachten. Er ist deutlich abhängig von der Konzentration der zugefügten Aminosäure (Abb. 4) und Peptid. Auch ein steigender pH zeigt eine positive Beeinflussung (Abb. 5), was einerseits ausschließt, daß die beobachteten Veränderungen auf Wasserstoffbrücken zurückzuführen sind und andererseits eine deutliche Übereinstimmung mit den am Modell erarbeiteten Ergebnissen zu erkennen gibt.

Dieser Effekt ist sowohl bei L-Tyrosin, als auch beim L-Tyrosyl-Glycin zu beobachten. Er ist deutlich abhängig von der Konzentration der zugefügten Aminosäure (Abb. 4) und Peptid. Auch ein steigender pH zeigt eine positive Beeinflussung (Abb. 5), was einerseits ausschließt, daß die beobachteten Veränderungen auf Wasserstoffbrücken zurückzuführen sind und andererseits eine deutliche Übereinstimmung mit den am Modell erarbeiteten Ergebnissen zu erkennen gibt.

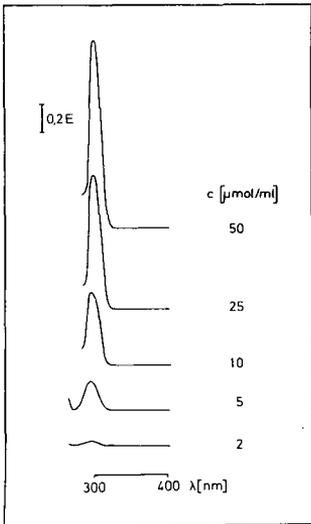


Abb. 4. Differenzspektren einer Anionenaustausch-Huminsäure und L-Tyrosyl-Glycin steigender Konzentration

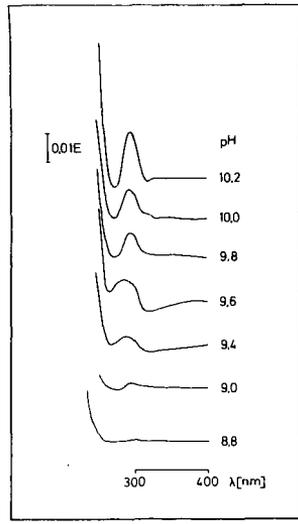


Abb. 5. Differenzspektren einer Anionenaustausch-Huminsäure und L-Tyrosyl-Glycin bei unterschiedlichen pH-Werten

Durch die Gelchromatographie im Zustand des Gleichgewichts ist es möglich, auch solche Interaktionen zweier Substanzen mit geringen Bindungsenergien zu ermitteln. Da sich bei diesem Ansatz das Elutionsmaximum der Huminsäure und der Aminosäure bzw. des Peptids geringfügig überlappen, ist der Effekt dann am besten zu beobachten, wenn durch die Messung der Extinktion bei zwei Wellenlängen der Absorptionsanteil der Huminsäure eliminiert wird, so daß die Absorption zu ermitteln ist, die ausschließlich durch die Aminosäure oder das Peptid hervorgerufen wird (Abb. 6). Hier zeigt sich dann ein durch die Bindung der Aminosäure an die Huminstoffe hervorgerufene Absenkung der Konzentration in der Elutionslösung.

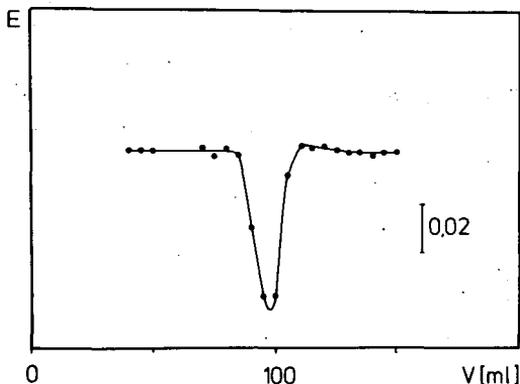


Abb. 6: Elutionsdiagramm errechnet aus dem Verlauf der Extinktion bei 436 und 275 nm für die Filtration im Gleichgewicht von 20 mg Synthesehuminstoff mit L-Tyrosyl-Glycin

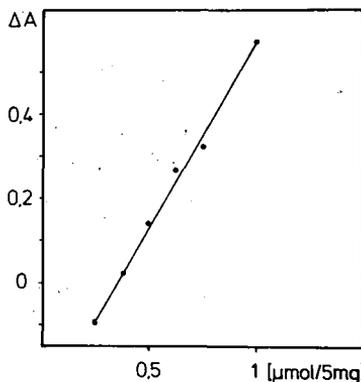


Abb. 7: Änderung der Fläche der Maxima bzw. Minima der Elutionskurven

Wird bei diesen Trennoperationen die Menge an Huminstoffen konstant gehalten bei einer gleichbleibenden Gleichgewichtslösung aus Puffer und Peptid bzw. Aminosäure, in der aufgetragenen Reaktionslösung die Konzentration des Peptids aber geändert, so ergibt sich eine lineare Abhängigkeit die Fläche des Minimums bzw. Maximums der Elutionskurve von der Konzentration des Peptids in der Reaktionslösung. Aus dem Nulldurchgang der Geraden ist die Menge an Peptid zu ermitteln, die durch die Huminstoffe gebunden wurde. An zwei Beispielen soll die Größenordnung dieser Wechselwirkung veranschaulicht werden. So bindet eine Anmoorgley-Huminsäure 20 $\mu\text{mol/g}$ L-Tyrosyl-Glycin, eine Synthesehuminsäure aus Hydrochinon 65 $\mu\text{mol/g}$ des gleichen Peptids und 70 $\mu\text{mol/g}$ L-Tyrosin. Durch die annähernd gleiche Bindung der Aminosäure und des Dipeptids zeigt sich auch hier wieder, daß ausschließlich die freien also nicht in einer Peptidbindung fixierten Aminogruppen zu Elektronen-Donator-Akzeptor-Komplexen befähigt sind.

Literatur

- Benesi, H.A., Hildebrand, J.H.: *J. Am. Chem. Soc.* **71**, 2703-2707, 1949; Flaig, W. Beutelspacher, H., Rietz, E.: in Gieseking, J.E., *Soil Components*, Vol I, 1-211, 1975, Springer, Berlin; Haider, K., Frederick, L.R., Flaig, W.: *Plant and Soil* **22**, 49-64, 1965; Lorentz, K.: *Z. Anal. Chem.* **269**, 182-187, 1974; Müller-Wegener, U.: *Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* **29**, 253-264, 1979; Müller-Wegener, U.: *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.* **145**, 411-420, 1982; Müller-Wegener, U.: *Chem. Erde* **42**, 111, 1983

Einfluß von pH und austauschbarem Ca auf die P-Löslichkeit in einem Pelosol-Pseudogley nach Grünlandumbruch

von

Nätscher, L. u. U. Schwertmann ^{*)}

Auf einem Pelosol-Pseudogley, der seit 1974 im Rahmen eines Dauerdüngungsversuches in der Hallertau auf sein Nährstoffnachlieferungsvermögen untersucht wird, wurde trotz deutlicher Überschußdüngung über den P-Entzug eine starke Abnahme der Phosphatkonzentration in der Bodenlösung festgestellt.

Es wurden drei mögliche Ursachen für die abnehmende P-Löslichkeit untersucht.

1) Abbau der organischen Substanz:

Der Pelosol-Pseudogley wurde lange Jahre als Grünland genutzt und erst zu Versuchsbeginn umgebrochen. Die nach Grünlandumbruch abnehmende organische Substanz konnte die Zunahme der P-Sorption jedoch nicht erklären, da diese auch anhielt, nach dem der Humusgehalt nicht weiter absank. In einem mehrmonatigem Inkubationsversuch konnte ein induzierter Humusabbau die P-Sorption ebenfalls nicht verstärken. Somit konnte nicht nachgewiesen werden, daß die Abnahme organischer Anionen mit einer Zunahme von Sorptionsplätzen für Phosphatanionen einhergeht (De Haan, 1965; Parfit, 1977).

2) Zerfall des Bodengefüges:

Nach Grünlandumbruch wurde aus Subpolyeder- bis Krümelgefüge ein Klumpengefüge, wodurch möglicherweise neue sorptionsaktive Oberflächen freigelegt werden (Barrow, 1979). Die Simulation dieses Vorganges durch Aggregatzerstörung durch langes Schütteln bzw. durch Zerreibung bewirkte jedoch keine Zunahme der P-Sorption.

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

3) Erhöhung von austauschbarem Ca und pH:

Alle Düngungsvarianten (1974-1980) zeigen eine signifikante, positive Korrelation zwischen pH und P-Sorption. Dieser Zusammenhang könnte - zumindest teilweise - auch durch das austauschbare Ca erklärt werden, da mit steigendem pH (pH-Spanne von 6,0 - 6,7) auch das austauschbare Ca anstieg. Der die P-Sorption fördernde Effekt des Ca-Tons wurde von verschiedenen Autoren beschrieben (z.B. Barrow, 1979; Schwertmann und Schieck, 1980). Die pH-Absenkung (von pH 7,1 - 4,3) durch steigende HCl-Zugaben an einer Probe aus dem Düngungsversuch verursachte eine deutliche Zunahme der P-Löslichkeit, die in wässriger Suspension stärker ausgeprägt war als in einer 0,003 m CaCl₂-Suspension.

Literatur:

- Barrow, N.J. & Shaw, T.G. (1979): Effects of solution: soil ratio and vigour of shaking on the rate of phosphate adsorption by soil. *J. Soil Sci.*, 30, 67-76.
- Barrow, N.J. & Shaw, T.G. (1979): Effects of ionic strength and nature of the cation on desorption of phosphate from soil. *J. Soil Sci.*, 30, 53-65.
- De Haan, F.A.M. (1965): The interaction of certain inorganic anions with clays and soils. *Agricultural Research Rept. (Wageningen)*, No. 655, 1-168.
- Parfit, R.L. (1977): Phosphate adsorption on an oxisol. *Soil Sci. Am. J.*, 41, 1064-1067.
- Schwertmann, U. & Schieck, E. (1980): Das Verhalten von Phosphat in eisenoxidreichen Kalkgleyen der Münchener Schotterebene. *Z. Pflanzenern. Bodenkd.*, 143, 391-401.

REDOXVORGÄNGE IN SALZMARSCHBÖDEN

von
Reynders, J.J.

Allgemeines

Salzmarsche sind allgemein bekannt in der Welt. Diesen Böden liegen an Küsten und stehen unter Einfluss des Meeres und erfahren zweimal täglich einen Wechsel von Flut und Ebbe. Betrachten wir die Salzmarschen in der Osterschelde in der Provinz Zeeland in den Niederlanden. An Stellen wo Aufwachs auftritt entsteht eine Differenzierung ein mit an der Seeseite, einem flachen und unbewachsenen, sandigen Teil, das Schlick, und an der Landseite einem höheren bewachsenen Teil der durch Kreeke durchschnitten wird, mit dazwischen liegenden Becken, der Salzmarsch.

Durch die Überflutungsdauer und -Frequenz werden typische morphologische Einheiten gebildet. Diese bestehen aus sandigen bis lehmigen Uferwällen entlang den Kreeken und lehmigen bis tonigen Depressionen oder Becken dazwischen. Auch wird einer höhe, mittlere und niedrige Salzmarsch gebildet, jede mit typischer Morphologie, Vegetation und speziellem Profilaufbau.

Morphologie

Die Untergliederung in höhere, mittlere und niedrige Salzmarsch hängt zusammen mit der Überflutungsfrequenz und -Dauer.

Die Hochsalzmarsch liegt höher als die durchschnittliche Hochwasserlinie; die Mittelsalzmarsch liegt zwischen der durchschnittlichen Hochwasserlinie und Stillwasserlinie;

die Niedersalzmarsch liegt zwischen der durchschnittlichen Stillwasserlinie und der Mitte zwischen Ebbe und Flut (siehe Figur 1).

Das Basismodell eines Salzmarschprofils umfasst die folgenden Horizonte:

- 0- 25 cm: AGo, leicht humos, braun und grau mit kleinen Rostflecken,
- 25- 50 cm: Go₁, grau mit kleinen Rostflecken,
- 50- 65 cm: Go₂, grau mit grossen, hellorangenen Tapeten von Eisenhydroxide,
- 65- 75 cm: Gr₁, grau,
- 75-100 cm: Gsu, blau-schwarz bis schwarz (FeS),
- 100-150 cm: Gr₂, grau

Alle Horizonte sind nass, im allgemeinen geschichtet. Nach oben werden sie toniger, nach unten sandiger. Die tonigen Horizonte sind manchmal halb oder nicht gereift. Charakteristisch ist der Gsu-Horizont. Die Mächtigkeit

*) Inst. f. Bodenkunde, Universität Utrecht, Budapestlaan 4, 3508 TA Utrecht.

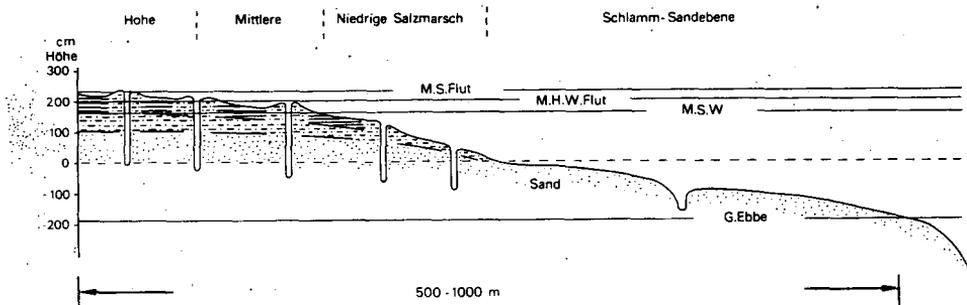


Fig. 1 Untergliederung von Salzmarschen in Relation zum Meeresniveau.

tigkeit und Ausbildung der anderen Horizonte hängt zusammen mit der Verschiebung morphologischer Einheiten wie Körnung, Dränage, Höhe, usw.

In den Uferwällen der hohen Salzmarsch ist ein guter AGo-Horizont, oder bisweilen sogar ein A_h -Horizont entwickelt. Den Gsu-Horizont findet man tiefer im Profil. Der Go_2 -Horizont ist sehr deutlich durch Ferrihydroxide gefärbt. In den Becken geht der geringmächtige AGo-Horizont schnell über in dem Gsu-Horizont, wobei Go_2 fehlt. In der niedrigen Salzmarsch in den Becken liegt der Gsu-Horizont fast an der Oberfläche, nur bedeckt mit einem sehr dünnen AGo-Horizont. In den wenig höheren Uferwällen der niedrigen Salzmarsch findet man keinen Go_2 -Horizont. In Figur 2 sind einige vereinfachten Profile zusammengestellt.

Chemische Daten

Infolge der täglich zweimaligen Überflutung sind die Böden nass und, abhängig der Lage, besser oder weniger gut oberflächlich dräniert. Wegen der marinen Ablagerungen und Vegetation ist organische Substanz vorhanden und andere Stoffe, wie Sulfat, Eisen und Manganverbindungen, können angeführt werden.

In diesem nassen und sauerstoffarmen Milieu werden verschiedene und rasche Umwandlungen durch Mikro-Organismen möglich gemacht und spielen Redoxvorgänge eine wichtige Rolle. Diese werden näher von Redoxniveau oder Potential und der Acidität bestimmt. Die letzte hat in kalkhaltigen Marschböden ungefähr ein pH von 7.5 bis 8. Die Redoxpotentiale bewegen sich in den Go -Horizonten von etwa +200 bis +400 mV bis zu -150 bis -250 mV in den stark reduzierten Gr-Horizonten unten im Profil (siehe Figur 2 und 3). Im Feld wurden die Redoxpotentiale an ungestörten Böden bestimmt. Gleich danach, auch im Feld, wurde das Bodenwasser aus einigen Horizonten gepresst. Im Labor wurde die Konzentration an Chlor, Sulfat, Eisen und Mangan bestimmt. Die Chlorwerte wurden in allen Horizonten auf die Chlor-Konzentration des lokalen Meereswassers (16760 ppm) zurückgerechnet. Die Sulfatwerte werden auf dieselben Verhält-

nissen zurückgerechnet. Aus praktischen Gründen wurden die Eisen- und Mangan-
daten in totalen Oxidationswerten gegeben. Die Werte wurden in Figur 2
eingezeichnet.

Einigen wichtigen Reaktionen und Bildungen sind:

Die Reduktion von Sulfat:

- Fermentation von Humusstoffen zur kurzkettigen organischen Säure, z.B. Pyruvaten (Arkesteyn, 1980),
- Reduktion von SO_4 ,
- Oxidation von organischen Säuren.

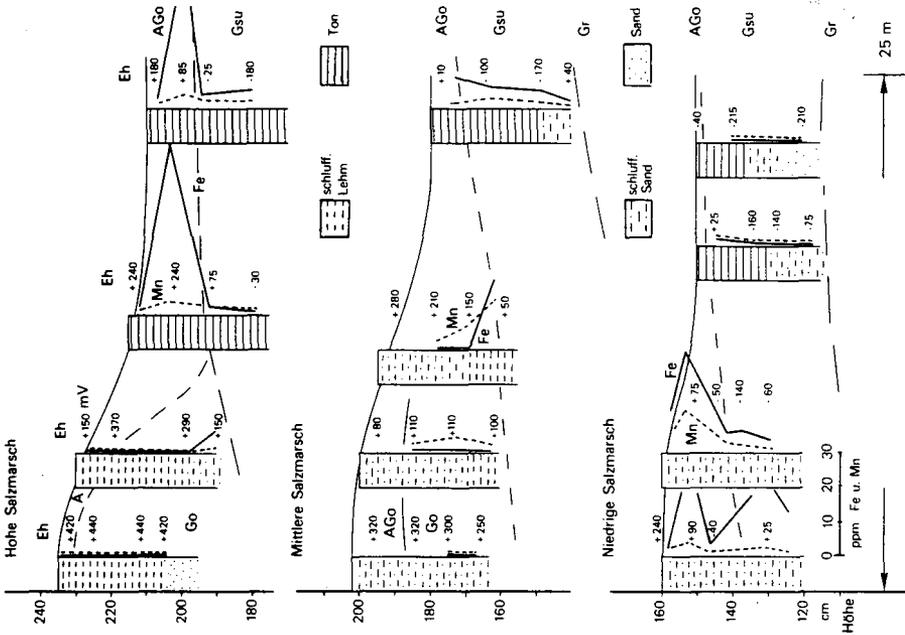
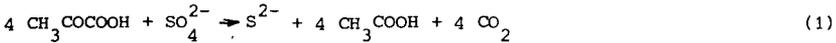
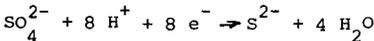
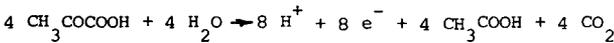
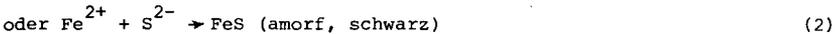
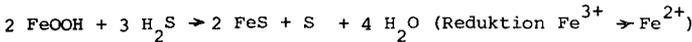


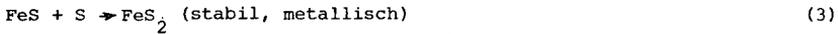
Fig. 2 Verhältnisse: Morphologie und Chemische Daten.



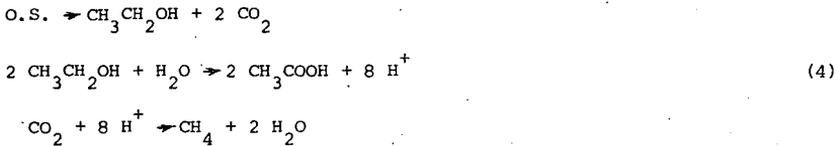
Bildung von Mackinawit:



Danach kann Pyrit gebildet werden:



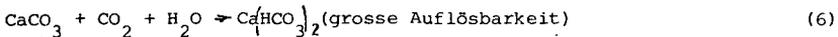
Methanreduktion kann in einem stark reduzierten Milieu auftreten:



An der Oberfläche der Böden findet Oxidation von organischer Substanz statt:



Die Lösung von Muschelfragmenten oder freien Karbonaten verläuft wie folgt:



In Figur 4 ist das Verhältnis zwischen SO_4^{2-} und dem Redoxpotential angegeben. Es zeigt sich, dass die Aktivität von diesen Komponenten der Nernstschen Formel folgt und damit SO_4^{2-} mit niedrigen Redoxpotentialen, d.h. unten im Profil, abnimmt. Aber, oben im Profil ist der Gehalt an SO_4^{2-} höher als der Gehalt des lokalen Scheldeswassers.

Noch andere Faktoren müssen berücksichtigt werden, nämlich die zweimalige tägliche Meereswasserbewegung, die Stärke der Diffusion im Boden und die Natur des Go-Horizontes. Letztere sind lokal oxidiert (Rostflecken) oder reduziert (grau). In den ersten Fällen ist noch einige Diffusion von Sauerstoff und Sulfat möglich; in den reduzierten Stellen findet kaum Diffusion von Salzen statt und Sauerstoff wird an der Oberfläche verbraucht (siehe Reaktion 1 und 5).

Im Schlack mit sandigen Texturen haben wir gemessen dass der S^{2-} -Gehalt niedrig bleibt, in Marsch mit toniger Körnung wird der Gehalt höher.

Im Oberboden der Marsche wird S^{2-} gebildet während der Flut (siehe Reaktionen 1 und 2). SO_4^{2-} ist genügend vorhanden, nämlich gehört im Meereswasser. Bei Ebbe ist in gewissem Umfang in der Oxidationstiefe (Go-Horizont) auch Sauerstoff vorhanden, so dass der Sulfatgehalt höher wird.

Bei einem Redoxpotential von etwa 100 mV wird ein Sulfatgehalt gemessen der kleiner als in lokalem Meereswasser (2340 ppm) ist. Unter diesem selben Wert findet man auch die intensive schwarze Färbung durch FeS im Gsu-Horizont (Reaktion 2). Tiefer im Profil sinkt das Eh weiter ab und es bildet sich der graue Gr_2 -Horizont.

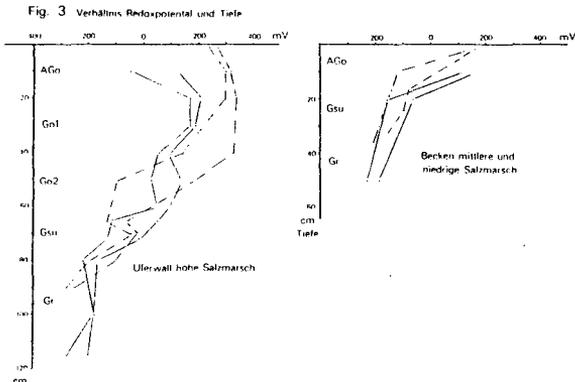
In dieser Tiefe ist noch genügend organisches Material vorhanden, so dass vielleicht andere Ursache des Fehlens einer Schwarzfärbung gesucht werden muss. Man findet im grauen Sand nur Pyrit (3). Wegen bakterielle Konkurrenz oder Vergiftung setzt sich die Methanbildung nicht durch (siehe 4). Wie stark die bakterielle Aktivität, d.h. im Oberböden, wie stark die Kolensäureproduktion, was Entkalkung zur Folge hat (siehe 6).

Die chemische Daten (siehe Figur 2) zeigen, dass die höchsten Fe-Konzentrationen in den Eh-Trajekten zwischen etwa +50 mV und +200 mV gefunden werden. In den Eh-Trajekten über +200 mV liegt das Gleichgewicht zwischen Fe^{3+} und Fe^{2+} stark an der Seite von Fe^{3+} wobei die Löslichkeit von Fe^{3+} gering ist. Unter einem Eh von etwa 50 mV steht mehr Fe^{2+} zur Verfügung, was sich deutlich in den abgeleiteten Daten zeigt.

In den Go_2 -Horizonten ist lokal, d.h. innerhalb der Aggregate der Eh-Wert niedrig. Er liegt zwischen -100 mV und +100 mV, sodass dort die Löslichkeit von Fe^{2+} gross ist. An der Oberfläche der Aggregate ist an der Basis von Boden klüften das Redoxpotential hoch, sodass Fe wie eine Ferrihydrit-Tapete ausflockt durch Diffusion von Fe^{2+} ausgehend von innerhalb den Aggregaten oder von unten oder oben im Boden wo die niedrigen Eh-Werte gefunden werden. Die Verteilung der Eh-Werte in Go -Horizonten hat deutlich eine grössere Bandbreite als in den Gr - und Gsu -Horizonten.

Mangan zeigt ein paralleles Verhalten: unterhalb 0 mV findet man Werte die etwas höher liegen als oberhalb +250 mV. Zwischen diesen Werten liegt der Redoxwechsel-Horizont für Mangan und hier werden die höchsten Werte gemessen.

Das ganze Redoxprofil wird in Figur 3 gezeigt. Die morphologischen Horizonte stimmen gut überein mit spezifischen Redoxprojekten.



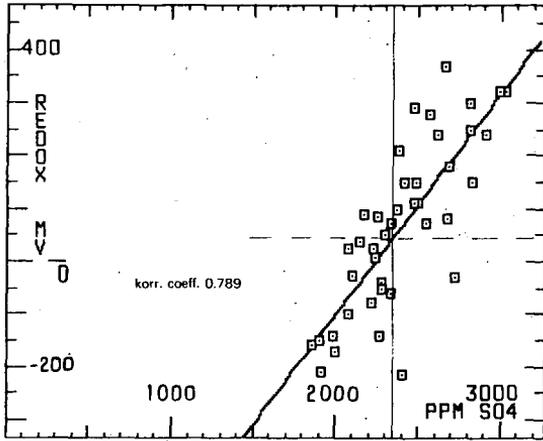


Fig. 4 Verhältnis zwischen Redoxpotential und SO_4 .

Diese Beobachtungen machen deutlich was man auch in der Literatur vermeldet: die Verteilung der Eh-Werte ist im Boden nicht stark fixiert und hängt zusammen mit anderen Redoxkoppelreaktionen und mit den Aktivitäten von der teilnehmenden Verbindungen. Weiter zeigt sich dass in den Go-Horizonten grössere Bereiche gemessen werden müssen, die im Feld weniger schnell stabil sind als diejenigen in Gr-Horizonten, die weniger Schwankungen unterliegen und schnell stabil sind.

Referenzen

Relevante Informationen von bakteriellen Prozessen und Reaktionen sind zu finden in:

- Arkesteyn, G.J.M.W., 1980. Contribution of micro-organisms to the oxidation of pyrite. Thesis. Wageningen.
- Cappenberg, Th.E., 1975. Interrelations between sulfate-reducing and methane-producing bacteria in bottom deposits of a fresh-water lake. Thesis. VU. Amsterdam.
- Goldhaber, M.B. und I.R. Kaplan, 1974. The Sea, Vol. 5, The Sulfur Cycle, pg 569-655. Wiley & Sons.

Die pH-Abhängigkeit des Aggregationsgrades von Huminsäuren-
Komponenten in wässriger Lösung

von

Rochus, W. +)

Huminsäuren sind qualitativ und quantitativ unterschiedlich zusammengesetzte Stoffgemische mit einer Vielzahl zumeist unbekannter Substanzen aus der postmortalen Biomasse. Es ist bisher praktisch undurchführbar, Huminsäuren in ihre einzelnen Komponenten aufzutrennen. Dadurch ist eine befriedigende Charakterisierung dieser Stoffgruppe nur im beschränkten Umfange möglich. In der Literatur nachzulesende Analysendaten sind, bedingt durch die Zusammensetzung der Stoffgemische aus einer unbekannt Anzahl unbekannter Substanzen mit unterschiedlichen Mengenverhältnissen und der damit verbundenen Problematik lediglich bedingt verwertbare Mittelwerte. Ihr Aussagewert und ihre Reproduzierbarkeit ist zudem meistens gering, wenn nicht eine detaillierte Beschreibung der Gewinnungs- und Analysenmethoden mit angegeben wird.

Beispielsweise ist es wenig sinnvoll, Angaben über Molekulargewichte von Huminsäuren zu machen, wenn nicht genaue Angaben außer über die Bestimmungsmethode (z.B. mittels Ultrazentrifuge, Gelchromatographie, Ultrafiltration etc.) auch über die dabei gewählten Bedingungen (z.B. Konzentration, pH-Wert, Elektrolytgehalt des Mediums etc.) gemacht werden. Die Angabe relevanter Faktoren ist erforderlich, weil das jeweils bestimmte mittlere Molekulargewicht (MW) oder besser: Teilchengewicht (TG) resp. Teilchengröße keine, für eine bestimmte Huminsäurefraktion geltende Konstante sondern eine variable Größe darstellt, die, wie übrigens auch andere Charakterisierungsdaten (UV-, vis.-, IR-Spektren etc.), durch Änderung der Arbeitsbedingungen in weiten Grenzen manipulierbar ist.

Deutlich wird dieses z.B., wenn, wie im folgenden beschrieben, der Einfluß des pH-Wertes auf das Aggregationsverhalten und

+) Institut f. Bodenwissenschaften, Lehrgebiet Chemie
von Sieboldstr. 2 3400 Göttingen

und damit auch auf die Teilchengewichte definierter Huminsäuren-Fractionen untersucht wird.

Gewinnung der Huminsäuren

Aus Torf, Braunkohle und Müllklärschlammkompost wurden, wie an anderer Stelle beschrieben, die Huminsäuren mit 0,2 N KOH bei 20°C im geschlossenen System extrahiert, nachdem vorher die in Wasser und 0,2 N HCl löslichen Substanzen entfernt wurden. Aus der schwach alkalischen Lösung wurden sie durch Ansäuern mit HCl ausgeflockt, mit dest. Wasser gewaschen, mit wenig KOH wieder aufgenommen und durch Gelfiltration über Sephadex G 50 in Fractionen aufgetrennt. Die nahezu monodisperse Fraction mit den kleinen Teilchengrößen wurde für die folgenden Untersuchungen verwendet.

Zudem wurde durch Autoxidation von Hydrochinon im alkalischen Milieu eine Modellhuminsäurenfraction synthetisiert und in gleicher Weise aufgetrennt.

Bestimmung der Teilchengewichte

Die Teilchengewichte der 4 verschiedenen Proben wurden in 1%iger wässriger Lösung mittels einer analytischen Ultrazentrifuge unter Verwendung der Sedimentationsgleichgewichtsmethode bei pH-Werten zwischen 3 und 9 ermittelt und durch osmometrische Bestimmungen ergänzt.

Die Teilchengewichtsbestimmung unter pH 3 ist bei der gewählten Methodik nicht mehr möglich, da dann bereits so große Aggregate vorliegen, daß sie im Schwerfeld der Ultrazentrifuge oder längerem Stehen sedimentieren und nicht vermessen werden können. Bei pH-Werten über 9 liegen Huminsäuren schon zum großen Teil molekulardispers gelöst vor, wodurch die Bestimmung der Sedimentationskonstanten behindert wird.

Ergebnisse

- Das mittlere Teilchengewicht (\overline{M}_w) der untersuchten Torfhuminsäuren nimmt in wässriger Lösung mit abnehmender H^+ -Ionenkonzentration im Bereich von pH 3,5 bis 8,5 von 5000 auf 2500 Dalton ab (Abb.1), wobei die bei niedrigeren pH-Werten vorliegenden größeren Teilchen offenbar desaggregieren, und zwar reversibel.
- Das \overline{M}_w der Braunkohlehuminsäuren verändert sich in ähnlicher Weise wie bei Torfhuminsäuren, aber quantitativ unterschiedlich (Abb.2). Im pH-Bereich von 4,0 bis 8,5 sinkt es von 2900 auf

2000 Dalton. Es ergibt sich hier ebenso eine lineare Funktion von Teilchengewicht und pH-Wert, die - wie andere Untersuchungen zeigen - für verschiedene Braunkohlehuminsäuren unterschiedlich ist.

- Der Zusammenhang zwischen Teilchengewicht und pH-Wert ist bei den Kompost- und Synthesehuminsäuren anders als bei Torf- und Braunkohlehuminsäuren (Abb. 3 und 4). Bei niedrigen pH-Werten sind die einzelnen Komponenten zunächst mehr oder weniger aggregiert. Bei abnehmender H^+ -Ionenkonzentration setzt infolge Lösung zwischenmolekularer Bindungen ein Zerfall der Aggregate ein, der aber nur bis zu einem bestimmten pH-Wert (bei Kompost-Huminsäuren ca. 7,3 und ca. pH 6,0 bei Modell-Huminsäuren aus Hydrochinon) anhält. Mit steigenden pH-Werten setzt dann wieder eine Aggregation ein.

Bei niedrigen pH-Werten sind hier zunächst undissoziierte Huminsäuremoleküle offenbar über zwischenmolekulare Bindungen miteinander verknüpft, die bei abnehmendem pH-Wert langsam aufspalten. Dabei gewinnen die aromatischen hydrophoben Bereiche der Humationen an Bedeutung, der lipophile Charakter nimmt zu. Hierdurch wird in wässriger Lösung die Aggregation von Molekülen begünstigt. Dieses wird insbesondere bei den Modellhuminsäuren (ohne N-Gehalt, aber mit einem großen Anteil an aromatischen Strukturen in den Molekülen) deutlich und drückt sich in einem wesentlich steileren Kurvenverlauf als bei Kompost-Huminsäuren aus. Bei letzteren, wo durch die mikrobielle Tätigkeit während der Kompostierung und "Reifung" hydrophile Seitenketten der Moleküle von Huminsäurekomponenten eliminiert werden können, lassen sich analoge Überlegungen anstellen. Zur endgültigen Klärung dieser Phänomene sind jedoch weitere Untersuchungen erforderlich, wobei auch mögliche zwischenmolekulare Bindungen differenziert zu bestimmen sind.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Wechselwirkung der einzelnen Huminsäurepartikel miteinander und die Bildung von Molekülaggregaten nach Art und Größe bei unterschiedlichen pH-Werten recht unterschiedlich sein kann. Dabei lassen sich vorerst zwei Klassen von Huminsäuren unterscheiden, die innerhalb ihrer Klasse noch graduelle Unterschiede aufweisen können, und zwar

1. Huminsäuren, deren Teilchengewichte mit zunehmenden pH-Werten

abnehmen, und

2. Huminsäuren, die im neutralen Bereich nahezu molekulardispers in ihrer Lösung verteilt sind, deren Teilchengewicht hier also relativ klein ist, während es sowohl mit zunehmenden als auch mit abnehmenden pH-Werten zunimmt.

Eine dritte Klasse von Huminsäuren, deren Teilchengewicht vom pH-Wert unabhängig ist, konnte bei den untersuchten Präparaten bislang nicht gefunden werden.

Gefördert mit Mitteln des Landes Niedersachsen

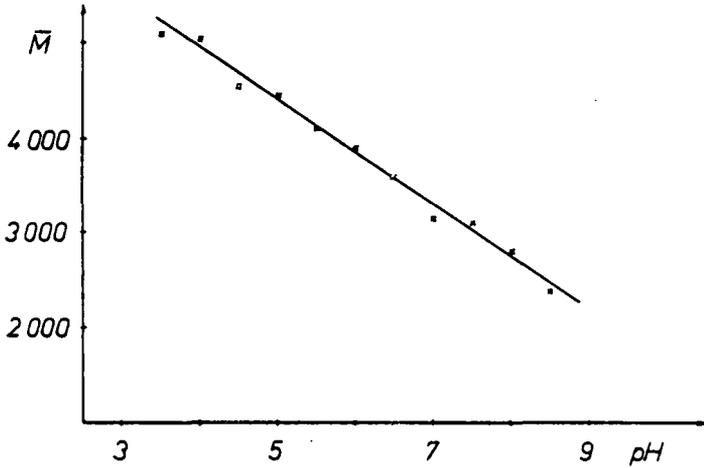


Abb. 1. Die Änderung des mittleren Teilchengewichts einer Schwarztorfhuminsäurenfraktion in wässriger Lösung (100 mg/100ml) bei steigenden pH-Werten. $t = 20^{\circ}\text{C}$.

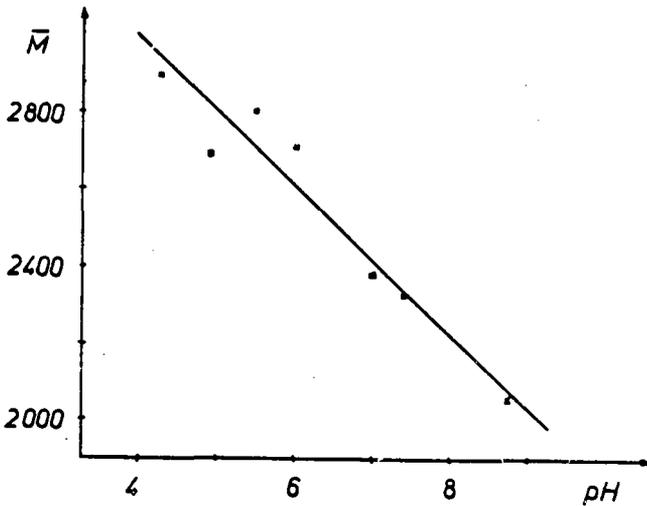


Abb. 2. Die Änderung des mittleren Teilchengewichts einer Braunkohlehuminsäurenfraktion in wässriger Lösung (100 mg/100 ml) bei steigenden pH-Werten. $t = 20^{\circ}\text{C}$.

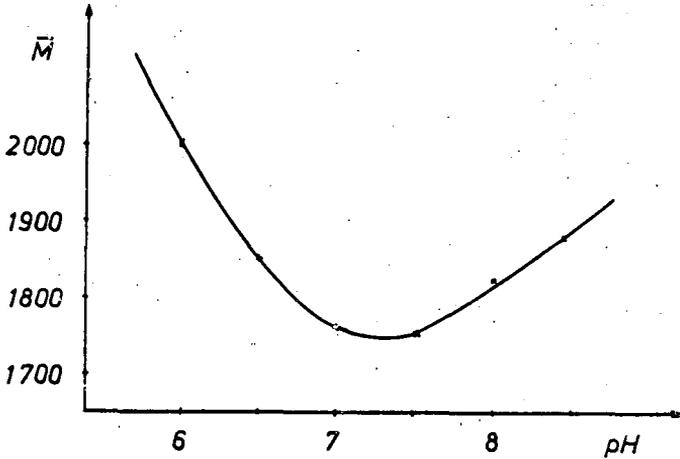


Abb. 3. Die Änderung des mittleren Teilchengewichts einer Huminsäurefraktion aus Müll-Klärschlammkompost (100 mg/100 ml) bei steigenden pH-Werten in wässriger Lösung. $t = 20^\circ\text{C}$.

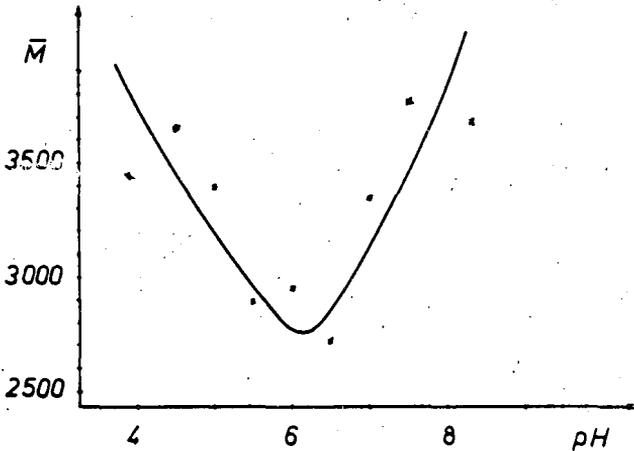


Abb. 4. Die Änderung des mittleren Teilchengewichts einer synthetischen Modell-Huminsäurefraktion aus Hydrochinon in wässriger Lösung bei steigenden pH-Werten. $t = 20^\circ\text{C}$.

Langfristige Trendanalyse von Schwermetallgehalt und
Verfügbarkeit bei zunehmender Belastung des Bodens

von

Schmitt, H.W. und H. Sticher ⁺

1. Einleitung

Seit dem Jahr 1981 sind sowohl in der Schweiz wie auch in der BRD Verordnungen über den Schwermetallgehalt in Klärschlämmen in Kraft gesetzt worden.

Das Ziel dieser Arbeit ist es, zu untersuchen, wie das Zusammenwirken verschiedener Schwermetalle die Adsorptionsfähigkeit des Bodens beeinflusst. Speziell interessiert die Frage, wie die Konkurrenz verschiedener Metalle sich langfristig auf ihre Verfügbarkeit im Boden auswirkt.

2. Experimentelles

Alle Experimente wurden mit einer stark sauren Parabraunerde (Standort: Buchberg, Gemeinde Marthalen ZH) durchgeführt, die schon eingehend untersucht und beschrieben worden ist (RICHARD et al). Aus drei Tiefen wurden Bodenproben entnommen, deren wichtigste Kenndaten in der folgenden Tabelle 1 zusammengefasst sind:

Tabelle 1

	<u>Horizont 1</u>	<u>Horizont 2</u>	<u>Horizont 3</u>
pedolog. Charakt.	A _n 13	(E)B	B _v t ₁₀₀
Entnahmetiefe (cm)	3 - 13	30 - 40	80 - 100
pH (CaCl ₂)	5.5	4.1	4.2
KAK (meq/100 g)	11.1	5.8	10.3
%C	1.7	1.3	0.3

Die Adsorptionsexperimente wurden bei Raumtemperatur ausgeführt. Die Zeitdauer für das Erreichen des Gleichgewichtes war vorgängig mit Kinetikexperimenten abgeklärt worden und betrug 10 Stunden.

3 g Boden wurde mit 30 ml Lösung equilibriert. Die Startkonzentration wurde auf jeweils 2, 10, 50, 200, 1000, 2500 μ M eingestellt. Die folgenden Metalle und ihre Kombinationen wurden untersucht (alle Metalle lagen als Nitrate vor):

Blei

Cadmium

Blei : Cadmium = 29 : 1

Blei : Cadmium = 5 : 1

Das (molare) 29:1 Verhältnis entspricht der deutschen Klärschlammverordnung.

Die Metallkonzentrationen wurden sowohl mit Atomabsorption (Flamme oder Graphitrohr) als auch mit ICP-Plasmaspektrometrie bestimmt.

*) Labor für Bodenkunde, Institut für Lebensmittelwissenschaften
ETH Zentrum, CH-8092 Zürich

3. Resultate

In den Figuren 1 und 2 sind die Langmuir-Kurven für Blei (allein) resp. Cadmium (allein) für alle drei Horizonte dargestellt. Die Ausgleichsfunktionen wurden für ein "two adsorption site"-Modell mit speziellen Regressionsmethoden bestimmt und sind ebenfalls in den Figuren eingezeichnet.

Figur 3 zeigt die Cadmium Adsorption des ersten Horizontes in Abhängigkeit des Bleiverhältnisses. Interessant ist ein Vergleich der Konzentration bei Adsorptionssättigung:

Cadmium allein	5.25 mg/g
Cd (Pb:Cd = 5:1)	0.39 mg/g
Cd (Pb:Cd = 29:1)	0.08 mg/g

Der stark dominierende Effekt des Bleis über das Cadmium lässt sich auch aus der folgenden Tabelle 2 ersehen, die die Adsorptionsverhältnisse im Gleichgewicht mit der Startkonzentration in Beziehung bringt. Es fällt auf, dass mit erhöhtem Gesamtangebot, trotz gleicher molarer Verhältnisse, immer mehr Blei adsorbiert wird.

Tabelle 2

	<u>Horizont 1</u>	<u>Horizont 2</u>	<u>Horizont 3</u>
<u>Pb:Cd = 5:1</u>			
0.05 mM	5.07	5.8	5.1
0.2 mM	5.10	6.8	5.2
1.0 mM	5.37	21.8	7.2
2.5 mM	7.30	28.5	10.2
<u>Pb:Cd = 29:1</u>			
0.05 mM	29.1	31.4	29.3
0.2 mM	29.6	37.8	29.5
1.0 mM	30.3	270	41.6
2.5 mM	46.6	2000	65.6

4. Modell zur Trendanalyse

Das Modell betrachtet einen dm^3 Boden (Horizont 1), der mit der jährlich erlaubten Menge Klärschlamm gedüngt wird. Es wird angenommen, dass die darin enthaltenen Metalle (nur Blei und Cadmium werden hier berücksichtigt) sich im Wasser lösen, das in diesem dm^3 Boden vorhanden ist. Vereinfachend wird nur das Wasser der Saugspannklassen 1 - 3 berücksichtigt. In dieser ersten Phase equilibriert sich der Boden mit den Metallen; der Anteil der nicht adsorbierten Metalle wird dem Modell entzogen. In einer zweiten Phase wird die gesamte jährliche Niederschlagsmenge einbezogen. Die schon adsorbierte Metallmenge kann sich mit dieser Wassermenge equilibrieren; die gelösten Anteile werden dem Modell jedoch wieder entzogen. Die nun noch verbleibende adsorbierte Menge bildet die Startkonzentration, wenn im folgenden Jahr erneut mit Klärschlamm gedüngt wird.

Zusammenfassend gilt also, dass der gewählte dm^3 Boden als Reaktor betrachtet wird, in dem zuerst mit dem vorhandenen Wasser dann mit dem jährlichen Niederschlag, Gleichgewichtsadsorptionen erfolgen.

Das Modell wird auf 100 Jahre hochgerechnet.

5. Diskussion des Modells

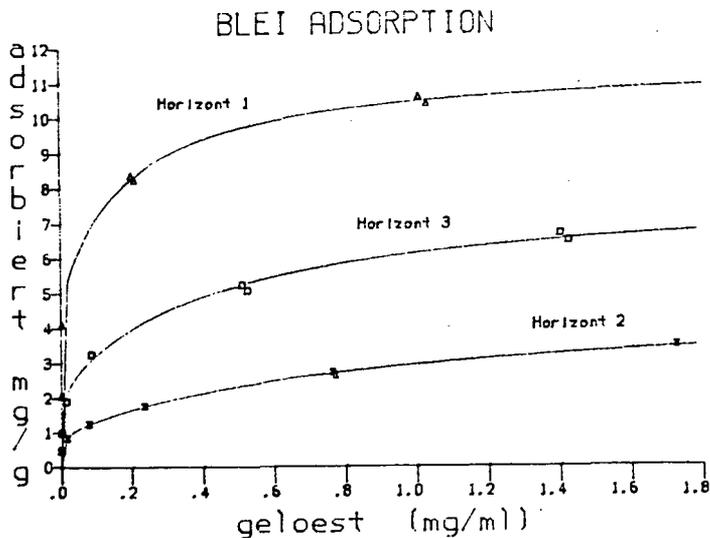
Die Figur 4 stellt dar, wie der adsorbierte Anteil des Cadmiums in Abhängigkeit des Bleiverhältnisses ansteigt und früher oder später das Sättigungsplateau erreicht. Dies erfolgt für die im Klärschlamm gegebenen Verhältnisse nach ca. 45 Jahren. Die ebenfalls gerechnete Bleikurve (hier nicht gezeigt) verläuft im selben Zeitraum praktisch linear; beinahe alles angebotene Blei wird adsorbiert.

In Figur 5 sieht man, wie die gelöst bleibenden Anteile des Cadmiums in Abhängigkeit der Bleikonzentration zunehmen. Für die Klärschlammverhältnisse gilt, dass nach ca. 45 Jahren der Boden kein weiteres Cadmium mehr zu adsorbieren vermag. Die dann pro Jahr auf 100 cm^2 Boden gegebene Menge Cadmium ($75 \mu\text{g}$) bleibt in diesem betrachteten Volumenteil verfügbar. Das bedeutet, dass das Cadmium entweder in den biologischen Kreislauf geschleust oder aber in tiefere Schichten, letztlich ins Grundwasser, verlagert werden kann.

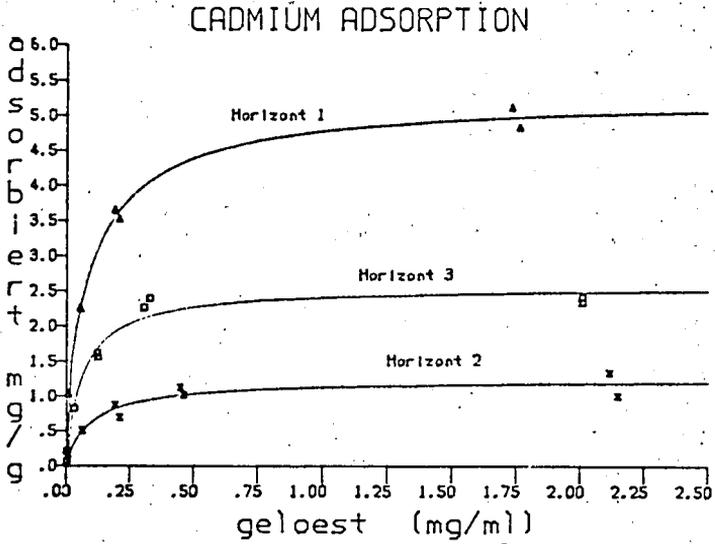
Da im Klärschlamm noch andere Schwermetalle vorhanden sind, die stärker als Cadmium adsorbiert werden, wird die rasche Verfügbarkeit dieses Metalles noch problematischer.

Literatur

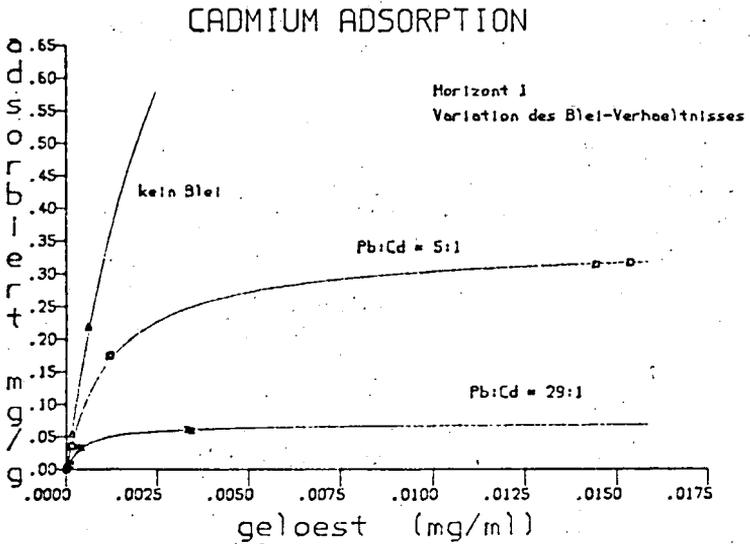
RICHARD F., LUESCHER P., STROBELT.: Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz. Band 1, Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf



Figur 1

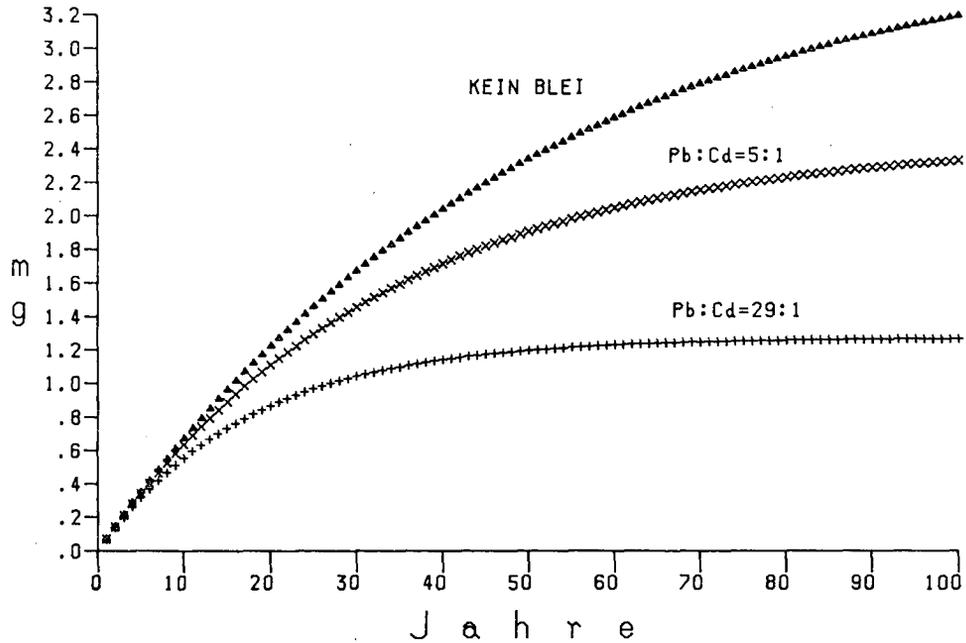


Figur 2



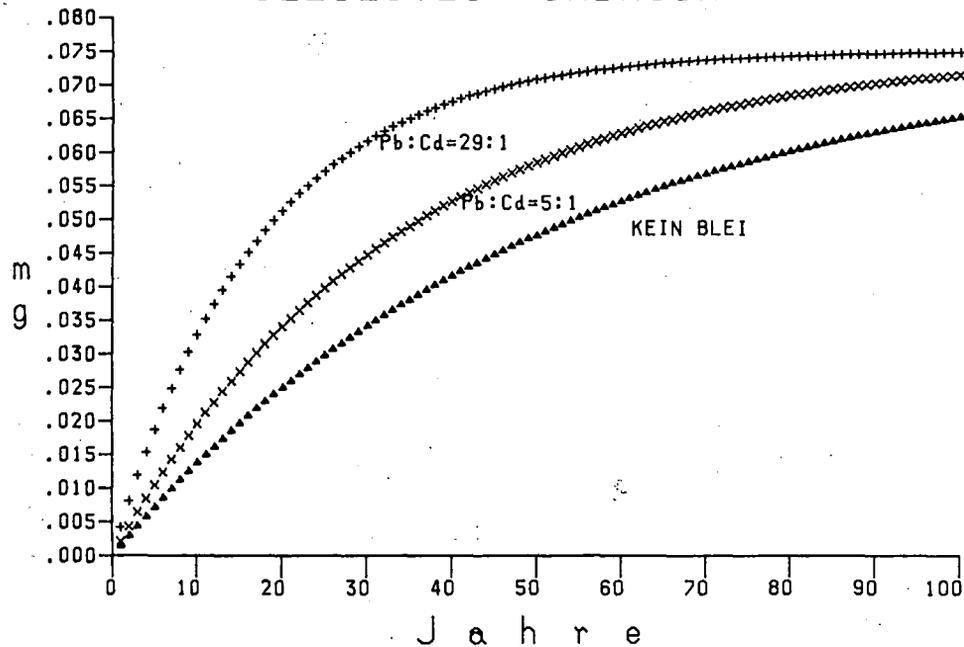
Figur 3

ADSORBIERTES CADMIUM



Figur 4

GELOESTES CADMIUM



Figur 5

Ionenaustausch an Torf in den Systemen H-Ca-Pb und H-Ca-Zn

von

Sticher, H. ⁺ und J. Boehringer

1. Einleitung

In humosen Böden werden Schwermetalle vorzugsweise an die organische Substanz gebunden. Die Bindung wird üblicherweise als Komplexbindung angesehen. Die Selektivität wird daher meist in Form einer konditionalen Komplexbildungskonstanten angegeben, welche fast gezwungenermassen an extrahierten Humin- und Fulvosäuren in Lösung bestimmt wird. Im Boden geschieht die Adsorption jedoch zum überwiegenden Teil an die feste Phase, und zwar an Bindungsstellen, welche bereits durch andere Kationen besetzt sind. Wegen der hohen Calciumsättigung der meisten Böden liegt es somit nahe, die Schwermetalladsorption als Ionenaustausch Schwermetall-Calcium anzusehen. Die starke pH-Abhängigkeit des Kationenaustausches drängt ausserdem den Einbezug des Hydroniumions als dritten Konkurrenten um die Austauschplätze auf.

Ausgehend von diesen Ueberlegungen haben wir, in einem vereinfachten Modell, den Ionenaustausch in den Systemen H-Ca-Pb und H-Ca-Zn an Hochmoortorf untersucht. Ziel der Arbeit war es, die Selektivität der Schwermetalle gegenüber Calcium über einen weiten pH- und Konzentrationsbereich zu bestimmen. Torf wurde als Modells substanz gewählt, weil er in seiner Struktur und Beschaffenheit der festen organischen Substanz des Bodens weit besser entspricht als extrahierte Huminsäure, deren ursprüngliche Struktur durch die Extraktions- und Reinigungsverfahren weitgehend verändert wird.

2. Experimentelles

Stark humifizierter Torf aus dem Hochmoor von Schwantenu bei Einsiedeln (SZ) wurde in einer Zahnkolloidmühle homogenisiert, bis die Teilchengrösse unter $25 \mu\text{m}$ lag. Die Suspension wurde mehrmals mit 1 M HCl gewaschen und bis zur weiteren Verwendung als Suspension bei 4°C gelagert. Der Trockengehalt der Suspension betrug $44,6 \text{ g/Liter}$, der Aschegehalt des säurebehandelten Torfes $9,5 \text{ g/kg TS}$.

Die Austauschisothermen (25°C) wurden bei konstantem pH (pH 3, 4, 5 und 6) und Elektrolytkonzentrationen von 0,1, 0,02 und 0,005 Val/Liter gemessen. Der pH wurde nach der Zugabe der Austauschlösungen mit festem Calciumhydroxid eingestellt und während der Aequilibrierung mit einem pH-Stat stabilisiert. Darauf wurde sowohl im Torf als auch in der Lösung der Ca- und der Pb- bzw. der Zn-Gehalt mit Atomabsorption bestimmt. Einzelne Austauschexperimente mit sehr niedrigen Bleikonzentrationen wurden mit ^{203}Pb als Tracer im Hotlabor des Eidg. Instituts für Reaktorforschung (EIR) in Würenlingen durchgeführt.

*) Labor für Bodenkunde, Institut für Lebensmittelwissenschaft
ETH Zentrum, CH-8092 Zürich

3. Resultate

Die experimentell bestimmten Werte, nämlich:

pH

\bar{M} , \bar{Ca} (adsorbierte Metallionen, Val/kg)

M, Ca (Metallionen in Lösung, Val/Liter)

erlauben die Konstruktion zweier Kurven, welche das tricationische System beschreiben:

a) Austauschisothermen $\bar{X}_M = f(X_M)$ mit pH und C_t als Kurvenparameter.

Darin sind:

$$\bar{X}_M = \frac{(\bar{M})}{(\bar{M}) + (\bar{Ca})} = \frac{(\bar{M})}{\bar{C}}$$

$$X_M = \frac{(M)}{(M) + (Ca)} = \frac{(M)}{C_t}$$

b) Die Variation von \bar{C} als Funktion von \bar{X}_M .

In den Figuren 1 bis 3 sind drei charakteristische Isothermenpaare dargestellt. Die Kurven erlauben zunächst folgende qualitative qualitativen Aussagen:

1. Mit zunehmendem pH steigt die Selektivität der Schwermetalle gegenüber Calcium an.
2. Die Selektivität ist umso grösser, je tiefer die Elektrolytkonzentration ist.
3. Blei wird bedeutend stärker bevorzugt als Zink.

In den Figuren 5 und 6 ist die Abhängigkeit von \bar{C} als Funktion der Schwermetallbelegung für $C_t = 0,02$ Val/Liter dargestellt. Mit zunehmender Schwermetallbelegung steigt \bar{C} bei gegebenem pH an, und zwar umso stärker, je näher \bar{X}_M gegen 1 geht. Da die Anzahl der potentiellen Austauschstellen konstant ist, nimmt trotz konstantem pH der Gleichgewichtslösung bei steigender Schwermetallbelegung der Anteil der adsorbierten Protonen ab. Die Schwermetalle vermögen also noch Protonen auszutauschen, welche für Calcium unzugänglich sind. Diese Tendenz ist beim Blei bedeutend stärker ausgeprägt als beim Zink.

Die Bevorzugung der Schwermetalle gegenüber dem Calcium kann durch den Selektivitätskoeffizienten K_{Ca}^M ausgedrückt werden. Dieser ist gegeben mit:

$$\frac{\bar{X}_M}{1 - \bar{X}_M} = K_{Ca}^M \cdot \frac{X_M}{1 - X_M}$$

Er kann, für konstanten pH und konstante Ionenstärke, direkt aus den Analysenergebnissen berechnet werden. Die entsprechenden Kurven für $C_t = 0,005$ Val/Liter sind in der Figur 7 dargestellt. Bei dieser Darstellung sind aber sowohl \bar{H} als auch \bar{C} variabel. Um den Selektivitätskoeffizienten K_{Ca}^M für konstantes \bar{C} und \bar{H} (d.h. konstante "Basensättigung") zu erhalten, müssen die notwendigen Isothermen mit den mit den Wertepaaren $(\bar{X}_M, X_M)_{\bar{C}, C_t}$ aus den experimentell ermittelten Isothermen mit den Wertepaaren $(\bar{X}_M, X_M)_{C_t, pH}$ berechnet werden. Die Umrechnungsmethode, die auf ANDRÉ (1977) zurückgeht, ist bei BOEHRINGER (1980) im Detail beschrieben. Die Resultate für $C_t = 0,005$ Val/Liter sind in der Figur 8 für ausgewählte \bar{C} -Werte dargestellt.

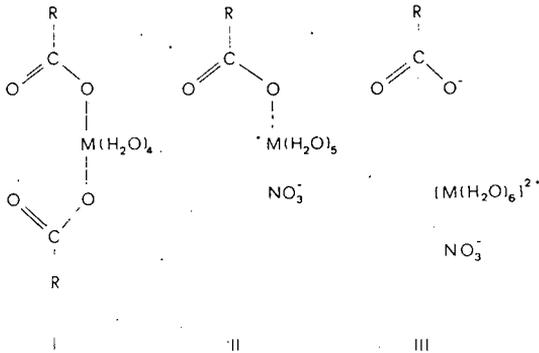
Die Kurven für Zink entsprechen weitgehend einem einfachen Ionenaustausch mit verschiedenen selektiven Tauschstellen. Der Austausch Blei-Calcium ist dagegen komplexer. Neben der möglichen Adsorption von Hydrolyseprodukten ($PbOH^+$, $Pb_2(OH)_3^+$) bei geringer Bleikonzentration und höheren pH-Werten scheinen spezifische Bindungsformen für Blei mit im Spiel zu sein.

Leider lässt sich die Bindungsart von Blei und Zink nicht direkt untersuchen. Man ist bei der Interpretation auf ESR-Messungen an Cu- und Mn-dotierten Torfen angewiesen. Darnach erfolgt bei der Cu-Adsorption durch Ligandenaustausch auf der z-Achse des Ligandenfeldes (Jahn-Teller-Distortion) eine unmittelbare Bindung von ein, ev. zwei Carboxylatgruppen an das Metall (Bindungsformen I und II)*. Mangan dagegen wird als Hexaquo-komplex elektrostatisch an die Carboxylatgruppen gebunden (BLOOM et al., 1979). Entsprechend den vergleichbaren Selektivitätskoeffizienten sowie den nahezu gleichen Komplexbildungskonstanten mit dem Acetat (BERGUM et al., 1957) dürfte Blei ähnlich wie Kupfer durch Ligandenaustausch direkt an die Carboxylatgruppen gebunden

*) Für die Aufnahme und die Interpretation der ESR-Spektren danken wir Herrn E. Jörin, Labor für physikalische Chemie der ETH herzlich.

werden. Zink (wie auch die übrigen d-Metalle der 4. Periode) dürfte vorwiegend wie Mangan reagieren, mit nur geringem Anteil der Bindungsform II.

Schema 1: Mögliche Bindungsformen von Schwermetallen an die Carboxylatgruppen von Torf.



Literatur

- ANDRÉ, J.P. and PIJAROWSKI, L. (1977). J. Soil Sci. 28, 573 - 584.
- BJERRUM, J., SCHWARZENBACH, G. and SILLEN, L.G. (1957): Stability constants. Chem. Soc. London, Special Publ. No. 6.
- BLOOM, P.R. and McBRIDE, M.B. (1979). Soil Sci. Soc. Am. J. 43, 687-692.
- BOEHRINGER, J.M. (1980). Dissertation No. 6700 ETH Zürich. 131 pp.

Legende zu den Figuren 1 bis 6 auf der folgenden Seite

- Fig. 1: Austauschisothermen Pb-Ca. Einfluss des pH-Wertes.
 $C_t = 0,02$ Val/Liter.
- Fig. 2: Austauschisothermen Pb-Ca. Einfluss von C_t . pH = 5.
- Fig. 3: Austauschisothermen Pb-Ca und Zn-Ca. pH = 5 und $C_t = 0,02$ Val/Liter.
- Fig. 4: Austauschisotherme Pb-Ca im untersten Konzentrationsbereich. pH = 6, $C_t = 0,005$ Val/Liter. Pb-Analysen mit ^{203}Pb als Tracer.
- Fig. 5: Abhängigkeit der Basensättigung \bar{C} von der Bleibelegung \bar{X}_{Pb} am Torf bei verschiedenen pH-Werten.
- Fig. 6: Abhängigkeit der Basensättigung \bar{C} von der Zinkbelegung \bar{X}_{Zn} am Torf bei verschiedenen pH-Werten.

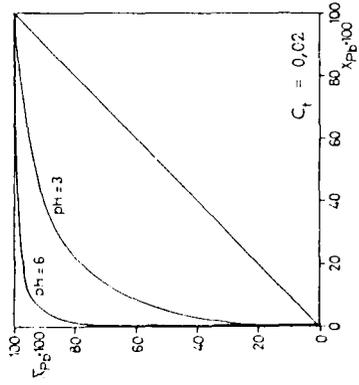


Fig. 1

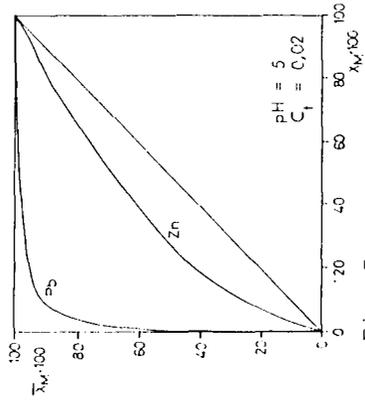


Fig. 3

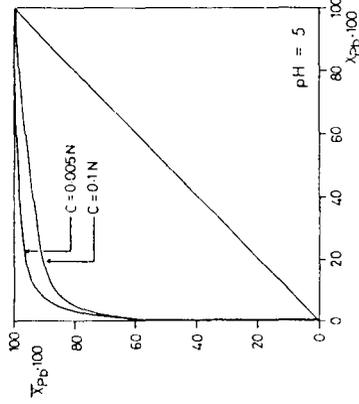


Fig. 2

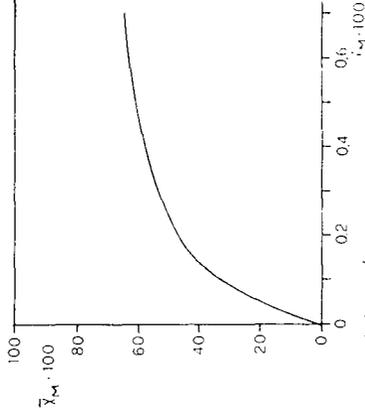


Fig. 4

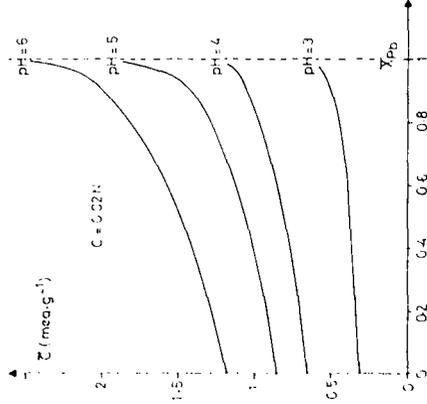


Fig. 5

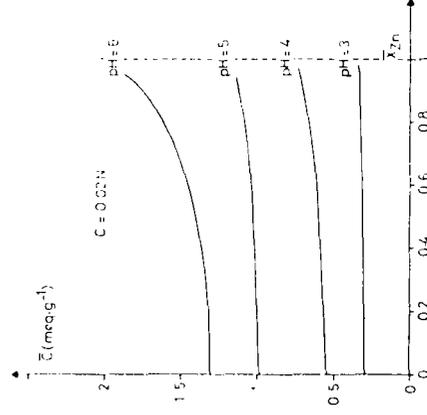


Fig. 6

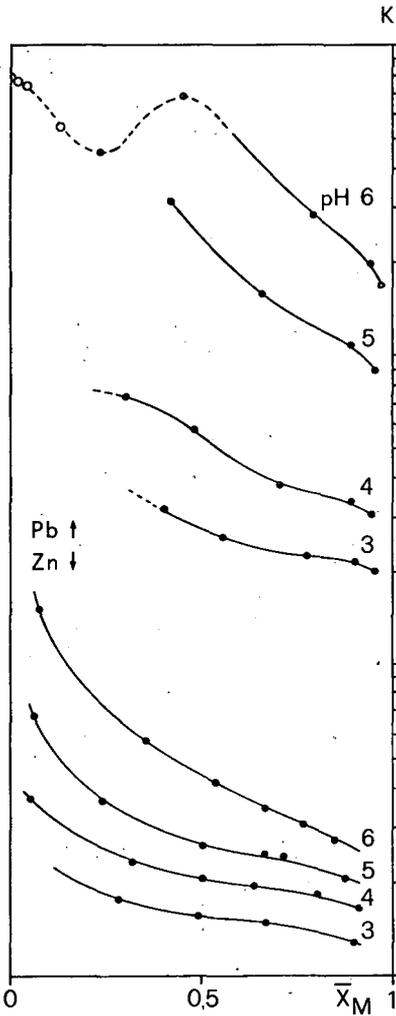


Fig. 7: Selektivitätskoeffizient K als Funktion der Schwermetallbelegung \bar{X}_M am Torf.
 $C_t = 0,005$ Val/Liter
Konstanter pH

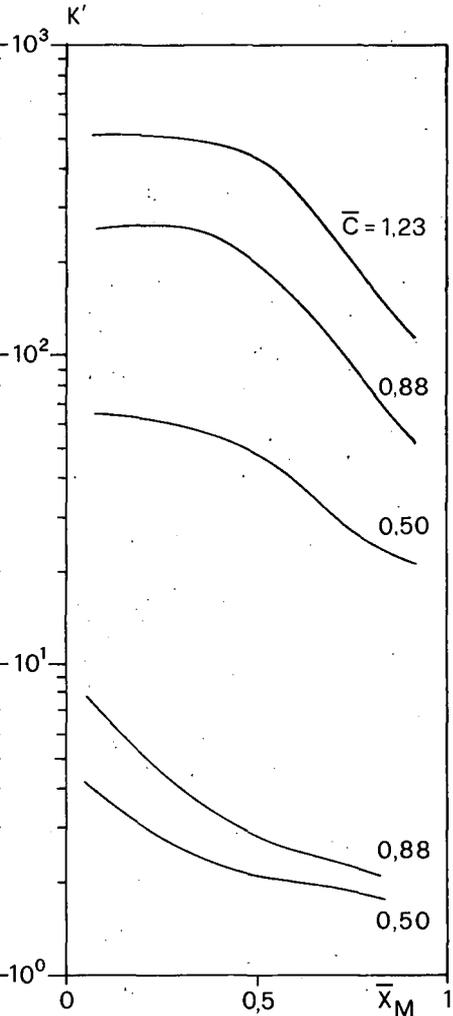


Fig. 8: Selektivitätskoeffizient K' als Funktion der Schwermetallbelegung \bar{X}_M am Torf.
 $C_t = 0,005$ Val/Liter
Konstante Basensättigung \bar{C}

Chemische Bindung zwischen Lignin und Arginin

von

Weichelt, Th. ¹⁾ und M. Ferogh

Einleitung: Lignine fallen, selbst bei Abfuhr des Strohes, durch die restlichen Ernterückstände aller Halmfrüchte in großen Mengen an. Zudem sind sie im Boden langsam abbaubar, zumindest im unveränderten Zustand nicht wasserlöslich und deshalb im Bodenprofil nur schwer beweglich. Andererseits reagieren die Lignine mit einer Fülle von Stoffgruppen.

Für Aminosäuren und Harnstoffderivate stellen Lignine eine geeignete Matrix dar. Durch Bindung werden die N-haltigen Stoffe vor ihrer Auswaschung bewahrt und dennoch nach und nach konform mit den Wachstumsbedingungen für Kulturpflanzen und Mikroorganismen durch Abbau der Lignine wieder freigesetzt.

Die vorliegende Arbeit zeigt Nachweise für eine Reaktion bzw. chemische Bindung zwischen Lignin und Arginin auf.

Material und Methoden: Das zur Untersuchung verwendete Lignin wurde nach Pepper et al. (1959) aus *Triticum aestivum* isoliert. L(+)Arginin ist p.A. eingesetzt worden. - Die Reaktion zwischen Lignin (20 mg) und Arginin (5 mg) erfolgte in (15 ml) dest. H₂O. Alternativ wurde SiO₂, CuO (jeweils 5 mg) oder 1 ml 35%ige H₂O₂ zugegeben. Nach zweitägiger Reaktionszeit wurde das Reaktionsprodukt durch Zentrifugieren, Waschen und Trocknen (< 50°C) gewonnen. - Zur Messung der Sauerstoffabsorption wurde eine WARBURG-Apparatur mit 14 Versuchgefäßen, bei 50°C und einer Schüttelfrequenz von ~70 min⁻¹, benutzt. Pro Gefäß kamen 20 mg Lignin und 5 mg Arginin, allein oder gemischt, mit oder ohne CuO (5 mg). - Der Gehalt an Stickstoff ist mit dem Gerät CARLO-MILANO gaschromatographisch bestimmt worden.

¹⁾ Abt. Chemie und Biochemie im System Boden

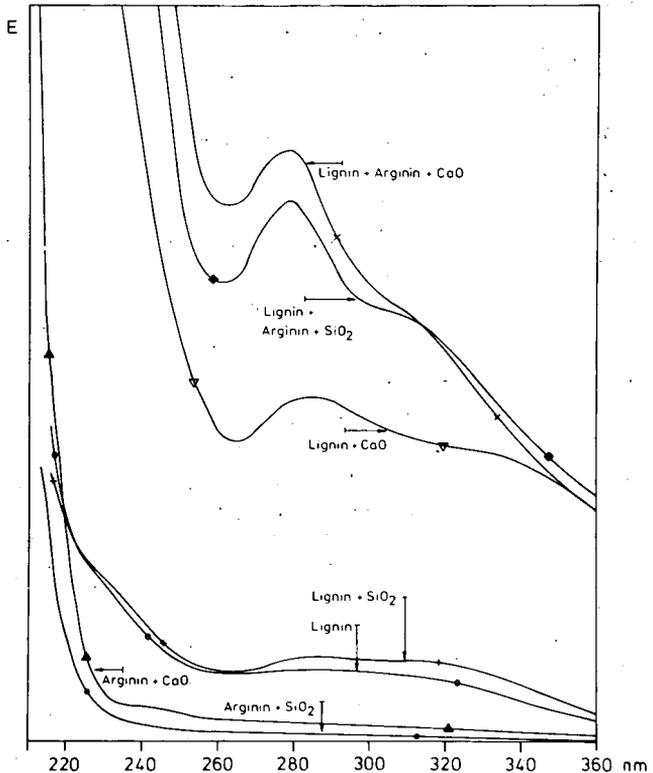
- Lehrgebiet Chemie -

Institut für Bodenwissenschaften der Georg-August-Universität
Von-Siebold-Str. 2, D-3400 Göttingen

Bei sämtlichen Untersuchungen wurden sowohl alle Einzelkomponenten (-stoffe) als auch die möglichen Mischungen daraus unter jeweils gleichen Bedingungen analysiert. Der Effekt der Reaktion war (am deutlichsten) aus der Differenz zwischen der Gesamt-Reaktionsmischung und der Summe der getrennt gemessenen Einzelkomponenten zu entnehmen.

Ergebnisse: Bereits die Absorptionsspektren im ultravioletten Bereich lassen eine Reaktion zwischen Lignin und dem Arginin erkennen (Abb. 1). Die Banden um 280 nm haben ihre Ursache in sauerstoffs-substituierten Benzolkernen (des Lignins). Für die Absorption zwischen 310 - 330 nm kommen sowohl Veränderungen an Phenylcumaran- bzw. Phenylcumaron-systemen (310 nm), Estergruppen zwischen Lignin und p-Cumar- oder Ferulasäure (315 nm) sowie Guaiacyl- und Syringylaceton-Strukturen (320 nm) als auch nicht-ionisierte Stilbeneinheiten (330 nm) in Frage. In erster Linie galt es jedoch mit der UV-Spektroskopie chemische Wechselbeziehungen zwischen Lignin und Arginin überhaupt aufzuzeigen.

Abb. 1 UV-Spektren zum Nachweis von chemischen Reaktionen zwischen Lignin und Arginin



Genauere Auskunft über die strukturellen Veränderungen des Lignins nach Reaktion mit Arginin konnten durch IR-Spektroskopie (Abb. 2) erhalten werden. So haben die carbonylhaltigen Strukturen wie Keto-, Aldehyd- und evtl. Carboxylgruppen sowie (falls vorhanden) Lacton- und Estergruppierungen bei dem Reaktionsprodukt abgenommen. Die Bande um $1720-05\text{ cm}^{-1}$ ist auf nicht mit dem aromatischen Systemen des Lignins konjugierte Carbonylgruppen zurückzuführen, während die Bande bei $1660-50\text{ cm}^{-1}$ auf sogen. konjugierte Carbonylgruppen (Mesomerie über die Doppelbindungen der aliphatischen Seitenketten) beruht. Wo CaO bei der Reaktion gegenwärtig war, läßt sich aufgrund der zusätzlichen Oxidationsprozesse, die die Carbonylfrequenzen beeinflussen, keine genaue Aussage über den Reaktionsablauf treffen.

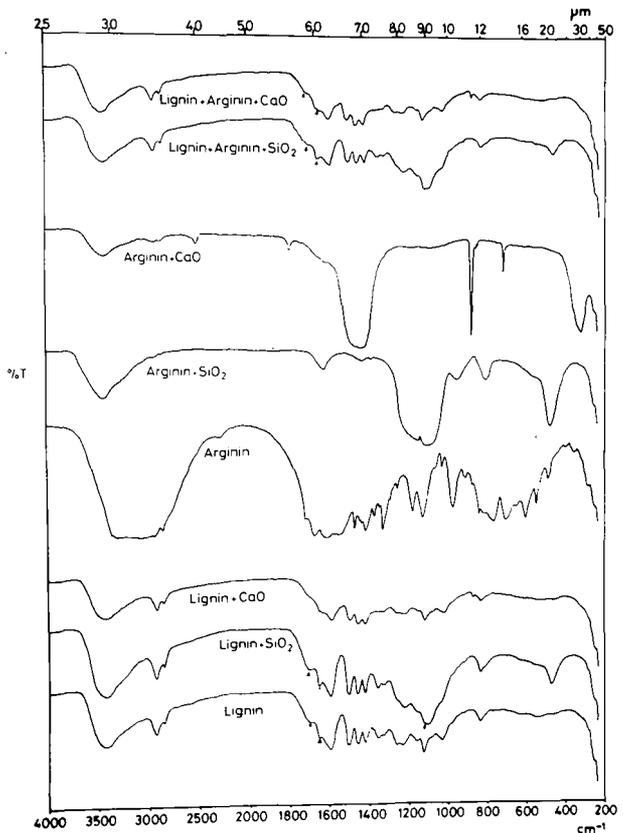


Abb. 2 IR-Spektren zur Strukturaufklärung des Reaktionsproduktes aus Lignin und Arginin

Einen ebenfalls klaren Beweis, daß Lignin mit Arginin reagiert, konnte durch Messung der Sauerstoffabsorption gewonnen werden. Die Reaktion, wie in Abb. 3 aufgezeigt, geht vor allem aus der Differenz der O_2 -Auf-

nahe zwischen der Summe der getrennt gemessenen Einzelkomponenten und dem Reaktionsgemisch aus Lignin, Arginin und CaO hervor. Die Abnahme der Sauerstoffabsorption beruht auf Bindung des Arginins mit endständigen Carbonylgruppen des Lignins, die sonst in Gegenwart des Calciumoxids weiteroxidieren würden.

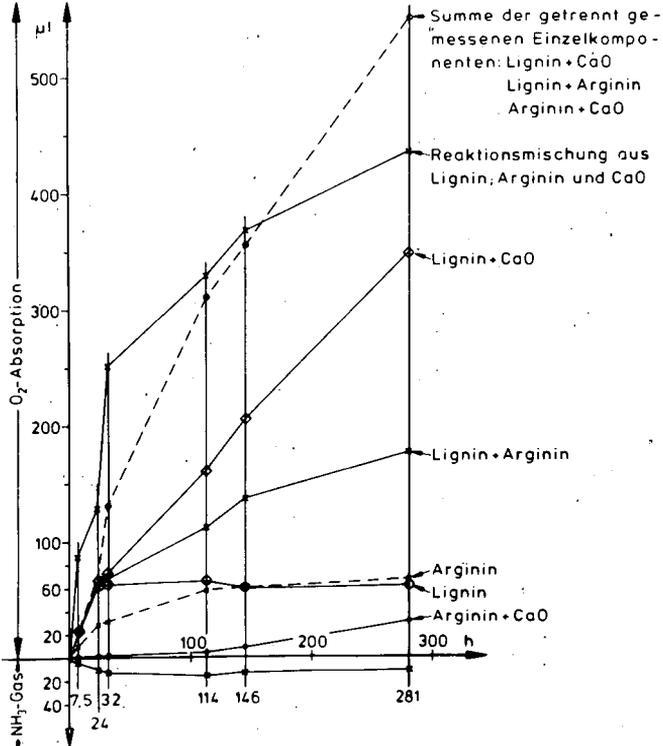


Abb. 7 Sauerstoff-Absorption in einer WAREBURG-Apparatur zwecks Nachweis der Reaktion zwischen Lignin und Arginin

Ein weiterer Beleg für eine Reaktion zwischen Lignin und Arginin ist zweifellos schon, daß die pH-Werte der Reaktions-Lösungen aus Lignin und Arginin (nach Entfernung der Reaktionsprodukte) höher lagen als bei den Einzelstoffen (Tab. 1).

Tab. 1 pH-Werte (Glaselektrode)

Proben	pH	Proben	pH
Lignin (=Lig.)	6,13	Lig. + CaO	7,13
Arginin	7,77	Arginin + CaO	7,89
Lig. + SiO ₂	5,3	Lig. + Arginin + CaO	8,98
Arginin + SiO ₂	8,33		
Lig. + Arginin + SiO ₂	8,51		

Schließlich sind auch die N-Gehalte in Tab. 2 Beweise für die Umsetzung von Lignin mit Arginin, zumal das Reaktionsprodukt so gereinigt wurde, daß kein ungebundenes Arginin mehr vorhanden sein konnte.

Tab. 2 C- und N-Gehalte

Proben	% C	% N	C/N-Verhältnis
Lignin (=Lig.)	61	0,42	145,71
Lig. + Arginin + SiO ₂	52,16	1,58	33
Lig. + Arginin + CaO	52,16	1,02	51

Diskussion und Zusammenfassung: Sowohl durch Absorptionsspektroskopie im ultravioletten und infraroten Bereich als auch durch Messung der Sauerstoffaufnahme in einer WARBURG-Apparatur sowie durch Bestimmung der pH-Werte, der C- und vor allem der N-Gehalte konnten eindeutig Reaktionen und eine chemische Bindung zwischen Lignin und Arginin festgestellt werden.

Der N-Gehalt des neu entstandenen Reaktionsproduktes ist selbst, wenn die Versuchsergebnisse für den Boden nur als Orientierung angesehen werden, durchaus beachtenswert. Der gebundene Stickstoff könnte bei 15 dt Lignin/ha immerhin um 20 kg N/ha betragen.

Aus den vorliegenden Meßergebnissen sowie im Vergleich mit N-haltigen Stoffen (Weichelt, 1981, 1983; Weichelt und Khairy 1981), auch anderen Aminosäuren und Harnstoffderivaten läßt sich folgern, daß das Arginin mit Lignin vornehmlich über den Mechanismus der nucleophilen Addition reagiert.

Literatur:

Pepper, J.M.; P.E.T. Baylis and E. Adler (1959): The isolation and properties of lignins obtained by the acidolysis of spruce and aspen woods in dioxane-water-medium. Can. J. Chem., 37, 1241-48

Weichelt, Th. (1981): Reaktionsprodukt aus Stickstoff und Lignin sowie dessen oxidativer Abbau. Z. Acker- u. Pflanzenbau, 150, 480-488

Weichelt, Th. und Ah. Khairy (1981): Chemische Bindungen des Lignins mit Ammoniak und Aminen. Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd. 144, 101-111

Weichelt, Th. (1983): Chemische Untersuchungen an Verbindungen aus Lignin mit Cyanamid, Kalkstickstoff sowie Dicyandiamid. Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd. 146, 188-198

Wir danken Fräulein Ute Janus für ihre Mithilfe im Labor.

Die N- und C-Gehalte wurden von Herrn Dr. K-W. Becker bestimmt.

K O M M I S S I O N

III



Einfluß der Nährstoffversorgung auf Mikroflora, Eisenreduktion
und Redoxpotential in der Rhizosphäre von Reis (*Oryza sativa*, L.)

von

G. Benckiser¹⁾, J. C. G. Ottow²⁾, I. Watanabe und S. Santiago

Die Hypothese, daß ein multipler Nährstoffstress die Oxidationskraft einer Reis-pflanze herabsetzt sowie die Exsudation erhöht und damit via vermehrter mikrobieller Eisenreduktion Ursache der Eisenvergiftung sei (Benckiser et al., 1982; Ottow et al., 1982), wurde im Gewächshaus untersucht.

Verglichen wurde in Topfversuchen neben zwei Reissorten (IR 22, empfindlich gegenüber Eisenvergiftung, und IR 42, relativ tolerant) ein ungedüngter, Fe-toxischer Boden aus San Dionisio mit einer N-, P-, K-, Ca + Mg-gedüngten Variante (100 ppm N als Harnstoff, 50 ppm P als $(\text{NH}_4)\text{HPO}_4$, 100 ppm K als KCl, 50 ppm als CaCO_3 und 20 ppm Mg als MgCl_2) sowie mit einem fruchtbaren, aber ungedüngten Boden aus Maahas (Tab. 1).

Tab. 1: Physiko-chemische Eigenschaften der ausgewählten Böden*

Boden	pH (H_2O)	N_t (%)	P^{**} ppm	KAK	K ----- meq/100 g	Ca	Mg	Fe_t (%)	Mn_t ppm
SD***	4,7	0,16	7,2	8,8	0,07	2,2	0,8	2,0	50
M****	6,6	0,13	10	27,4	1,40	16,2	11,4	6,7	1980

* bestimmt nach den Methoden des International Rice Research Institute (IRRI, Benckiser et al., 1982)

** Extraktion mit 0,03 N NH_4F und 0,1 N HCl (verfügbares P) nach Bray

*** San Dionisio, schluffiger Lehm mit einem C/N von 8,9 (Panay, Philippinen)

**** Maahas Ton mit einem C/N von 11,2 (IRRI-Versuchsgut, Philippinen)

Die Dehydrogenaseaktivität (Maß für die mikrobielle Biomasse), die Eisen reduzierenden Bakterien (Gesamtkeimzahl und N_2 fixierende, Fe reduzierende Sporenbildner), die Fe(II) -Bildung und die pH- und Redoxkinetik in Abhängigkeit

1) Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft (FAL), Bundesallee 50, 3300 Braunschweig, Fed. Rep. Germany

2) Institut für Bodenkunde und Standortlehre, Universität Hohenheim, Emil-Wolff-Straße 27, 7000 Stuttgart 70, Fed. Rep. Germany

von der Düngung wurden in regelmäßigen Abständen in der Rhizosphäre von IR 22 und IR 42 verfolgt (Methoden s. Benckiser et al., 1983).

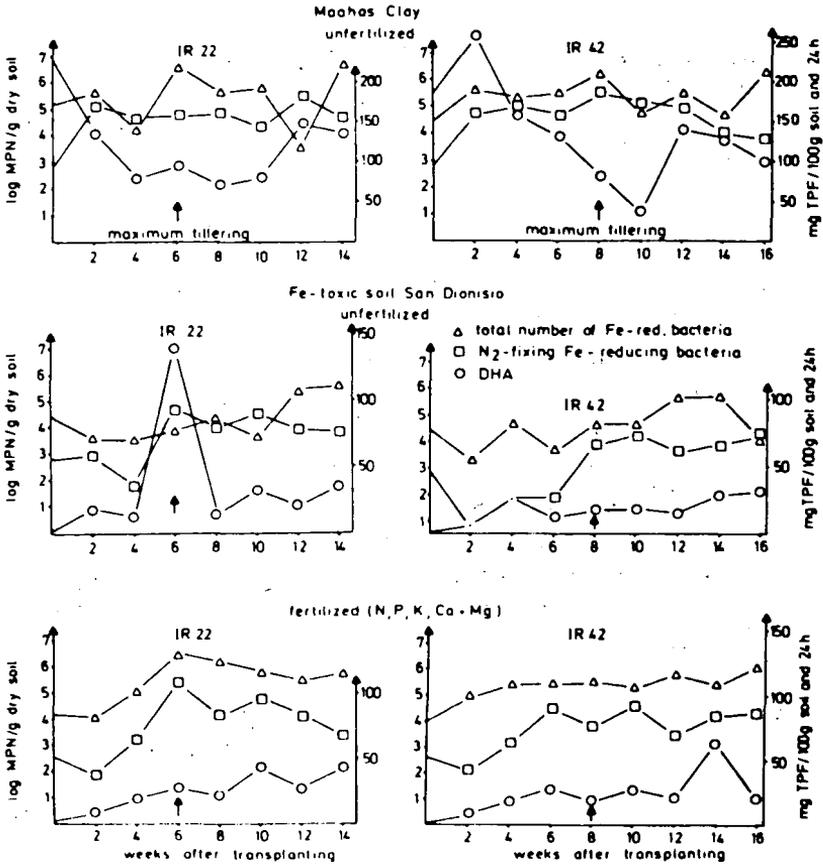


Abb. 1: Einfluß der Düngung (N, P, K, Ca + Mg) auf die Dehydrogenaseaktivität (DHA) und die Eisen reduzierende Mikroflora in der Rhizosphäre von IR 22 (empfindlich gegenüber Eisenvergiftung) und IR 42 (rel. tolerant)

Während die Gesamtkeimzahl Fe-reduzierender Bakterien (Abb. 1) mit der N-, P-, K-, Ca + Mg-Düngung anstieg, war die Fe(II)-Bildung (Tab. 2) und die Dehydrogenaseaktivität (DHA, Abb. 1) in dem ungedüngten IR 22-Rhizosphärenboden aus San Dionisio zur Zeit der Hauptbestockung am höchsten. Parallel zu dieser erhöhten Eisenreduktion und DHA kann ein signifikanter Anstieg (4 bis 6 Wochen nach Umpflanzen) der strikt anaeroben N₂-fixierenden Eisen-reduzierer beobachtet werden (IR 22 ungedüngt, ca. 1000fach, gedüngt =

ca. 100fach, Maahas-Ton kein Anstieg), so daß eine erhöhte metabolische Aktivität insbesondere dieser Bakteriengruppe angedeutet ist. IR 42 (unge- düngt) zeigt einen ähnlichen Trend (6 bis 8 Wochen nach Umpflanzen), wenn- gleich von geringerem Ausmaß.

Tab. 2: Fe(II)-Bildung während der Hauptbestockungsphase* von IR 22 und IR 42 in einem ungedüngten (u) und N-, P-, K-, Ca + Mg- gedüngten (g) Fe-toxischen Boden (SD = San Dionisio, Panay, Philippinen) und einem fruchtbaren, aber ungedüngten (u) Ton- boden (M = Maahas, IRRI-Versuchsgut, Philippinen)

Boden	Düngung	FE(II) meq/100 g Boden**	
		IR 22	IR 42
SD	u	18,2	1,73
	f	1,7	1,67
M	u	18,6	11,8

* Die Hauptbestockungsphase von IR 22 war 6 Wochen, die von IR 42 8 Wochen nach dem Umpflanzen erreicht.

**KAK sh. Tab. 1

Die pH- und rH-Entwicklung (Abb. 2) zeigt in dem sauren, gedüngten sowie ungedüngten Boden aus San Dionisio einen pH-Anstieg auf ca. 6,5 an, während dieser im neutralen Maahas-Ton auf etwa diesen Wert absinkt. Eine solche

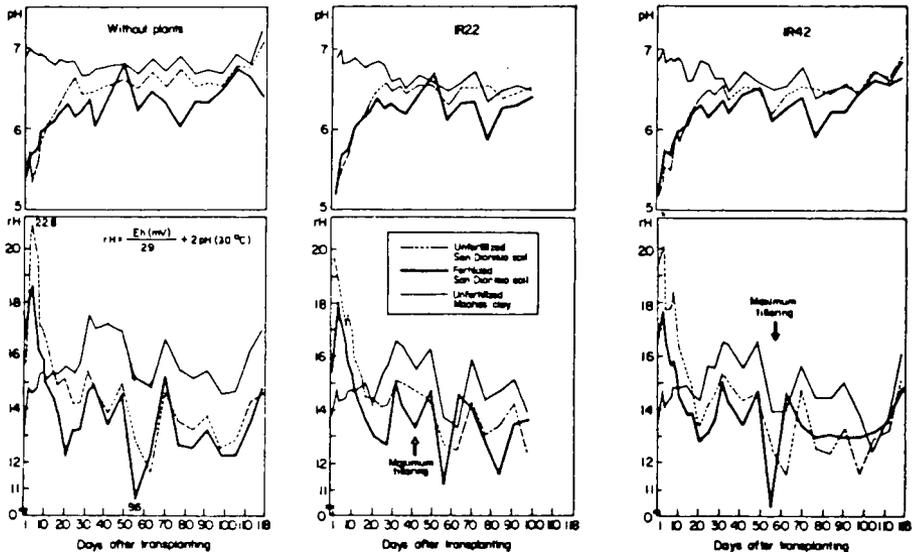


Abb. 2: pH- und rH-Kinetik in der Rhizosphäre von IR 22 bzw. IR 42 im Vergleich zu den un bepflanzten Böden und in Abhängigkeit von der Düngung mit N, P, K, Ca + Mg (Topfversuch)

pH-Angleichung wird generell in Reisböden als Folge mikrobieller Reduktionsprozesse bzw. Umsetzungen beobachtet. Die Dynamik der Reduktionsintensität (rH), ermittelt durch Einstechen der pH-Redoxelektroden in den unbepflanzten bzw. bepflanzten (Rhizosphären-) Boden, folgt im wesentlichen den Bodeneigenschaften. Verglichen mit dem fruchtbaren Mahaas-Ton liegt das Redoxniveau in dem an austauschbaren Kationen verarmten Boden aus San Dionisio sowohl in der gedüngten als auch ungedüngten Variante deutlich niedriger. Wenngleich den höheren Populationsdichten (Abb. 1, gedüngt) ein stärker reduziertes Milieu zu entsprechen scheint, wird die vermehrte Fe(II)-Akkumulation und DHA in dem ungedüngten IR 22-Rhizosphärenboden während der Hauptbestockungsphase durch die Redoxmessungen nicht widerspiegelt. Der Grund hierfür mag darin gesehen werden, daß Eisen- und Manganoxide ein Absinken des Redoxpotentials in negative Werte verhindern (Patrick und Reddy, 1978).

Von entscheidender Bedeutung beim Oberstauen eines Bodens ist ein rapider Anstieg der mikrobiellen Aktivität, verbunden mit einem raschen O_2 -Verbrauch, einer Fe(II)-Akkumulation und einem Absinken des Redoxpotentials (Ottow, 1982). Die Eisenreduktion wird von ubiquitären, heterotrophen, meist fakultativ bzw. strikt anaeroben Bakterien bewerkstelligt, die Eisen(III)-oxide als alternativen Elektronenakzeptor zur Aufrechterhaltung ihrer Energiegewinnung verwenden können (Ottow, 1969 und 1971; Munch und Ottow, 1982). Je mehr Nährstoffe und leicht mineralisierbare Verbindungen zur Verfügung stehen, desto intensiver ist die Eisenreduktion (Watanabe und Furusaka, 1980). Reispflanzen nun können in Abhängigkeit von ihrem Ernährungszustand das Ausmaß der anaeroben Prozesse (Fe(II)-Bildung) durch Exsudation und O_2 -Diffusion in ihrer Rhizosphäre steuern (Armstrong, 1980; Dommergues, 1978).

Die hier besprochenen Ergebnisse zeigen einen solchen Zusammenhang zwischen Bodeneigenschaften, dem Ernährungszustand der Reispflanze bzw. der Sortenwahl, mikrobieller Aktivität, pH- und Redoxniveau und der Eisenreduktion auf. Insbesondere eine Unterversorgung an K, Ca und Mg (Benckiser et al., 1983) führt vor allem während der Hauptbestockungsphase, dem Stoffwechsel-aktivsten Wachstumsabschnitt einer Reispflanze, zu einer erhöhten Fe(II)-Bildung, gefolgt von einer Eisenakkumulation in den Wurzeln und Eisenvergiftungssymptomen ("Bronzing", kleine braune Flecken entlang der Blattspreiten).

Die Untersuchungen wurden von der Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (GTZ), Eschborn, und der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), Bonn, finanziell unterstützt.

Literatur

- Armstrong, W.: Root aeration in the wetland condition. In: Plant Life in Anaerobic Environments. Eds. D. D. Hook and R. M. M. Crawford. pp. 269. Ann Arbor Science, Michigan, 1980.
- Benckiser, G., Ottow, J. C. G., Santiago, S. and Watanabe, I.: Physico-chemical characterization of iron toxic soils in some Asian countries. IRR I Res. Pap. Ser. 85, 1 - 11, 1982.
- Benckiser, G., Ottow, J. C. G., Santiago, S. und Watanabe, I.: Eisentoxizität - Einfluß einer P-, K-, Ca- und Mg-Düngung auf Rhizosflora, Redoxpotential und Eisenaufnahme bei verschiedenen Reissorten (*Oryza Sativa* L.). Landwirtsch. Forsch., 1983, im Druck.
- Benckiser, G., Ottow, J. C. G., Watanabe, I. and Santiago, S.: Mechanism of excessive iron-uptake (iron toxicity) of wetland rice. J. Plant Nutr., 1983, in press.
- Dommergues, Y. R.: The plant-microorganisms system. In: Interactions between non-pathogenic soil microorganisms and plants. Eds. Y. R. Dommergues and S. V. Krupa. pp. 1 - 37. Elsevier, Amsterdam, 1978.
- Munch, J. C. und Ottow, J. C. G.: Einfluß von Zellkontakt und Eisen(III)-oxidform auf die bakterielle Eisenreduktion. Z. Pflanzenernähr. Bodenkde. 145, 66 - 77, 1982.
- Ottow, J. C. G.: The distribution and differentiation of iron-reducing bacteria in gley soils. Zbl. Bakt. Abt. II, 123, 600 - 615, 1969.
- Ottow, J. C. G.: Iron reduction and gley formation by nitrogen fixing clostridia. Oecologia (Berlin) 6, 164 - 175, 1971.
- Ottow, J. C. G.: Bedeutung des Redoxpotentials für die Reduktion von Nitrat und Fe(III)-Oxiden in Böden. Z. Pflanzenernähr. Bodenkde. 145, 91 - 93, 1982.
- Ottow, J. C. G., Benckiser, G. and Watanabe, I.: Iron toxicity of rice as a multiple nutritional soil stress. Trop. Agric. Res. Ser. 15, 167 - 179, 1982.
- Patrick, W. H. and Reddy, C. N.: Chemical changes in rice soils. In: Intern. Rice Research Institute. Rice and Soils, pp. 361 - 379. Los Banos, Philippinen, 1978.
- Watanabe, I. and Furusaka, C.: Microbial ecology of flooded rice soils. Adv. Microbiol. Ecol. 4, 125 - 168, 1980.

THE ATP-CONTENT OF BELGIAN SOILS

von

De Coninck, K., L.M.J. Verstraeten and K. Vlassak

ABSTRACT

The ATP content of a series of Belgian topsoils was measured by the TEA/NRB method (Verstraeten et al., 1983). ATP-values of clayey soils always exceed significantly the values observed for sandy and loamy top samples. Samples of the different textures were taken under cultivated land as well as under meadows demonstrating the effect of organic matter. Mean figures for grassland and arable land being $781.5 \mu\text{g ATP.kg}^{-1}$ dry soil and $412.1 \mu\text{g ATP.kg}^{-1}$ dry soil respectively.

Although the TEA/NRB procedure particularly relates to active microbial cells, the values correlate highly significant with total soil biomass as determined by the fumigation technique ($r = 0.9304^{***}$) (Jenkinson and Powlson, 1976). The N-flush due to fumigation was measured as well and displayed a remarkable high correlation with the C-flush ($r = 0.8819^{***}$). This method may prove especially useful as a rough measure not only of biomass in soils having a small C/N ratio (Jenkinson and Ladd, 1981), but also of the potential N-mineralizing capacity of the soils.

INTRODUCTION

ATP is a useful measure of microbial biomass under natural conditions, in which most of the population is dormant for most of the time (Jenkinson and Ladd, 1981). A variety of procedures to extract ATP from microbial biomass, as well as from microorganisms in soils and sediments have been described (Paul and Johnson, 1977; Eiland, 1979; Jenkinson and Oades, 1979; Eiland, 1983). These methods are aimed to extract all ATP in the soil and hence do not exclusively reflect the microbial biomass.

Recently, Verstraete et al. (1983) developed a direct procedure to extract selectively microbial ATP from soils, namely the TEA/NRB method. We have evaluated this latter procedure in relation to various soil samples with different soil textures and different land uses.

MATERIALS AND METHODS

The following procedure was used to determine the ATP content of soils: 30 g wet soil are suspended in 270 ml freshly prepared Tris-EDTA- NaN_3 (TEA) buffer, homogenized for 1 min in a Kenwood mixer, and allowed to equilibrate for 10 min (suspension 1:10). Further dilutions are made in the TEA buffer up to 1:100 suspension or 1:1000 depending on the soil texture. Each suspension must equilibrate for 10 min. before further diluting.

100 μl of the 1:100 suspension (1:1000 suspension) were transferred to a 5.0 ml plastic vial. 100 μl ATP-releasing reagent NRB were added and the mixture was gently shaken for 10 sec. The vial was inserted into the luminescence measuring apparatus, 100 μl of the luciferase enzyme preparation injected into the vial and the light output integrated over a period of 10 sec. To convert the relative light units to ATP, an internal standard addition is practiced for each sample analysed. Further details are described in Verstraete et al., (1983).

For some of the samples, the ATP was also extracted by a trichloroacetic acid (TCA) method which is a modification of the procedure proposed by Jenkinson and Oades (1979) and fully described in Verstraete et al. (1983).

K.U. Leuven, Faculty of Agricultural Sciences
Laboratory of Soil Fertility and Soil Biology
Kard. Mercierlaan 92, B-3030 Leuven, Belgium.

Soil microbial biomass was determined by the fumigation technique of Jenkinson and Powelson (1976) using the equation $B = X - x/k = F/k$ where F is the flush of CO₂ produced from the dead biomass, X is the amount of CO₂ produced in the 10 days following fumigation, x is the amount of CO₂ produced by the non-fumigated soil in this period and k(0.45) is the proportion of fumigated organisms mineralized to CO₂ during the incubation at 25 °C. The N-flush of mineralization, following CHCl₃-fumigation, was measured as well but the results are not converted into biomass-N figures since the N-content of the soil population is not known accurately (Jenkinson and Ladd, 1981). All the microbiological methods were performed on fresh, sieved (< 2 mm except for clayey soils) topsoils, stored at field capacity and kept at 15 °C for at least 14 days. Samples of the different textures were taken under cultivated land as well as under meadows to evaluate the possible effect of organic matter.

RESULTS AND DISCUSSION

1. Different soil textures and related ATP-measurements

In a first experiment the ATP-content of 62 soil samples with different textures, including sandy soils, sandy loam soils, loamy soils, calcareous soils and clayey soils, was determined by the TEA/NRB method. The means and ranges of the ATP content for the different considered series are listed in table 1. From this table it seems that the average ATP-content of sandy soils is lower than for any other soil texture, but on the other hand the maximum figure obtained relates closely to the sandy loam and loamy soils. This refers to the fact that a vast number of sandy soils are extremely low in microbiological life due to the lack of absorbing particles needed to retain microorganisms.

In contrast to the former textures, much higher amounts of ATP are found in clayey soils as well as in rendzina type soils with increasing CaCO₃ content. To study the specific effect of calcium carbonate on the soil biomass, the 62 samples were divided into two groups with the pH(H₂O) value below or above 6.5. Mean ATP-values were calculated giving respectively 274.93 and 828.4 µg ATP/kg dry soil showing the positive effect of the chalk on the biological activity. These results might reveal the relationships between soil biomass as determined by the ATP-content, and the fertility level of the soil which is indeed higher in the considered clayey and calcareous soils.

2. Different land uses and related ATP-measurements

The samples of the different textures, as described before, were taken under cultivated land (29 samples) as well as under grassland (30 samples) to demonstrate the effect of landuse and the related organic matter content. Means and ranges of the ATP-content, determined by two different extraction procedures, and the corresponding organic C-content, are shown in table 2. The values obtained by the TCA method, which might overestimate microbial ATP by including plant material as is shown by the highly significant correlation with the C-content, always surpass the ATP determined by the TEA/NRB procedure, which relates strictly to microbial biomass (Verstraete et al., 1983). However, both procedures clearly show the difference in ATP-content, due to landuse and this in turn related to organic matter content. The ATP-content under grassland, measured by the TEA/NRB method, was almost twice the value obtained for arable soils, considering the figures with the TCA-method it was almost three times greater. These differences can be explained by the larger rooting density in grassland resulting in a larger microbial biomass. Similar results have been obtained by Lynch and Panting (1980) using the fumigation-respiration technique. The TCA-ATP values are in close agreement with data published earlier by Jenkinson and Oades (1979) and Jenkinson et al. (1979).

3. Correlation between the ATP-content, measured by the TEA/NRB method and the biomass-C content determined by the fumigation technique

Verstraete et al. (1983) found a consistent relationship between the ATP-content and the biomass-C content examining 32 soils.

However, the range in ATP (and in biomass-C) of the samples was rather small and in addition no experimental data in the range 300 to 600 μg ATP/kg dry soil were available.

In our first survey on ATP in Belgian soils it became evident that values were lacking in the same range. Therefore a second experiment was set up, looking for soil samples with a wide range in ATP-content namely sandy soils, heavy loamy soils and clayey soils for both arable land and meadows.

In table 3 the matrix of correlation coefficients between pairs of properties is shown. The most striking correlation is that of the ATP-content and the biomass-C values which is illustrated in fig. 1 for the 40 soils examined. A specific ATP-level of 1.8 mg ATP/g biomass-C was obtained similar to the one mentioned by Verstraete et al. (1983).

As in the first experiment, the means and ranges of the different procedures used to assess soil biomass, were calculated for each soil series and are shown in table 4. These values again prove that clayey soils have a higher biomass-content in comparison to sandy and loamy soils which is illustrated by the significant correlation ($r = 0.746^{+++}$) of the clay content and the ATP content. However, in comparison to the results shown in table 1, the average ATP-values for the sandy and loamy soils are higher. This is because the soils were specially selected, as mentioned earlier, to have experimental data in the range of 300 to 500 μg ATP/kg dry soil (heavy loamy soils).

Furthermore it should be noted that the biomass-C is significantly related to the N-flush ($r = 0.8819^{+++}$) as illustrated in fig. 2. An important feature of this regression line is the fact that a zero N-flush corresponds to a "fixed" microbial carbon-value, proving that biomass-determinations at this way may be overestimated as stated before. It should be kept in mind that the flush of mineralization provides only a rough measure in soils having a small C/N ratio (Jenkinson and Ladd, 1981) and further work is needed to elucidate the influence of this ratio on the observed results.

Considering the effects of the soil properties, especially with respect to the C-content of the soil, it can be seen that the % C significantly relates to the biomass-C and N-flush, but to a lesser extent to the ATP-content. When the observed biomass-C figures are expressed as a percentage of the organic carbon, we notice that more than 60 % of the samples are situated between 1 to 3 % of the total carbon. These values prove that biomass-C only relate to a small fraction of the total organic carbon content of the soil.

Being less susceptible to the impact of organic material or $\text{CO}_2\text{-C}$ by respiration, the ATP-determination looks safer as a measurement of microbial biomass. However, some fundamental work is still needed to evaluate its usefulness as the primary parameter of soil fertility.

CONCLUSION

It may be concluded that the TEA/NRB method will be usefull in assessing the biological fertility level of the soil, because of its easiness of application, its reability and the fastness of the essay.

Considering a wide range of samples it was shown that the biomass content differed in relation to soil texture. Clayey and calcareous soils always showed much higher ATP-values in comparison to loamy and sandy loam soils. Generally sandy soils showed the lowest ATP figures.

Apart from the texture, differences in landuse were also reflected in the observed values, soil biomass being always higher under grassland than under

arable land which is due to the dense rooting system. These conclusions were supported by the TCA-method as well as by the fumigation technique which showed a remarkable high correlation with the TEA/ NRB procedure ($r = 0.5691^{+++}$ and $r = 0.9304^{+++}$ respectively).

ACKNOWLEDGEMENTS

The I.W.O.N.L. is gratefully acknowledged for financial support. We also wish to thank L. ROSEEUW, K. VANDER PERRE and E. NEVEN for technical assistance.

REFERENCES

1. EILAND, F. (1979)
An improved method for determination of adenosine triphosphate in soil. *Soil Biol. Biochem.* 11, 31-35
2. EILAND, F. (1983)
A simple method for quantitative determination of ATP in soil. (In press).
3. JENKINSON, D.S.; DAVIDSON, S.A. and POWLSON, D.S. (1979)
Adenosine triphosphate and microbial biomass in soil. *Soil Biol. Biochem.* 11, 521-527
4. JENKINSON, D.S. and LADD, J.N. (1981)
Microbial biomass in soil : Measurement and turnover. *Soil Biochem.* 5, 415-471
5. JENKINSON, D.S. and POWLSON, D.S. (1976)
The effects of biocidal treatments on Metabolism in soil.
V. A method for measuring soil biomass. *Soil Biol. Biochem.* 8, 209-213
6. JENKINSON, D.S. and OADES, J.M. (1979)
A method for measuring adenosine triphosphate in soil. *Soil Biol. Biochem.* 11, 193-199
7. LYNCH, J.M. and PANTING, L.M. (1980)
Variations in the size of the soil biomass. *Soil Biol. Biochem.* 12, 547-550
8. PAUL, E.A. and JOHNSON, R.L. (1977)
Microscopic counting and adenosine 5'triphosphate measurement in determining microbial growth in soils. *Appl. and Env. Microb.* 34, 263-269
9. VERSTRAETE, W.; VAN DE WERF, H.; KUCNEROWICZ, F.; ILAIWI, M.; VERSTRAETEN, L.M.J. and VLASSAK, K. (1983)
Specific measurements of soil microbial ATP. *Soil Biol. Biochem.* 15, in press
10. VERSTRAETEN, L.M.J.; DE CONINCK, K.; VLASSAK, K.; VERSTRAETE, W.; VAN DE WERF, H. and ILAIWI, M. (1983)
ATP content of soils examined by two different contrasting extraction methods. *Soil Biol. Biochem.* 15, (in press)

Mg biom. C/kg dry soil

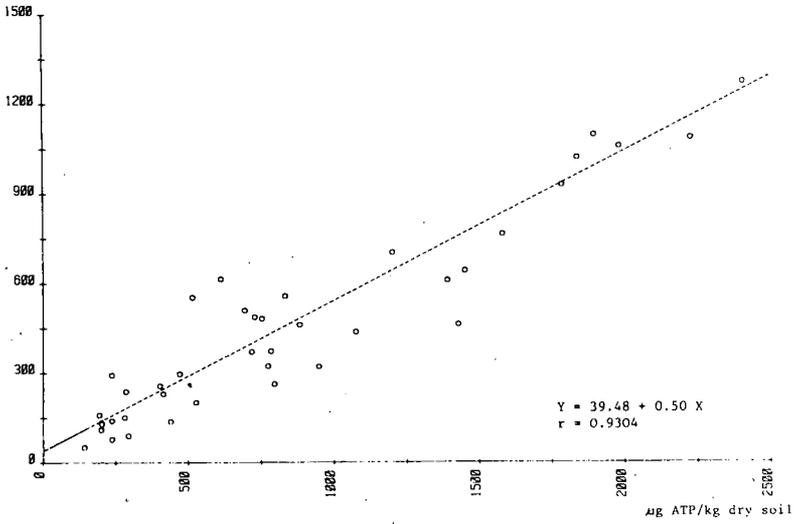


FIG. 1 : Relationship between ATP determined by the TEA/NRB procedure and the microbial biomass determined by the fumigation reinoculation method

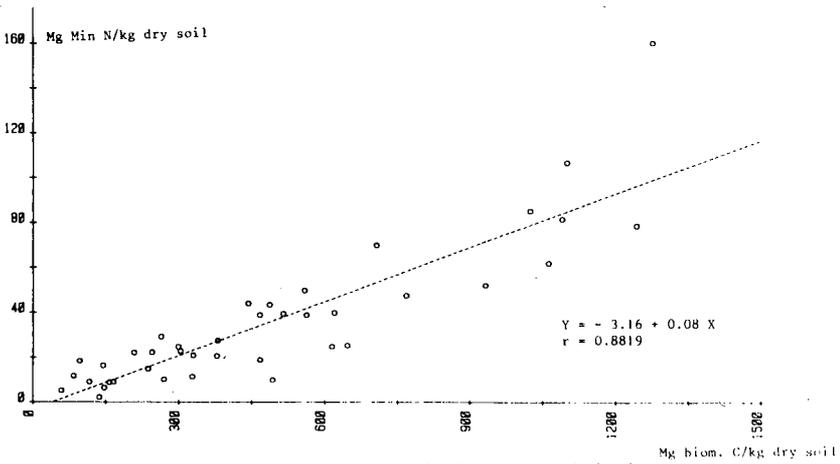


FIG. 2 : Relationship between the biomass-C and Min. N-flush after fumigation

TABLE 1 : Means and ranges of the ATP-content (µg/kg dry soil) for the different considered soil series

	Mean	Minimum	Maximum
Sandy soils	137.01	50.23	352.87
Sandy loam soils	215.97	141.06	358.33
Loamy soils	206.92	107.29	273.93
Calcareous soils	1071.29	338.35	3512.63
Clayey soils	1656.85	728.56	2931.75

TABLE 2 : Means and ranges of the ATP-content (μg ATP/kg dry soil), as determined by the TEA/NRB and TCA procedure, and organic carbon content (% org. C), for grassland (n = 30) and arable soils (n = 29)

		Mean	Minimum	Maximum
Grassland	TEA	781.53	50.23	3512.63
	TCA	2175.86	493.84	8621.15
	% Org. C	2.49	1.27	5.32
Arable	TEA	412.05	59.05	1759.82
	TCA	862.74	330.11	2206.81
	% Org. C	1.62	0.79	2.86

TABLE 3 : The correlation coefficients matrix of microbiological and physical properties of the soils (n = 40)

	Clay	ATP	Biom-C	N-flush
% C	0.2187	0.5693	0.7084	0.6352
Clay		0.7460	0.6640	0.4087
ATP			0.9304	0.8048
C-flush				0.8819

TABLE 4 : Exp. 2 : Means and ranges in ATP-content (μg /kg dry soil), biomass-C (mg biomass-C/kg dry soil) and Min N - flush (mg Min N/kg dry soil) for the different soil series

		Mean	Minimum	Maximum
Sandy soils	ATP-TEA/NRB	231.54	142.15	294.60
	Biomass-C	150.83	58.59	299.50
	Min N-flush	12.75	3.17	25.67
Loamy soils	ATP-TEA/NRB	546.17	403.00	753.80
	Biomass-C	378.84	144.65	556.78
	Min N-flush	34.55	17.34	50.84
Clayey soils	ATP-TEA/NRB	1234.38	414.40	2406.60
	Biomass-C	639.38	208.42	1276.95
	Min N-flush	46.56	10.96	161.26

Versuche zur bakteriellen Reduktion synthetischer

Eisenoxide

VON

Fischer, W.R.*, und Pfanneberg, T.

Die Reduktion von Eisen(III)-oxiden im Boden durch Bakterien führt zur Mobilisierung von Fe unter anaeroben Bedingungen und damit zur Ausprägung charakteristischer Bodenmerkmale. Der pedogenetische und bakteriologische Aspekt dieses Vorgangs wurde in letzter Zeit besonders von Ottow und Mitarbeitern bearbeitet und mit strikt oder fakultativ aneroben Mikroorganismen auch experimentell untersucht. Allison und Scarseth (1942) und Bromfield (1954) zogen die bakterielle Reduktion von Fe(III)-oxiden zur quantitativen Bestimmung dieser Oxide heran, wobei jedoch die unterschiedlichen Eisenoxidformen im Boden nicht berücksichtigt wurden.

Für die hier beschriebenen Untersuchungen mit synthetischen Eisenoxiden wurde ein aerob lebendes Bakterium aus dem B_{tg}-Horizont eines Lößlehm-Pseudogleys verwendet. Dieses Bakterium wurde als *Corynebacterium* identifiziert, besitzt Ähnlichkeit mit dem marinen *Corynebacterium erythrogenes* und ist nicht imstande, Nitrat oder Nitrit zu reduzieren. Die Bakterien wurden als Suspension in 2 ml-Portionen unter flüssigem Stickstoff aufbewahrt.

Methodik der Reduktionsversuche

Die Reduktionsversuche wurden auf zwei unterschiedlichen Wegen durchgeführt:

* Lehrstuhl für Bodenkunde, T.U. München, 8050 Freising-Weihenstephan

1. (Fischer und Pfanneberg, 1983): In 100 ml-Infusionsflaschen wurden jeweils 20 ml glucosehaltige Nährlösung pipettiert. In diese Lösung wurden kurze Reagenzgläser mit jeweils 5-50 mg des Eisenoxids gestellt. Nach dem Verschließen der Flaschen konnten auf diese Weise Nährlösung und Eisenoxid getrennt autoklaviert werden, wodurch eine chemische Reduktion des Fe(III) durch die Glucose verhindert wurde. Nach dem Autoklavieren wurden die Flaschen zur Durchmischung geschüttelt, mit Bakteriensuspension beimpft und bei 30°C bebrütet.

2. In einem größeren Ansatz wurden 800 ml Nährlösung vorgelegt, nach dem Autoklavieren beimpft und zur Aktivierung der Bakterien ca. 36 h mit Luft begast. Anschließend wurden 500 mg Eisenoxid zugegeben, die Luft durch Stickstoffgas ersetzt und die Eisenreduktion unter pH-Kontrolle und Eh-Registrierung bei 30°C durchgeführt.

Die Bestimmung des Fe(II) erfolgte in allen Fällen durch Zugabe einer 2,2'-Bipyridinlösung und photometrischer Messung des rotgefärbten Komplexes.

Ergebnisse und Diskussion

Die Fe(II)-Konzentration in der Lösung steigt meist ohne Induktionsperiode an; dabei unterscheiden sich die einzelnen Eisenoxide sowohl durch die Geschwindigkeit dieses Anstiegs als auch durch die unter den Versuchsbedingungen maximal erreichbare Reduktionsausbeute (Abb. 1).

Zur spezifischen Oberfläche (BET-Messung mit Ar) zeigen beide Kenngrößen eine nur schwach gesicherte lineare Beziehung. Eine signifikante und hochsignifikante Korrelation ergibt sich dagegen zur Höhe des oxalatlöslichen Anteils (Fe_o/Fe_d), was darauf hinweist, daß die Löslichkeitseigenschaften des Oxids für die Reduktionsgeschwindigkeit wichtiger sind als die Größe der reagierenden Oberfläche.

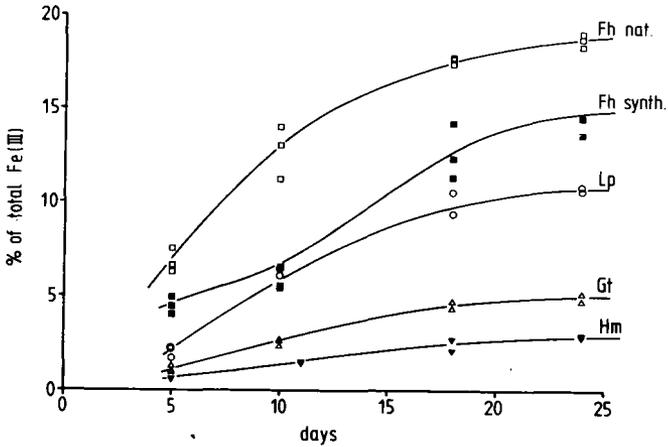


Abbildung 1: Im Verlauf der Inkubation gebildetes Fe(II) in % vom gesamten Eisen für natürlichen und synthetischen Ferrihydrit (Fh), Lepidokrokit (Lp), Goethit (Gt) und Hämatit (Hm).

Berücksichtigt man, daß in der phosphathaltigen Nährlösung die Fe^{2+} -Aktivität durch Viviantbildung gesenkt wird (Pfanneberg und Fischer, 1983), so kann man die zur Reduktion der Eisenoxide bei pH 7.0 erforderliche Absenkung des Redoxpotentials berechnen. Diese Werte sind hier den in Reduktionsversuchen gefundenen Minimal-Potentialen gegenübergestellt:

	gemessenes Potential (mV)	berechnetes Potential (mV)
Ferrihydrit	-100	+130
Lepidokrokit	-180	-200
Goethit	-250	-240

Die im Experiment festgestellten tiefsten Potentiale stimmen dabei gut mit den berechneten überein bzw. unterschreiten sie deutlich (beim Ferrihydrit). Daher steht bei ausreichender Energiezufuhr (in Form von Glucose) die vollständige Reduktion der untersuchten Eisenoxide in Obereinstimmung mit den thermodynamischen Bedingungen.

Wir danken Herrn Dr. Seiler, Süddeutsche Versuchs- und Forschungsanstalt für Milchwirtschaft, 8050 Freising-Weihenstephan, für die Kennzeichnung und Klassifizierung der verwendeten Bakterien.

LITERATURVERZEICHNIS

Allison, L.W., and Scarseth, G.D. (1942): A biological reduction method for removing free iron oxides from soils and colloidal clays. J. amer. Soc. Agron. 34: 616-623.

Bromfield, S.M. (1954): The reduction of iron oxide by bacteria. J. Soil Sci. 5: 129-139.

Fischer, W.R., and Pfanneberg, T. (1983): An improved method for testing the rate of iron(III)oxide reduction by bacteria. In press at: Zentralblatt für Mikrobiologie.

Pfanneberg, T., and Fischer, W.R. (1983): An aerobic Corynebacterium from soils and its capability to reduce various iron oxides. In press at: Zentralblatt für Mikrobiologie.

Quantitative Verteilung verschiedener physiologischer
Bakteriengruppen im Lockergestein zweier Grundwasser-
leiter bis 90 m Tiefe

von

Gottfreund, E., I. Gerber u. R. Schweisfurth⁺⁾

1. Einleitung

Untersuchungen über das Vorkommen von Bakterien in Abhängigkeit von der Tiefe sind in einem Grundwasserleiter bisher noch nicht durchgeführt worden. Im Rahmen eines vom Bundesministerium für Forschung und Technologie unterstützten Forschungsvorhabens zur Verbesserung der unterirdischen Enteisung und Entmanganung erhielten wir die Gelegenheit, Lockergesteinsproben aus einem solchen Biotoptyp zu untersuchen. Die Proben wurden mittels Schlauchkernbohrung gewonnen, einer Methode, die es erlaubt, relativ ungestörtes Probenmaterial auch aus diesen Tiefen zu erhalten. Ein Grundwasserleiter ist bis 90 m Tiefe anthropogen unbeeinflusst, der andere durch eine unterirdische Enteisungs- und Entmanganungsanlage bis 18 m Tiefe verändert. Bei dieser Art der Aufbereitung wird mit Luftsauerstoff angereichertes Wasser über Schluckbrunnen in den Grundwasserleiter infiltriert, wodurch sich in einem begrenzten Gebiet Oxidationszonen ausbilden. An den Grenzschichten wird das mit dem Grundwasser herangeführte Eisen und Mangan oxidiert und abgeschieden.

2. Material und Methoden

Die Auswahl der untersuchten Lockergesteinsproben richtete sich nach den geologischen Schichten. Lag über eine größere Bohrstrecke hin kein Schichtwechsel vor, so wurde nach je 100 cm aus dem Schlauchkern eine Probe entnommen und die erhaltenen Zahlenwerte gemittelt. 10 g naturfeuchtes Probenmaterial wurde in 90 ml autoklaviertem Leitungswasser suspendiert und weiter verdünnt. Pro Verdünnungsstufe wurden zwei Parallelplatten bzw. bei Nährlösungen zwei Parallelröhrchen beimpft. Die Bebrütung erfolgte bei 25°C bis zu 4 Wochen. Die Koloniezahlen wurden auf 10 g Trockengewicht bezogen. Untersucht wurde auf 1.) allgemeine aerobe heterotrophe Bakterien: TGE-Agar (1); 2.) allgemeine Anaerobier: TGE-Agar (1), Bebrütung unter N₂-CO₂-Atmosphäre, V/V = 95:5; 3.) Eisenpräzipitier (2); 4.) Manganoxidierer (3); 5.) Nitrifizierer (4); 6.) Schwefeloxidierer (5); 7.) Fe(III)-Reduzierer (6); 8.) Mn(IV)-Reduzierer (7); 9.) Denitrifizierer (8); 10.) Nitratammonifizierer (9); 11.) Sulfatreduzierer (10). Zur Ermittlung des Biochemischen Sauerstoffbedarfs (BSB) nach 5, 10 und 20 Tagen wurden 10 g naturfeuchtes Probenmaterial in Winkler-Flaschen eingewogen und mit O₂-gesättigtem Leitungswasser blasenfrei gefüllt. Die Herstellung des O₂-gesättigten und ausgezehrten Wassers erfolgte nach den Deutschen Einheitsverfahren (11). Die Darstellung der Werte erfolgt in % der anfänglichen O₂-Konzentration (9,4 mg/l).

3. Ergebnisse

3.1 Koloniezahlen und BSB der Schlauchkernbohrung bis 90 m Tiefe (unbeeinflusster Untergrund, O₂-frei)

Die Koloniezahl der allgemeinen aeroben und anaeroben heterotrophen Bakterien zeigte über den gesamten erbohrten Tiefenbereich eine Schwankungsbreite von 10⁴ bis 10⁷ Kolonien/10 g Trockengewicht (Abb.1). Eine stetige oder sprunghafte Abnahme der Koloniezahl mit zunehmender Tiefe lag nicht vor. Die fast identischen Koloniezahlen der aeroben und anaeroben heterotrophen Bakterien legte die Vermutung nahe, daß dort hauptsächlich fakultativ anaerobe Bakterien vorkommen; Dies wurde in nachfolgenden biochemischen Untersuchungen bestätigt.

⁺⁾ Fachrichtung Hygiene und Mikrobiologie, Universitätskliniken im LKH, Haus 43, Universität des Saarlandes, 6650 Homburg/Saar

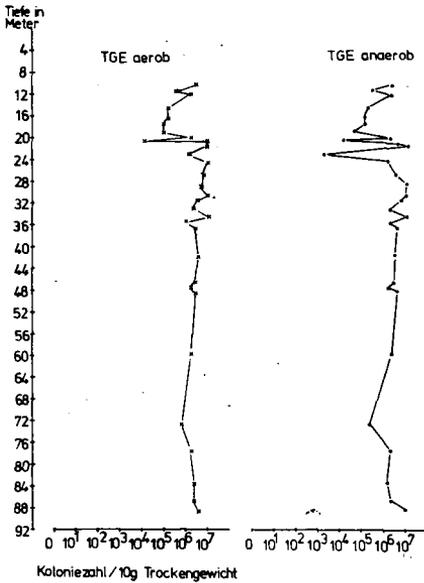


Abb.1
Koloniezahl allgemeiner aerober, anaerober heterotropher Bakterien in 10 g Lockergestein in Abhängigkeit von der Tiefe

Auffallend ist ein Minimum der Koloniezahl beider Bakteriengruppen in einer Ton-schicht bei 20,60 m. In dieser Schicht wurde auch der höchste BSB gemessen (Abb.2). Selbst in Tiefen von mehr als 80 m wurde noch ein BSB₅ von 30 %, ein BSB₁₀ von 50 % und ein BSB₂₀ von 60 % gemessen.

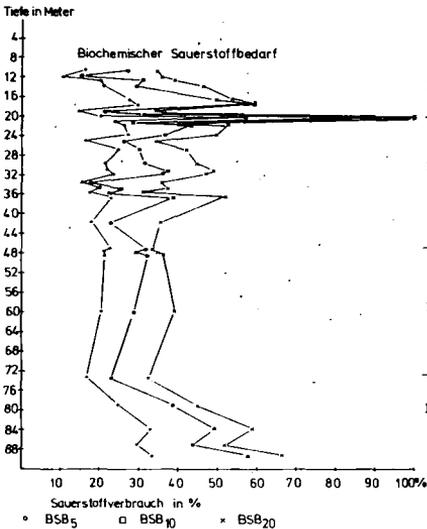


Abb.2
Biochemischer O₂-Bedarf nach 5, 10 und 20 Tagen

Manganreduzierer waren in dem untersuchten Biotop mit maximal 10⁵ und Denitrifizierer mit maximal 10⁶ Kolonien/10 g Lockergestein nachweisbar (Abb.3). Die

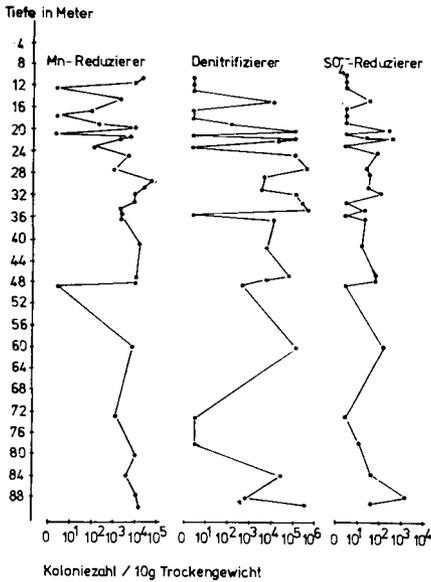


Abb. 3 Koloniezahlen manganreduzierender, denitrifizierender und sulfatreduzierender Bakterien in Abhängigkeit von der Tiefe

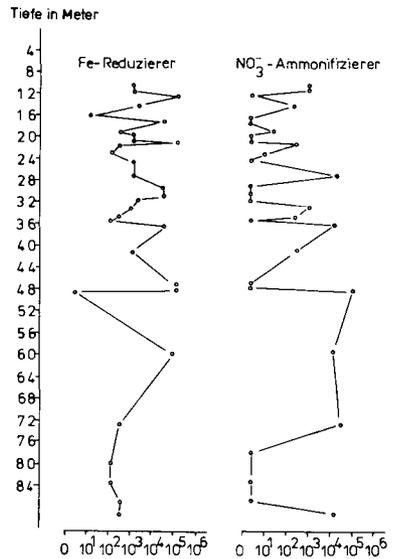


Abb. 4 Koloniezahlen eisenreduzierender und nitratammonifizierender Bakterien in Abhängigkeit von der Tiefe

größte Zahl sulfatreduzierender Bakterien betrug $2 \times 10^3/10_5$ g. Maximale Zahlen von Eisenreduzierern und Nitratammonifizierern lagen bei $10^7/10$ g (Abb. 4). Weitaus seltener als die Reduzierer waren die Oxidierer. Die Koloniezahlen von Manganoxidierern lagen um 3 und die von Schwefeloxidierern lagen um 1 Zehnerpotenz unter den entsprechenden Werten für Reduzierer (Abb. 5). Obligate Aerobier wie Nitrifizierer konnten lediglich in 2 Proben in geringer Zahl nachgewiesen werden.

3.2 Koloniezahlen und BSB einer Schlauchkernbohrung bis 18 m Tiefe (durch O_2 -haltiges Wasser beeinflusster Untergrund)

Die Koloniezahl allgemeiner aerober und anaerober heterotropher Bakterien schwankte zwischen 10^6 und $10^7/10$ g. Auch hier kam es wie in dem unbeeinflussten Biotop nicht zu einer Abnahme mit der Tiefe, Aerobier und Anaerobier entsprachen sich in ihrem Kurvenverlauf. Der BSB lag, abgesehen vom Boden (im Sinne der Pedologie) nach 5 Tagen bei maximal 20 %, nach 10 Tagen bei 40 % und nach 20 Tagen bei 47 % (Abb. 6). Der BSB₅ lag hier durchschnittlich um 10 % unter dem des unbeeinflussten Biotops.

Manganoxidierer waren in allen Lockergesteinsproben nachweisbar, während Manganreduzierer teilweise sogar fehlten (Abb. 7). Manganoxidierer traten vermehrt auf. Die Zahlen für Eisenreduzierer lagen etwa 3 Zehnerpotenzen unter denen der Eisenpräzipitierer (Abb. 8). Das häufige und zahlenmäßig starke Auftreten von Nitrifizierern legt im Vergleich zu Denitrifizierern, die an anaerobe Bedingungen gebunden sind, die Vermutung nahe, daß der Grundwasserleiter durch die Beeinflussung zu einem großen Teil aerobe Bereiche aufweist (Abb. 9). Nitratammonifizierer konnten mit maximal $10^5/10$ g nachgewiesen werden. Die Nitratammonifikation kann bereits in O_2 -Gegenwart stattfinden. Schwefeloxidierer waren mit 10^6 Kolonien gegenüber den Sulfatreduzierern mit $10^2/10$ g (abgesehen von der Mutterbodenschicht) häufiger anzutreffen (Abb. 10).

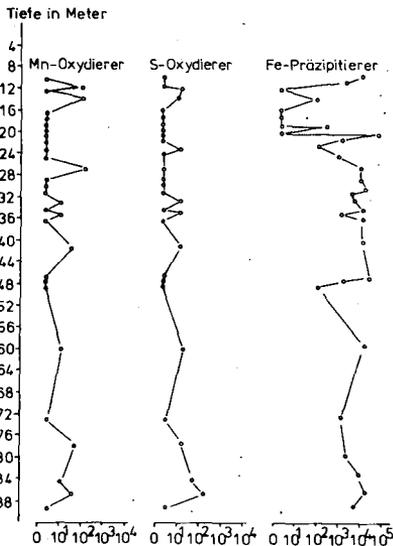


Abb.5 Koloniezahlen manganoxidierender, schwefeloxidierender und eisenpräzipitierender Bakterien in Abhängigkeit von der Tiefe

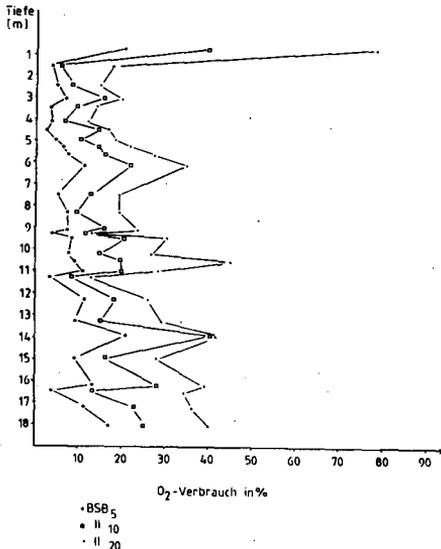


Abb.6 Biochemischer O₂-Bedarf nach 5, 10 und 20 Tagen

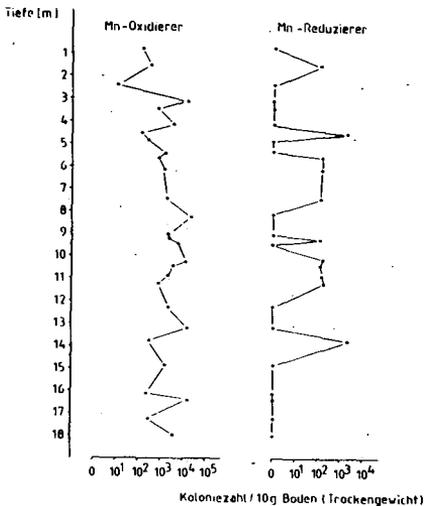


Abb.7 Koloniezahlen manganoxidierender und manganreduzierender Bakterien in Abhängigkeit von der Tiefe

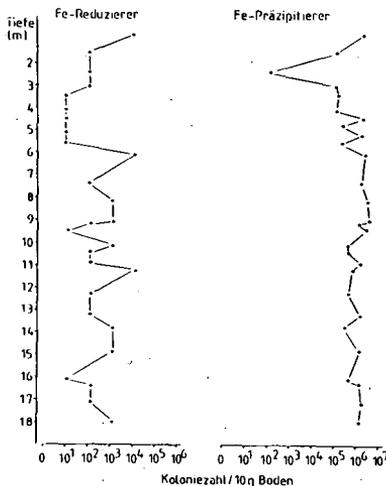


Abb.8 Koloniezahlen eisenreduzierender und eisenpräzipitierender Bakterien in Abhängigkeit von der Tiefe

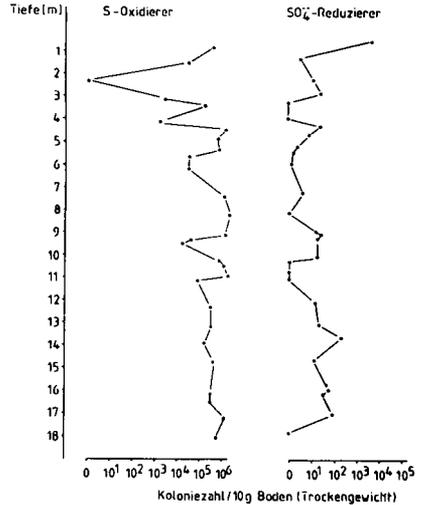
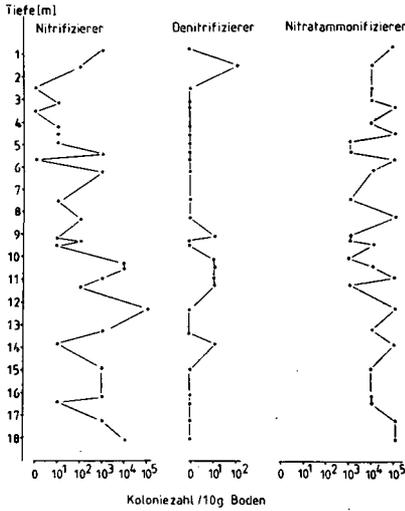


Abb. 9 Koloniezahlen nitrifizierender, denitrifizierender und nitratammonifizierender Bakterien in Abhängigkeit von der Tiefe

Abb. 10 Koloniezahlen schwefeloxidierender und sulfatreduzierender Bakterien in Abhängigkeit von der Tiefe

4. Literatur

- (1) Anonymus, 1965;
- (2) Wenzel, A. u. Schweisfurth, R., *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 29:493-506 (1967);
- (3) Schweisfurth, R., *Gas-u.Wasserfach, Wasser-Abwasser* 113:562-572 (1972);
- (4) Skerman, V.B.D., *The Williams and Wilkins Company, Baltimore*, 1967;
- (5) Wieringa, K.T., *Antonie v. Leeuwenhoek* 32: 183-186 (1966);
- (6) Ottow, J.C.G. u. Glathe, H., *Soil Biol. Biochem.* 3:43-55 (1971);
- (7) Schweisfurth, R., *Mitteilgn. Internat. Vereinigg. Limnol.* 14:179-186 (1968);
- (8) Giltay, E. u. Aberson, J.M., *Arch. néerland. Sci.* 24:341-361 (1891);
- (9) Hoos, E. u. Schweisfurth, T., *Vom Wasser*, Bd.58 (1982);
- (10) *Mikrobiolog.Handbuch*, Merck, 164-165 (1980);
- (11) *Deutsches Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung*, 8. Lieferung, 1979



Chemische und mikrobiologische Untersuchungen
an Komplexverbindungen des Mangans

von

Gottfreund, J., G. Schmitt und R. Schweisfurth⁺)

1. Einleitung

Die mikrobiologische Oxidation von Mn(II) zu Mn(IV) und die umgekehrte Reaktion finden unter Milieubedingungen statt, bei denen die entsprechenden chemischen Reaktionen nur sehr langsam ablaufen würden (1). Als Zwischenstufe bei beiden Umsetzungen ist die Entstehung und Freisetzung von Mn(III) denkbar (2). Neben quantifizierenden Untersuchungen über die Verteilung der Oxidierer und Reduzierer im Boden haben wir dort und in Nährlösungen Mn(II), Mn(III) und Gesamt-mangan bzw. Mn(IV) bestimmt.

2. Methodik

2.1 Chemische Untersuchungen

Aus Gründen der Platzersparnis wird auf eine Veröffentlichung (3) verwiesen.

2.2 Mikrobiologische Untersuchungen

10 g naturfeuchtes Bodenmaterial wurden in 90 ml autoklaviertem Leitungswasser suspendiert und weiter verdünnt. Pro Verdünnungsstufe wurden 2 Platten beimpft. Zur quantitativen Erfassung *manganoxidierender Bakterien* wurden folgende Medien verwendet: Ox 1 (Bromfield u. Skerman (4)), Ox 2 (Möse u. Brantner (5)), Ox 3 (Schweisfurth (6)), Ox 4 (Pringsheim (7)). *Manganreduzierende Bakterien* wurden erfaßt auf den Medien Red 1 (Schweisfurth (8)); Red 2 enthält 800 ml Leitungswasser, 10 ml Spurenelementlösung nach Pfennig (9), 180 mg MnCl₂ · x 4 H₂O, 190 ml Erdextrakt nach Bromfield (4), 14 g Agar-Agar, pH 6,8. Nach dem Autoklavieren (121°C, 1,2 atü) werden der noch heißen Lösung 3 ml 2 % KMnO₄-Lösung zugesetzt. Durch Oxidation von Mn(II) entsteht spontan eine homogene Bräunung aus Manganoxid; beide Reaktionspartner werden hierbei vollständig umgesetzt. Der Erdextrakt wurde getrennt autoklaviert, nach der Mn(IV)-Fällung dem Medium zugesetzt und der pH-Wert erneut kontrolliert. Red 3 enthält 2,0 g Äpfelsäure, 1,0 g KH₂PO₄, 153,7 mg MnSO₄ · x H₂O, 990 ml Leitungswasser, 15,0 g Agar-Agar, pH 6,8. Durch Zugabe von 3 ml 2 % KMnO₄-Lösung nach dem Autoklavieren wurde Mn(IV) hergestellt und der pH-Wert auf 6,8 korrigiert. Die Koloniezahl *allgemeiner heterotropher Bakterien* wurde auf Trypton-Glukose-Fleischextrakt-Medium (TGE (10)) ermittelt. Wenn nicht anders angegeben wurden Chemikalien der Fa. Merck, Darmstadt, verwendet.

2.3 Untersuchungen zur Manganreduktion mit Stamm Red 16

Diese Reinkultur wurde bei einer Schuppenbohrung aus 14 m Tiefe auf Red 1 isoliert. Die Untersuchungen wurden in dem gleichen Medium ohne Agar-Agar durchgeführt. In einem zweiten Experiment kommen zu dieser Nährlösung 10 g/l Na₄P₂O₇ · x 10 H₂O. Bei den Untersuchungen zur Mn(III)-Reduktion wurden die Nährlösung Red 1 und Mn(III)-pyrophosphat getrennt autoklaviert. Mn(III)-pyrophosphat mußte durch Umkomplexierung aus Mn(III)-acetat mit einer 0,04 m Na₄P₂O₇ · x 10 H₂O-Lösung (pH 6,5) hergestellt werden. Die Versuche wurden bei 26°C und guter Belüftung in 500 ml Erlenmeyerkolben durchgeführt, die 200 ml Nährlösung enthielten. Die Konzentrationen an Mn(II), Mn(III) und Mn(IV) wurden mit den Methoden wie unter 2.1 beschrieben ermittelt. Die Versuche wurden in je 5 Parallelen für sterile und beimpfte Ansätze durchgeführt.

2.4 Untersuchungen zur Manganoxidation mit Stamm Ox 1

Diese Reinkultur war aus einer Schlauchkernbohrung aus 66 m Tiefe auf Ox 4 isoliert worden. Die Versuche wurden in Ox 4 ohne Agar-Agar durchgeführt, wobei

⁺) Fachrichtung Hygiene und Mikrobiologie, Universitätskliniken im LKH, Haus 43, Universität des Saarlandes, 6650 Homburg/Saar

Ox 4 im Verhältnis 1:64 mit Aqua dest. verdünnt wurde. Als Mangansalz diente $MnSO_4 \times H_2O$. In einem ersten Versuch wurde dem verdünnten Medium 1,0 g/l, 3,0 g/l und 5,0 g/l Na-acetat zugesetzt und in einem zweiten Versuch anstelle von Acetat 25 mg/l, 50 mg/l und 75 mg/l $Na_4P_2O_7 \times 10 H_2O$. Eine Stabilisierung des Mn(III) in wässrigen Lösungen ist möglich, wenn Acetat oder Pyrophosphat im Überschuß vorliegen. Der pH-Wert der Nährlösung betrug 6,8. Die Versuche wurden in 3 Parallelen bei guter Belüftung in 500 ml Erlenmeyerkolben durchgeführt, die 200 ml Nährlösung enthielten.

3. Ergebnisse

3.1. Mikrobiologische und chemische Bodenuntersuchungen

3.1.1 Chemische Bodenuntersuchungen

Nur in den oberen Bodenschichten (bis 3 m) konnte Mn(II) und Mn(III) bis 5 m Tiefe nachgewiesen werden (Abb.1). Die höchsten Gesamtmangankonzentrationen wurden in den Schichten zwischen 5-6 m und 13-14 m gemessen.

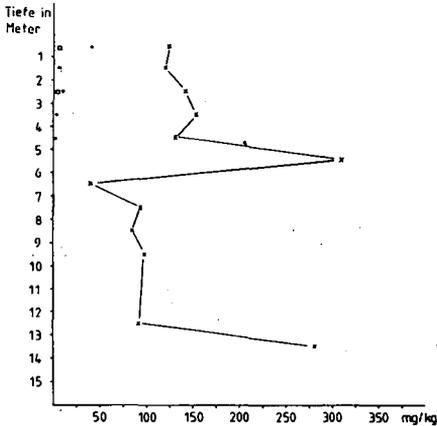


Abb.1
Konzentrationen an Mn(II) (□),
Mn(III) (•) und Gesamtmangan (x)
im Boden.

3.1.2 Mikrobiologische Bodenuntersuchungen

Aus den Abbildungen 2 bis 4 geht hervor, daß die Manganoxidierer und -reduzierer nur einen geringen Teil der gesamten Bakterienpopulation ausmachen. Die 4 Medien

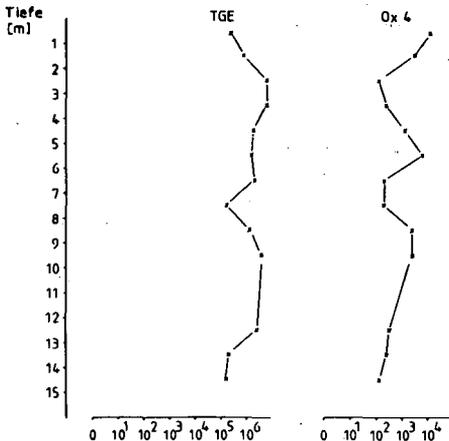


Abb.2
Koloniezahl allgemeiner heterotropher Bakterien (TGE) und Manganoxidierer (Ox 4) in 10 g Boden in Abhängigkeit von der Bodentiefe

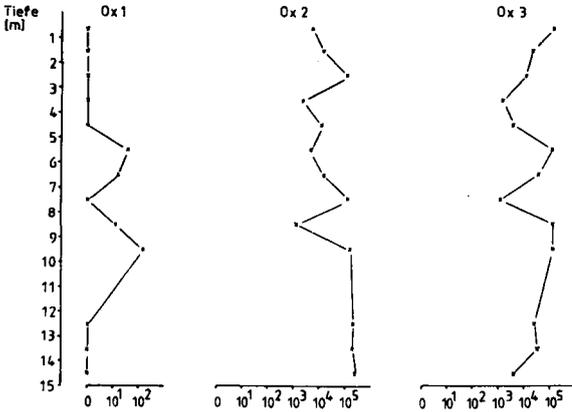


Abb. 3
Koloniezahl manganoxidierender Bakterien auf drei verschiedenen Medien in 10 g Boden in Abhängigkeit von der Bodentiefe

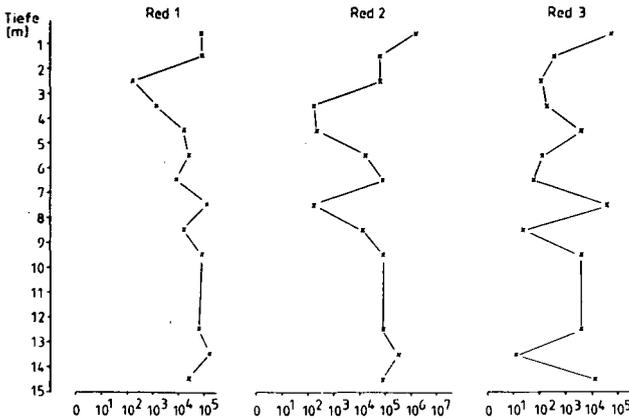


Abb. 4
Koloniezahl manganreduzierender Bakterien auf drei verschiedenen Medien in 10 g Boden in Abhängigkeit von der Bodentiefe

für die Manganoxidierer erbringen von gleichen Standorten verschieden hohe Zahlen von dunkelbraunen Kolonien. Manganreduzierer lagen in gleicher und zum Teil höherer Anzahl vor.

3.2 Versuche zur Mn(IV)-Reduktion mit Stamm Red 16

3.2.1 Mn(IV)-Reduktion ohne Pyrophosphat

In diesem Versuch werden Mn(III) nach 24 Stunden mit 9 mg/l in den beimpften Ansätzen nachgewiesen (Abb.5). In der sterilen Kontrolle blieben die Konzentrationen an Mn(II) und Mn(IV) über den Versuchszeitraum konstant.

3.2.2 Mn(IV)-Reduktion in Gegenwart von Pyrophosphat

Bereits beim Ansetzen der Nährlösung wird Mn(IV) teilweise sofort zu Mn(III) reduziert (Abb.6). Nach 1 Tag aerober Bebrütung stellt sich in der sterilen Nährlösung ein konstantes Gleichgewicht zwischen Mn(II), Mn(III) und Mn(IV) ein. In den beimpften Ansätzen waren nach nur 1 Tag Bebrütungsdauer bereits 13,2 mg/l Mn(II) nachweisbar (Abb.6).

3.2.3 Mn(III)-Reduktion

Bei den sterilen Versuchen konnten keine wesentlichen Veränderungen der Konzentrationen an Mn(II), Mn(III) und Mn(IV) beobachtet werden. Bei den beimpften

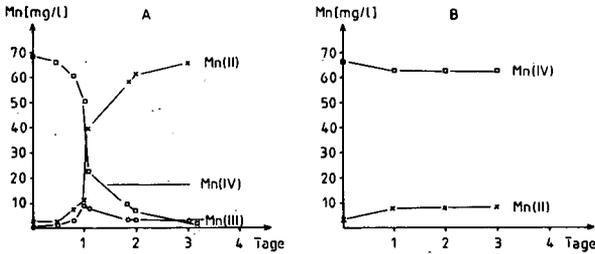


Abb. 5
Reduktion von Mn(IV) ohne Zusatz von Pyrophosphat durch Stamm Red 16; A im beimpften Ansatz, B in der sterilen Kontrolle

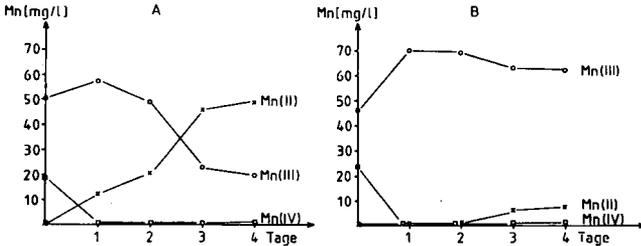


Abb. 6
Veränderungen der Konzentrationen an Mn(IV), Mn(III) und Mn(II) im beimpften Ansatz (A) und der sterilen Kontrolle (B) bei der Mn(IV)-Reduktion in Gegenwart von 10 g/l Napyrophosphat

Versuchsansätzen waren nach 1 Tag 82 % der anfänglichen Mn(III)-Konzentration zu Mn(II) reduziert worden (Abb.7).

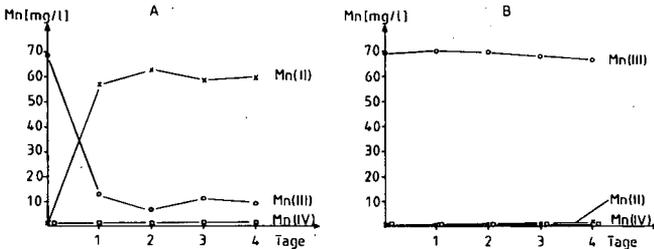


Abb. 7
Veränderungen der Konzentrationen an Mn(IV), Mn(III) und Mn(II) im beimpften Ansatz (A) und der sterilen Kontrolle (B) bei der Mn(III)-Reduktion

3.3 Versuche zur Mn(II)-Oxidation mit Stamm Ox 1

3.3.1 Mn(II)-Oxidation in Gegenwart von Na-acetat

Mit Zunahme der Acetat-Konzentration in der Nährlösung wurde die Mn(II)-Oxidation geringer. Mn(III) konnte nicht nachgewiesen werden (Abb.8).

3.3.2 Mn(II)-Oxidation in Gegenwart von Pyrophosphat

Bereits bei einer Konzentration von 25 mg/l $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \times 10 \text{ H}_2\text{O}$ konnte eine deutliche Verzögerung der Mn(II)-Oxidation beobachtet werden. In Gegenwart von 75 mg/l Pyrophosphat betrug die oxidierte Mn(II)-Menge lediglich 2,1 mg/l bei einer Anfangskonzentration von 12 mg/l (Abb.9).

4. Diskussion

Mn(II) und Mn(III) war hauptsächlich in Bodenproben nachweisbar, die oberhalb des Grundwasserspiegels (2,6 m unter Bodenkante) lagen. Diese Bodenschichten kommen nicht mit O_2 -haltigem Wasser in Kontakt, das über Jahre in tiefere Schichten (Grundwasserleiter) eingebracht wurde. In den Schichten mit dem höchsten Gesamt-mangan-gehalt lagen die Zahlen manganoxidierender und -reduzierender Bakterien in gleicher Höhe. Eine Begründung kann hierfür zur Zeit nicht gegeben wer-

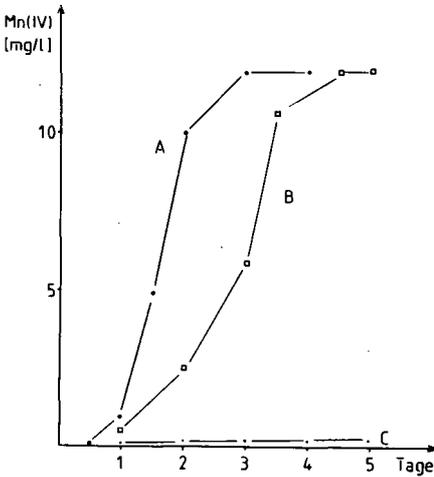


Abb. 8

Veränderungen der Konzentrationen an Mn(II) und Mn(IV) bei der Manganoxidation durch Stamm Ox 1 in Gegenwart von 1 g/l (A), 3 g/l (B) und 5 g/l (C) Na-acetat

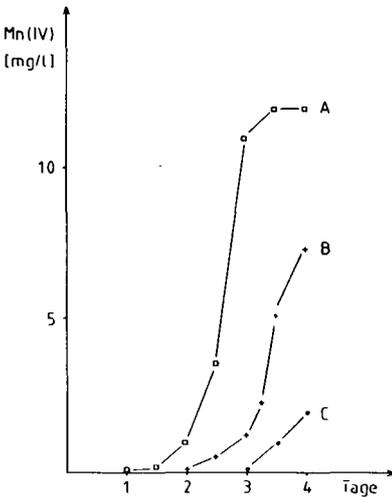


Abb. 9

Veränderungen der Konzentrationen an Mn(II) und Mn(IV) bei der Manganoxidation durch Stamm Ox 1 in Gegenwart von 25 mg/l (A), 50 mg/l (B) und 75 mg/l (C) $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \times 10 \text{H}_2\text{O}$

den, da wir die Verteilung der beiden physiologischen Bakteriengruppen im unbeeinflussten Boden nicht kennen. Es ist auch nicht bekannt, ob die im Laborversuch Mn(IV)- und Mn(III)-reduzierenden Bakterien von der von ihnen durchgeführten Reaktion einen energetischen Nutzen haben. Fast alle der derzeit beschriebenen Manganoxidierer vermehren sich auch ohne die Gegenwart von Mn(II) und dessen Oxidation (11). Die Bedeutung der Bakterien im Mangankreislauf verdeutlicht der Versuch mit Stamm Red 16. Unter gleichen Bedingungen wurde nur in den Ansätzen mit Bakterien Mn(IV) quantitativ reduziert, wobei Mn(III) als Zwischenverbindung schon in der Nährlösung ohne Pyrophosphat nachweisbar war, d.h. es muß eine mikrobiogene Verbindung vorliegen, die die Stabilität von Mn(III) garantiert. Dagegen konnte bei der Manganoxidation mit Stamm Ox 1 kein Mn(III) nachgewiesen werden. Entweder wird bei der Oxidation unter diesen Versuchsbedingungen keine Mn(III)-stabilisierende Verbindung gebildet, oder Mn(III) wird

nach seiner Entstehung in den Bakterienzellen nicht in einem stabilen Komplex ausgeschieden. Bereits die geringen Mengen an Pyrophosphat und Acetat haben eine Verminderung der Manganoxidation zur Folge. Das Ausbleiben der Manganoxidation bei diesem Stamm in Gegenwart von Pyrophosphat wird wahrscheinlich durch die Ausfällung von Mn(II) durch Pyrophosphat bedingt: Die Gewinnung oxidierbarer Mn(II)-Ionen aus dem Niederschlag ist wohl nicht möglich.

Besonders in reduzierenden Böden sollte auf Mn(III) als Transportform geachtet werden und nicht allein auf Mn(II) in seinen verschiedenen Bindungsformen. Dieser Aspekt ist erst möglich geworden, seitdem Mn(III) in diesem Milieu und auch in Nährlösungen nachgewiesen werden kann.

Wir danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die dieses Forschungsvorhaben finanziell erst ermöglicht hat.

5. Literatur

- (1) Van Veen, W (1973) *Antonie van Leeuwenhoek* 39:659-662
- (2) Trimble, R. u. Ehrlich, H.L. (1970) *Appl. Microbiol.* 19:966-972
- (3) Gottfreund J. u. Schweisfurth, R. (1983) *Fresenius Z. Anal. Chem.* im Druck
- (4) Bromfield, S. u. Skerman, V. (1950) *Soil Sci.* 69:337-348
- (5) Möse, J. u. Brantner, H. (1966) *Zbl. Bakt.* II 120:480-495
- (6) Schweisfurth, R. (1972) *Gas- u. Wasserfach*, Ausgabe Wasser-Abwasser 113:562-572
- (7) Pringsheim, E. (1949) *Rev. Cambridge Phil. Soc.* 24:200-245
- (8) Schweisfurth, R. (1968) *Mitteilgn. Internat. Vereinigg. Limnol.* 14:179-186
- (9) Pfennig, N. (1966) *Arch. Mikrobiol.* 55:245-256
- (10) Anonymus: *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater.* American Public Health Ass., Inc., 12. Ed., New York 1965
- (11) Schweisfurth, R., Eleftheriadis, D., Gundlach, H., Jacobs, M. Jung, W. (1978) *Environm. Biogeochem. and Geomicrobiol.* vol. 3:923-928

Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 38, 331-336 (1983)

Erfassung, Berechnung, Protokollierung und Darstellung von
Nitrit-, Nitrat- und Ammonium-, sowie Wassergehalten im
Boden in mittel- bis langfristigen Feldmeßprogrammen unter
Verwendung eines Personal Computers.

von
Heinemeyer, O. *)

Einleitung

Im Rahmen eines Feldmeßprogrammes zur Erfassung gasförmiger N_2O -Verluste war die begleitende Erfassung der Bodenfeuchte sowie der NO_2^- , NO_3^- und NH_4^+ -Gehalte des Bodens vorgesehen. Neun verschiedene Teilstücke sollten parallel untersucht und sämtliche Werte mit je 4 Parallelen für 3 Tiefenstufen ca. 3 Jahre lang einmal wöchentlich erfaßt werden.

Die Bestimmungen waren an Bohrstockproben durchzuführen. Die Bodenfeuchte sollte gravimetrisch, die N_{min} -Bestimmungen photometrisch nach KCl-Extraktion erfolgen.

An Meßgeräten standen eine elektronische Oberschalenwaage (Sartorius) sowie ein Autoanalyser (Technicon II), beide mit Protokoll-drucker, zur Verfügung. Das zur Verfügung stehende Personal (2 techn. Assistentinnen, 1 Wissenschaftler) mußte die genannten Aufgaben, einschließlich Probennahme und Transport zusätzlich zu den N_2O -Flux-Messungen bewältigen können, so daß lediglich vier Manntage je Woche für die gesamte Bestimmung der erwähnten Boden-daten zur Verfügung standen.

*) Institut für Bodenbiologie, Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft, Bundesallee 50, D-3300 Braunschweig

Nach überschlägiger Berechnung waren wöchentlich an 216 Bodenproben je 8 Einzelgrößen zu bestimmen und aus diesen 1728 Werten 864 Einzelergebnisse zu berechnen. Von letzteren waren dann 108 Mittelwerte und deren Standardabweichungen zu ermitteln.

Diese Situation erzwang den Einsatz elektronischer Datenverarbeitung. Nachdem Lösungsversuche mittels eines programmierbaren Tischrechners (HP 97) sowie auch der Einsatz der zentralen Datenverarbeitung der BFAL-Braunschweig (SAG 7.541, 4 MB + Peripherie und Terminal 8160) scheiterten, wurde die Aufgabe durch Einsatz eines Personalcomputers (CBM 8032 + CBM 8050 + CBM 4022) erfolgreich gelöst. Hierzu wurde ein eigenes Programm "BODAS" entwickelt, welches die Lösung der eingangs geschilderten Aufgaben ermöglicht und wegen seiner potentiellen Verwendbarkeit auch in anderen Labors im folgenden beschrieben werden soll.

Programmkonzeption

Das in Dialogform geschriebene Programm kann ohne EDV-Kenntnisse und Hilfsmittel vom eingewiesenen Personal fehlerfrei und zügig bedient werden. Unzulässige Eingaben werden erkannt und zurückgewiesen. Tippfehler sind leicht und unverzüglich korrigierbar. Eine Wiederholung gleicher Eingaben für verschiedene Rechengänge ist unnötig. Klartextfragen auf dem Bildschirm werden durch Auswahl vorgegebener Antworten per Tastendruck beantwortet, ein Verfahren welches als Menütechnik geläufig ist. Der übersichtlichen Gestaltung des Bildschirmaufbaus wurde besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

Jedes einmal erfaßte Zwischenergebnis ist jederzeit abruf- und korrigierbar. Auch bereits errechnete Endergebnisse können sofort erneut berechnet werden. Hierdurch ist gewährleistet, daß auch erst nachträglich entdeckte Übertragungsfehler in den Daten korrigierbar sind. Ergebnisse werden in Form eines Protokollblattes zusammen mit allen Eingabe- und Zwischenwerten sowohl auf dem Bildschirm angezeigt als auch auf dem Drucker ausgegeben.

Sämtliche Daten werden auf Disketten abgelegt und stehen so für eine weitere Verarbeitung in maschinell lesbarer Form zur Verfügung.

Ein- AusgabeprozEDUREN

Das Programm verwaltet u.a. bis zu 200 Gewichtsangaben von Probengefäßen, welche im Zuge der Feuchtigkeitsbestimmung verwendet werden und deren Gewichte bei der Ergebnisberechnung eingehen. Diese müssen einmalig eingegeben werden und können in der Folge durch die Gefäßnummer indiziert werden. Erstere sind 5stellig, letztere maximal 3stellig (z.B. 12.05 g = Gefäß 178) somit sinkt der laufende Eingabeaufwand für diese Daten um 2/5. Ein entsprechender Programmteil "Dosengewichte" ermöglicht entsprechende Eingabe, Anzeige, Änderung, Sicherung und Dokumentation dieser "Stammdaten".

Vor der Eingabe von Meßdaten muß deren Zugehörigkeit zu einer Probennahme durch Eingabe des Probennahmedatums und der Untersuchungsfläche bezeichnet werden. Das Programm überprüft diese Eingabe jeweils auf formale Richtigkeit und legt Daten unter dieser symbolischen Adresse auf Disketten ab. Zur Berechnung des Ergebnisses einer Probennahme werden insgesamt 8 Meßwerte je Einzelprobe benötigt. Diese sind als Eingangsparameter in Tab. 1 aufgelistet, welche auch die mathematische Behandlung der Daten erläutert.

Bei der Eingabe für eine definierte Probennahme werden jeweils Meßwerte gleicher Art als Block von 12 Zahlen eingegeben. Die Reihenfolge der Zahlen im Block kennzeichnet hierbei deren Zugehörigkeit zur Probe einer bestimmten Probennahme und Bodentiefe. Während diese Anordnung stets gleich bleiben muß, können die 8 unterschiedlichen Wertarten in beliebiger Reihenfolge und zu verschiedenen Zeiten eingegeben werden. Das Programm überprüft selbständig, ob die Eingaben vollständig sind und führt gegebenenfalls die Ergebnisberechnung durch.

Die Ergebnisse werden in Form eines Protokollbogens sowohl angezeigt als auch gedruckt und auf Diskette abgespeichert. Werden nachträglich Übertragungsfehler entdeckt, so sind diese sofort korrigierbar, und das Endergebnis wird neu berechnet.

Die Speicherung der Daten auf Disketten in maschinell lesbarer Form stellt gegenüber den sonst üblichen schriftlichen Aufzeichnungen einen erheblichen Vorteil dar. Durch sie wird gewährleistet, daß eine Weiterbehandlung der Daten ohne umfangreiche Lese- und Schreibarbeiten möglich ist.

Wir entwickelten z.B. Programme, die es erlauben, die Ergebnisse in Form graphischer Darstellungen auf einer Zeichenmaschine auszugeben. Aber auch das Einbringen derartiger Datensammlungen in Modellberechnungen wird so vereinfacht. Das beschriebene Programm benutzt sowohl sequentielle als auch indexsequentielle Dateien. Durch geeignete Dateiorganisation gelang es, die Daten eines Meßjahres auf einer einzigen 5 1/4 Zoll Diskette mit 0,5 Megabyte Kapazität abzulegen. Die ausgedruckten Protokolle füllen im Vergleich hierzu 3 Aktenordner im Format DIN A4.

Das beschriebene Programm ist seit nunmehr 3 Jahren bei uns im Einsatz und hat sich voll bewährt. In dieser Zeit haben 5 verschiedene Personen mit ihm gearbeitet und waren ohne Vorkenntnisse nach ca. 3stündiger Einweisung in der Lage, es fehlerfrei zu bedienen. Die beobachtete Rate an unvermeidlichen Fehleingaben lag bei 0,4 pro Mill. Ein großer Teil dieser Fehler beruhte auf menschlichen Lesefehlern.

Es stellt nach unserer Überzeugung eine kostengünstige Möglichkeit (ca. 9.000,- DM Gerätekosten) zur Lösung von Aufgaben in der längerfristigen Meßwerterfassung und Verrechnung dar. Da es in der leicht zu erlernenden Programmiersprache Basic 4.0 geschrieben ist, läßt es sich mit geringem Anpassungsaufwand auch in anderen Labors kostensparend einsetzen.

Die folgende Kurzvorstellung faßt nocheinmal alle Informationen zu diesem Programm zusammen.

Programmkurzvorstellung

Name: BODAS

Zweck: Erfassung, Protokollierung und Verrechnung von Bodenuntersuchungsdaten

Kapazität: Wahlfreie Bearbeitung der Daten von 9 Probenahme-
nahmeflächen mit je 12 Einzelproben pro Proben-
nahme. Berechnung von Wasser-, NO_2^- , NO_3^- - und
 NH_4^+ -Gehalten. Statistische Auswertung auf Mit-
telwerte und Standardabweichungen.

Sprache: Commodore Basic 4.0

Länge: 13,5 KB

Dokumentation: Programmbeschreibung, Flußdiagramm, Sourcelisting

Abgabe: Nutzungsrechte unentgeltlich

erf. Hardware: CBM 8032, CBM 8050, CBM 4022

Hardwarekosten: ca. 1.995,- + 3.985,- + 1.450,-
(Stand: 1.8.83)

Kontaktadresse: Dr. Otto Heinemeyer
BFAL - BS
Institut für Bodenbiologie
Bundesallee 50
3300 Braunschweig

Berechnungen der N_{\min} -Werte

Tabelle 1

Eingangsparameter

(2) Dosenr. -- (2') Dosengew.	[g]
(3) feucht.Boden + Dose	[g]
(4) trockn.Boden + Dose	[g]
(5) feucht.Bodeneinw. z. Extraktion	[g]
(1) Menge Extraktionsm.	[ml]
(6) NO_2^- im Extrakt	$[\mu\text{g}\cdot\text{ml}^{-1}]$
(7) $NO_2^- + NO_3^-$ im Extrakt	$[\mu\text{g}\cdot\text{ml}^{-1}]$
(8) NH_4^+ im Extrakt	$[\mu\text{g}\cdot\text{ml}^{-1}]$

Berechnungen

A) Wassergehalt in % des trocknen Bodens

$$\frac{100}{(4)-(2')} \cdot ((3)-(4)) = (9) \text{ Wassergehalt } [\%]$$

B) Umrechnungsfaktor zum Umrechnen von (6) (7) (8) in die Dimension $[\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}]$

$$\frac{(5)}{100+(9)} \cdot 100 = (10) \text{ Extrahierter trockener Boden [g]}$$

$$\frac{(1)+((5)-(10))}{(10)} = (11) \text{ Umrechnungsfaktor } [\text{ml}\cdot\text{g}^{-1}]$$

C) Errechnen der N_{\min} -Gehalte

$$(6) \cdot (11) = (12) \text{ Nitritgehalt d. Bodens } [\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}]$$

$$((7)-(6)) \cdot (11) = (13) \text{ Nitratgehalt d. Bodens } [\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}]$$

$$(8) \cdot (11) = (14) \text{ Ammoniumgehalt d. Bodens } [\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}]$$

Anmerkung:

Diese Arbeit wurde mit finanzieller Unterstützung durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie (KBF 41) durchgeführt.

Die Wiederbesiedlung flurbereinigten Rebgeländes
im Kaiserstuhl durch Lumbriciden

von

A. Kobel-Lamparski⁺ und F. Lamparski⁺⁺

Seit 25 Jahren werden im Kaiserstuhl großflächige Flurbereinigungen durchgeführt. Das Ziel ist die maschinengerechte Gestaltung des Rebgeländes. Von 1968 bis 1978 wurden etwa 1700 ha Rebland von der Neustrukturierung erfaßt. Erdbewegungen solchen Ausmaßes waren möglich, weil ein Großteil des Kaiserstuhls von einer mächtigen Lößauflage bedeckt ist, welche leicht mechanisch zu bearbeiten ist. Bei den Umlegungsverfahren entstehen aus kleinterrassiertem Gelände hektargroße Rebflächen und zwischen diesen Großterrassen riesige Böschungen von 8 - 30 m Höhe, 45° Neigung und einer Länge von mehreren 100 m. *)

Die neuentstandenen Böschungen - Brachland in intensiv genutztem Gebiet - stellen ein großangelegtes Naturexperiment dar. Sowohl Pflanzen als auch Tiere können hier einen plötzlich von Organismen leeren Raum neu besiedeln. Großflächig treten Initialstadien der Bodenbildung auf. Wichtige Prozesse bei der Bodenbildung auf LÖB sind Akkumulation organischer Substanz und Aggregatbildung. An diesen Prozessen sind Regenwürmer (RW) in hohem Maße beteiligt. Durch Ansammlung und Einmischung von Streu und Ablage ihrer Exkremete auf der Bodenoberfläche strukturieren sie diese und fördern so die Ansiedlung anderer Organismen, die erhöhte Ansprüche an Mikrorelief und Mikroklima stellen.

Als Hemmnis für die Besiedlung der neuentstandenen Böschungen wirkt sich in bestimmten Bereichen die Struktur der Bodenoberfläche aus. Hier finden sich Profile, bei denen die Oberfläche von einem Schaumgefüge gebildet wird. Schaumböden kennt man bisher nur aus ariden Gebieten (4), wo ihre Hauptverbreitung in Bereichen mit einem Jahresniederschlag unter 250 mm liegt. Voraussetzung für ihre Bildung ist ein hoher Schluffanteil und eine

*) Die Untersuchung erfolgte im Rahmen des wissenschaftlichen Begleitprogrammes zu Maßnahmen der Flurbereinigung in Baden-Württemberg.

⁺Institut für Biologie I (Zoologie) der Albert-Ludwigs-Universität D-7800 Freiburg i. Br., Albertstr. 21a.

⁺⁺Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre der Albert-Ludwigs-Universität D-7800 Freiburg i. Br., Bertoldstr. 17.

instabile Schicht an der Bodenoberfläche, die bei Durchfeuchtung ins Fließen gerät. Aus dem hohlraumreichen, tieferen Bereich mit Bröckelgefüge perlt bei starken Niederschlägen die verdrängte Luft in das leicht verschlängbare Material an der Bodenoberfläche, welches dann jedoch rasch erstarrt, so daß die Luftblasen eingeschlossen werden. Nach dem Abtrocknen bildet diese Schaumstruktur eine 1-2 cm dicke, verhärtete Lage, die durch Trockenrisse in Felder zerlegt wird. Aus ökologischer Sicht sind Schaumböden sehr ungünstig. Die feste Kruste nimmt kaum Wasser auf, Regenwasser fließt oberflächlich ab; erst an den Trockenrissen sickert es ein. Wo das Schaumgefüge ausgebildet ist, können sich nur schwer Pflanzen ansiedeln, der Bewuchs konzentriert sich auf die Spaltrisse. Die Schaumoberfläche selbst wird viel eher von Algen, Flechten und Moosen besiedelt, die mit ihren nur wenige mm tief reichenden Rhizoiden die absperrende Wirkung noch verstärken. Man sieht jedoch, daß dort, wo durch die Tätigkeit von RW eine Krümelbildung einsetzt auch die Oberfläche lockerer wird und die Vegetation zunimmt.

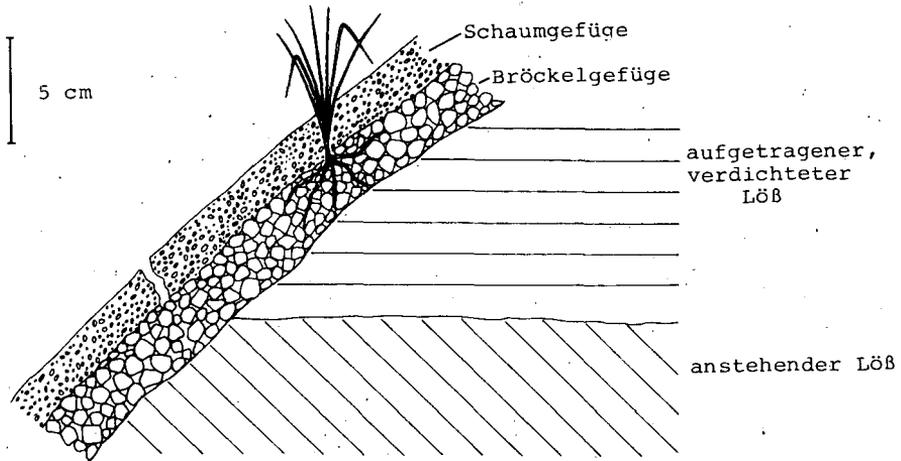


Abb. 1.: Bodenprofil mit Schaumgefüge

Untersuchungsflächen und Untersuchungsmethoden

Das Untersuchungsgebiet liegt nördlich von Oberbergen im Bereich Badenbergr - Baßgeige. Es umfaßt altes Rebgelände (aR), 1973 umgelegtes Rebgelände (R 73) und 1978 umgelegtes Rebgelände (R 78). Diese unterschiedlich alten Rebgelände grenzen direkt aneinander, so daß heute aR und R 73 als Impfsellen für das neue Umlegungsgebiet von 1978 wirken.

Die Untersuchung erfolgte mit Bodenfallen und Volumenproben. Insgesamt wurden 2322 Falleninhalte von 7.79 - 12.82 und 130 Volumenproben (\varnothing 20 cm, Tiefe 22 cm) vom Herbst 1981 ausgewertet. Die unterschiedlichen Methoden brachten nahezu identische Ergebnisse.

Zusätzlich wurden die Spuren der RW-Aktivität im Boden und auf der Bodenoberfläche bestimmt:

Vor dem Ausstechen der Volumen-Proben wurden auf einer Fläche von 35 x 50 cm alle Merkmale, die sich RW zuordnen ließen, auf einer durchsichtigen Folie flächentreu übertragen. Sie wurden später nach Anzahl, Flächendeckung und Abständen ausgewertet. Nach dem Ziehen der Probe wurden die Wurmrohren an der Abrißfläche gezählt. Beim Aussammeln der Probe wurde der RW-Einfluß auf verschiedenen Abschnitten geschätzt (1). Ergänzend wurden Gefüge-, Humusgehalt und Durchwurzelung nach Geländemethoden bestimmt.

Wiederbesiedlung und Sukzession

Jeder stärkere Eingriff in einen Standort kann Gleichgewichte und nachfolgend Artenspektren verschieben und so die Zuwanderung neuer Arten oder die Wiederbesiedlung mit den ehemaligen Arten induzieren. In einer Kulturlandschaft werden Wiederbesiedlung und frühe Sukzessionsstadien den Normalfall darstellen, ausgelöst z. B. durch Bodenbearbeitung und Biozideinsatz. Längerfristig ergeben sich Sukzessionsabläufe bei der Umwandlung von Wald in landwirtschaftlich genutztes Gelände und umgekehrt, beim Kalken von Wäldern oder - wie in unserem Fall - bei der völligen Umgestaltung einer Landschaft.

Es ist ziemlich unwahrscheinlich, daß RW das Umlegungsverfahren überstehen. Neben der mechanischen Zerstörung genügt schon das Überschütten der Bodenoberfläche, um das begrabene organische Material als Nahrung unbrauchbar zu machen. Dies bedeutet, daß die RW-Population sich durch Einwanderung regenerieren muß.

Abb. 2 zeigt die Wirkung einer Impfzelle. Die Daten stammen aus einer 1978 neuentstandenen Rebfläche, welche direkten Kontakt zu altem Reb Gelände hat. Innerhalb von 30 m nimmt die Individuendichte stark ab. Nach GRAFF (1983) und DUNGER (1968) breiten sich RW-Populationen mit 5-10 m pro Jahr aus. Ungewöhnlich ist die hohe RW-Dichte im Grenzbereich. Sie beruht auf Jungtieren von *L.rubellus*. Wahrscheinlich überlagern sich hier höhere Fortpflanzungsraten und Zuwanderungsgewinne. Ein übermäßig starkes Ansteigen der Populationsdichte, dem jedoch ein Zusammenbruch bzw. starke Fluktuationen folgen, tritt im Verlauf von Sukzessionen häufig ein. Abb. 2 beschreibt das Vorrücken einer Population in breiter Front. Schwieriger zu erfassen ist die rasche Ausbreitung der Tiere entlang von Leitbahnen, wie z. B. Wegen. Dabei dünnt ihre Dichte jedoch aus, sodaß der Aufbau einer Population stark vom Zufall bedingt wird.

Im alten Reb Gelände wurden 8 Arten gefangen. 5 Jahre Kontakt zu altem Reb Gelände genügte, um die Einwanderung von 7 Arten nach

R 73 zu sichern. Im neuen Rebgelände (R 78) sind mit 3 Arten die wichtigsten Bereiche und Lebensweisen für RW abgedeckt. *L. rubellus*, eigentlich ein epigäischer Streu- und Humusbewohner, besetzt als adultes Tier die Stelle eines vertikalgrabenden Typs. Er legt also einen Bau an, der dem Bau von *L. terrestris* stark ähnelt.

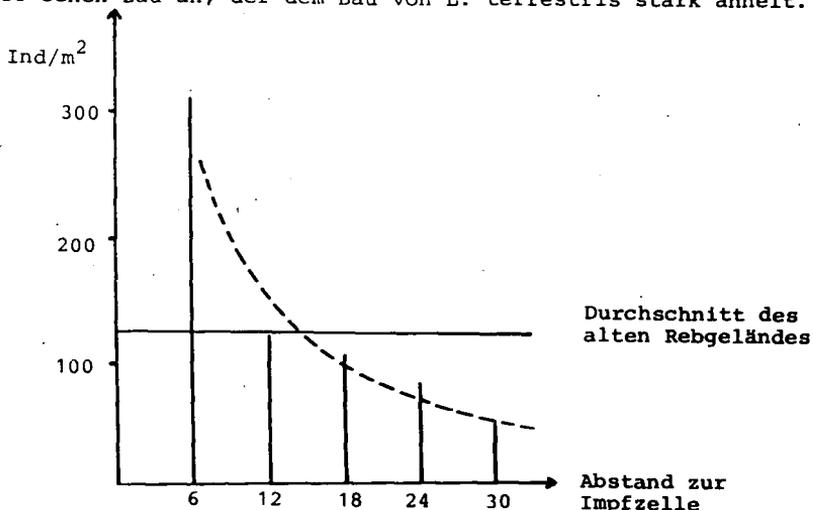


Abb. 2.: Einfluß einer Impfzelle auf die Besiedlungsdichte

Tab. 1.:

Regenwurmarten des Rebgeländes am Kaiserstuhl (bis Ende 1981)

	altes Rebgelände		8 Jahre altes Rebgelände		3 J. altes Rebgelände	
	Bö	Fl	Bö	Fl	Bö	Fl
<i>Lumbricus rubellus</i>	+	+	+	+	+	+
<i>Dendrobaena subrubicunda</i>	+	+	+	+	+	+
<i>Allolobophora caliginosa</i>	+	+	+	+	o	o
<i>Allolobophora nocturna</i>	+	+	+	+		o
<i>Allolobophora rosea</i>	+	+	+	+		o
<i>Octolasion lacteum</i>	+	+	+			
<i>Octolasion cyaneum</i>	o	o	o			
<i>Eisenia parva</i>	+					

Bö = Böschung; Fl = Fläche; + = verbreitet; o = Einzelfunde
 Gebiete, aus denen die Wiederbesiedlung erfolgen konnte

Die Jungtiere leben epigäisch, auch in Bereichen mit geringerem Anteil von organischem Material. *D. subrubicunda* lebt an der Bodenoberfläche an Stellen mit einem hohen Anteil an organischem Material. *A. caliginosa* gilt als echter Bodenbewohner, der auch unter extremen Bedingungen noch zu finden ist. Das langsame Vordringen dieser Art im neuen Rebgelände liegt daran, daß sie durch geringe Beweglichkeit und geringe Fortpflanzungsrate gehemmt ist und weniger am Fehlen von zusagenden Bedingungen.

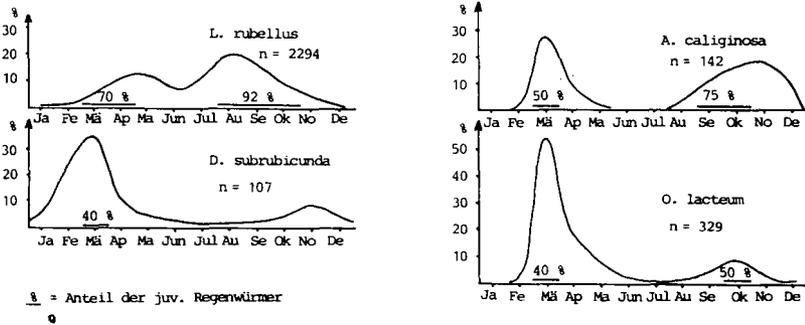


Abb. 3: Aktivitäten von 4 Regenwurmarten an der Bodenoberfläche aufgrund von Fallenfängen (Phänologieverlauf aus 3 Fangjahren gemittelt).

Die Ausbreitung der einzelnen Arten wird nur im geringeren Maße im Boden erfolgen. Die Auswertung von Fallenfängen zeigt, daß alle angetroffenen Arten eine beachtliche Aktivität an der Bodenoberfläche aufweisen, auch die endogäischen Formen. Die Phänologiekurven (Abb. 3) der Oberflächenaktivität treten jedes Jahr mit dem gleichen Muster auf. Sie sind Ausdruck eines endogenen Aktivitätsrhythmus, der natürlich durch die Witterung überlagert wird. Daß die Tiere ihre Röhren nach Regenfällen wegen Sauerstoffmangel verlassen, ist in den Böden des Kaiserstuhls völlig unwahrscheinlich.

Die Ausbreitung der RW über die Bodenoberfläche spiegelt sich auch in der Überformung des Bodens wieder (Tab. 2). Der Vergleich von Spuren an der Bodenoberfläche mit Wurmröhren in 20 cm Tiefe ergibt, daß die Bodenstrukturierung von oben her erfolgt. Flächenbezogen ist der RW-Einfluß in 20 cm Tiefe im neuen Gelände (R 78) 10 bis 15 mal geringer als in den älteren Gebieten, an der Bodenoberfläche ist er nur 4 mal geringer. Die Bodenstrukturierung erfolgt in der Anfangsphase hauptsächlich durch *L. rubellus* (R 78) später durch *A. caliginosa* (R 73).

Tab. 2.

	altes Rebgelände		8 Jahre altes Rebgelände		3 Jahre altes Rebgelände	
	Bö	F1	Bö	F1	Bö	F1
RW-Röhren/m ² in 20 cm Tiefe	280	274	369	111	37	15
		Gang Zeile 217 331				
Oberflächenein- fluß *						
Anzahl/m ²	97	94	162	163	116	77
Flächen- deckung %	8,2	10,2	13	9,1	2,4	2,1

* Exkrememente, Ansammlung von organischem Material an der Bodenoberfläche, offene Röhren

Zusammenfassung

5 Jahre Kontakt zu einer Impfzelle genügen, um der Mehrzahl der Arten das Festsetzen in einem neuen Gelände zu ermöglichen. Nach einem Kontakt von 3 Jahren sind die wichtigsten Lebensbereiche für RW besetzt. Die Strukturierung des Bodens durch RW wird über die Bodenoberfläche eingeleitet.

Literatur

- (1) BABEL, U., 1972: Moderprofile in Wäldern. Hohenheimer Arbeiten 60
- (2) DUNGER, W., 1968: Die Entwicklung der Bodenfauna auf rekultivierten Kippen und Halden des Braunkohlentagebaues. Ein Beitrag zur pedozoologischen Standortdiagnose. Abh. u. Ber. Naturkde Mus. Görlitz 43, 2, 1-256
- (3) GRAFF, O., 1983: Unsere Regenwürmer. Lexikon für Freunde der Bodenbiologie. Hannover 112 S.
- (4) Volk, O.H., Geiger, E., 1971: "Schaumböden" als Ursache der Vegetationslosigkeit in ariden Gebieten. Zeitschr. f. Geomorphologie 14, 1, 79-95.

Bodenzoologische Ergebnisse eines Meliorations-
versuches mit Weißerle auf einem ehemals streu-
genutzten Kiefernstandort.

von

Makeschin, F. +)

Jahrhundertelange Streunutzung führte in Nordbayern zur Degradierung vieler Waldböden. Die Ursache hierfür liegt in dem wiederholten Entzug an organischer Substanz und Nährelementen; vor allem der dadurch bedingten Verschlechterung des N- und Basen-Haushalts kommt dabei die entscheidende Rolle zu (Rehfuess 1981). Bodenorganismen mit höheren ökologischen Ansprüchen treten in diesen Böden kaum auf. Insbesondere gilt dies für Bodenwühler mit ihren wichtigsten Vertretern, den Regenwürmern. Damit fehlt auch die für ein intensives Stoffumsatzgeschehen unerlässliche Einarbeitung und Homogenisierung der organischen Streu in dem Mineralboden durch zoogene Turbation.

Anhand eines 27-jährigen Meliorationsversuchs mit Weißerle auf Phyllit wird im folgenden über die Wiederbesiedelung eines solchen Problemstandortes durch Regenwürmer und weitere Gruppen der saprophagen Makrofauna berichtet.

Methodik

Über die durchgeführten Meliorationsmaßnahmen informiert Übersicht 1. Als Vergleichsbestand dient ein dem Ausgangszustand der meliorierten Flächen vergleichbares Kiefern-Fichten-Altholz. Auf eine Darstellung der Fläche EO wird verzichtet, da an mehreren Untersuchungsterminen keine signifikanten Unterschiede in der Belegung zwischen beiden Erlenflächen bestanden.

+) Lehrstuhl für Bodenkunde, Amalienstr.52, 8 München 40

Übersicht 1: Beschreibung der Meliorationsverfahren

Termin	V E R S U C H S G L I E D	
	E R L E N F L Ä C H E N	
	EO	E1
Winter'54	Kahlschlag und Stockrodung der Kiefern- / Fichten-Altholzfläche	
Frühjahr'55	a) Umlagerung von Auflagehumus und Bodenflora von Fläche EO auf Fläche E1 b) Kalkung mit 50 dt CaCO ₃ / ha c) V o l l u m b r u c h d) Kalkung mit 50 dt CaCO ₃ / ha e) Bepflanzung mit einjährigen Weißerlen (6450/ha)	

Zoologische Untersuchungen

Regenwürmer: Metall-Stechrahmen (1600 cm²)
 Abnahme der org. Auflage und Handverlesen im Labor. Aus Mineralboden durch Applikation 0,35 %-iger Formaldelydlösung. Je Termin und Fläche 20 Entnahmepunkte, rasterartig verteilt und wechselnd.

Weitere Makrofauna: Metall-Stechrahmen (176 cm²) getrennte Probung org. Auflage und Mineralboden 0-10 cm. Handverlesen im Labor. Je Termin und Fläche 20 Entnahmepunkte, wie oben.

Statistische Verrechnung der Daten mit einem nicht parametrischen Test nach Kruskal-Wallis (BMDP 3 S, University of California 1976).

Ergebnisse und Diskussion

Einige bodenchemische Kennwerte der untersuchten Flächen sind in Übersicht 2 dargestellt.

Übersicht 2: Bodenchemische Charakterisierung der Kiefern-Vergleichsfläche und der Meliorationsfläche E1 (Eruz et al., in Vorbereitung)

	pH (CaCl ₂)		C mg/g		N mg/g		C/N	
	Aufl.	Min.	Aufl.	Min.	Aufl.	Min.	Aufl.	Min.
Kiefernfläche	2.8	3.1	420	31	11.5	1.8	37	17
Erlenfläche	3.7	3.3	285	41	21.7	3.5	13	12

Regenwürmer

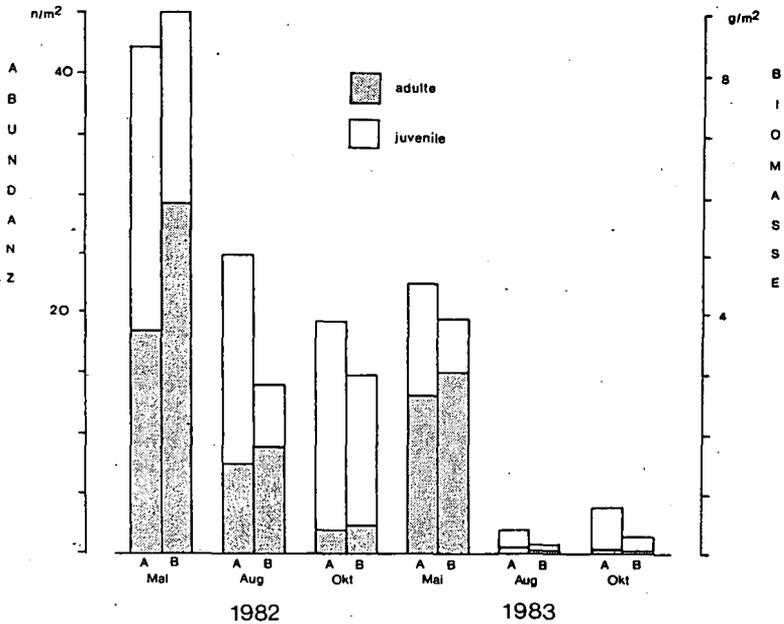
Auf der Kiefernfläche wurden nur *D. octaedra* und *L. rubellus* in Einzelexemplaren gefunden. Die Besatzdichte liegt bei 0,6 Individuen bzw. 0,2 g/m³. Auf Grund sehr hoher Streuungen (400-500%, siehe dazu auch Abrahamsen 1972) können diese Werte nur unter Vorbehalt interpretiert werden, sie bestätigen sich in der Größenordnung jedoch aus Untersuchungen von Coniferen-Ökosystemen anderer Autoren (Abrahamsen 1972, Ronde 1953, Perel 1964).

Deutlich höhere Besatzdichten zeigt die Meliorationsfläche (Übersicht 3). Auffallend hierbei sind jeweils signifikante Abnahmen zum Herbst hin mit sehr geringen Populationsdichten im August und Oktober 1983. Der Anteil juveniler Tiere nimmt hingegen zum Herbst hin zu. Dominante Art, mit Ausnahme des letztuntersuchten Termins, ist *D. octaedra*. Neben *L. rubellus* tritt *D. illyrica* (Cogn.) var. *hintzei* (Mich.) auf, nach Bössner (1964, 1965) ständige Begleitart von *D. octaedra* in Coniferenwäldern Mitteldeutschlands. In vermoernden Erlenstubben und -bruchholz fortgeschrittenen Zersetzungsgrades findet sich sehr vereinzelt *D. rubida* (diese wurde in die quantitative Aufnahme nicht einbezogen).

Weitere Gruppen der saprophagen Makrofauna

Ebenfalls signifikant höher liegen die Populationsdichten von Diplopoden und Tipulidenlarven (Übersicht 4); letztere fehlen in der Kiefern-Vergleichsfläche völlig. Beide Gruppen besiedeln fast ausschließlich die organische Auflage, was auch Rubcova (1967) für Diplopoden und Freeman (1967) für Tipulidenlarven berichten. Eine Bearbeitung beider Gruppen auf Arten hin steht noch aus. Weiterere, für basenreiche Böden typische Zersetzer aus der Makrofauna treten auch auf der meliorierten Fläche nicht auf.

Übersicht 3: Abundanz, Biomasse und Artenstruktur der Lumbriciden auf der Erlen-Meliorationsfläche E1.



Artenstruktur an den untersuchten Terminen (in %-Werten der Abundanz):

<u>adulte:</u>	<u>44</u>	<u>29</u>	<u>10</u>	<u>58</u>	<u>17</u>	<u>8</u>	
davon D.oct.	7.4	7.4	6.7	7.1	10.0	0	
D.ill.	1.3	1.3	1.7	2.6	0	100	
L.rub.	1.3	1.3	1.7	2	0	0	
<u>juvenile:</u>	<u>56</u>	<u>71</u>	<u>90</u>	<u>42</u>	<u>83</u>	<u>92</u>	
davon D. sp.	86	91	96	97	80	92	
L. sp.	1.3	9	4	3	20	8	
O. sp.	1	0	0	0	0	0	
Ver- hält- nis	<u>juvenile</u> adulte	1.27	2.45	9.00	0.72	4.88	11.50

D.oct. = D. octaedra
 D.ill. = D. illyrica
 L.rub. = L. rubellus

Übersicht 4: Abundanz (n/m^2) von Diplopoden und Tipulidenlarven auf der Kiefern-Vergleichsfläche und der Meliorationsfläche El. Die Zahlen in Klammern geben den Prozentsatz der Tiere im Mineralboden (0-10cm) an

	Kiefer		Erle	
	Okt. 82	Mai 83	Okt. 82	Mai 83
Diplopoda	3 (0)	3 (0)	26 (0)	14 (28)
Tipulidae	0 (0)	0 (0)	42 (0)	40 (0)

Vollumbruch, Kalkung, und in der Folge anfallende leicht zersetzbare, eiweißreiche Streu von Erlen und Bodenvegetation zeigen 27 Jahre nach Anlage des Meliorationsversuches noch deutliche Wirkungen in den Populationsdichten wichtiger Zersetzergruppen. Auffallend ist jedoch, daß bei den Regenwürmern keine wesentlichen Änderungen im Artenspektrum eingetreten ist. Der intermediäre *L. rubellus* (Bouché 1972) ist nur spärlich vertreten; Abundanz und Biomasse liegen deutlich unter Werten anderer Erlenwälder (Baltzer 1956), eher noch in der Größenordnung von Coniferenstandorten (Abrahamsen 1972, Traitteur-Ronde 1961), und lassen wenig auf eine effektive Durchwühlung der oberen Mineralbodenlagen schließen. Gegenüber der Vergleichsfläche neu auftretend *D. illyrica* und *D. rubida*. Ob jedoch beide Arten auch dort, wenngleich nur sehr spärlich vorkommen, ist fraglich. An typischen Mineralbodenarten findet sich innerhalb der untersuchten Erlenfläche nur *Octolasion* in juveniler Form. Ein vereinzelt Auftreten von *O. lacteum* außerhalb des untersuchten Areals läßt auf ein Vorkommen dieser Art schließen. Hierbei erhebt sich die Frage nach Möglichkeiten einer Einwanderung neuer, den saueren Kiefernrohhumus bisher nicht besiedelnde Arten. Außerhalb des Waldareals fanden sich *A. caliginosa*, *A. rosea* und *O. lacteum* auf Wiesen und Äckern. Jedoch liegen die Meliorationsflächen mehr als 500m davon entfernt, abgeschirmt inmitten Kiefernwaldungen. Eine Einwanderung, auch entlang von Forstwegen, dürfte unwahrscheinlich sein. Die Erklärung bliebe in einer Einschleppung, z.B. mit Pflanzballen oder Bodenbearbeitungsgeräten, wie in der Literatur mehrfach berichtet. Dies gilt auch für andere Tiergruppen. Als Ausnahme können hier die in der Erlenfläche auftretenden Tipulidenlarven angeführt werden; eine Neubesiedelung über Einflug von adulten Tipuliden scheint wahrscheinlich.

Beide untersuchten Jahre waren durch eine anhaltende Sommertrockenheit geprägt, was sich in einer einschneidenden Abnahme des Regenwurmbesatzes widerspiegelt. Der Wasserhaushalt dieses Standorts, zusammen mit einer zwar leicht, jedoch nicht ausreichend angestiegenen Bodenreaktion scheint der entscheidende, begrenzende wirkende Faktor für die Belegung zu sein. Sowohl *L. rubellus* als auch *O. lacteum* befinden sich hier bereits im Bereich außerhalb ihrer Säure-

toleranz (Nordström u. Rundgren 1974). Dies verhindert auch ein Ausweichen bei ungünstigen klimatischen Bedingungen (Trockenheit und Frost) in tiefere Bodenlagen. Zoogene Turbation ist auf der Erlenfläche somit auch nur bis auf wenige Zentimeter Tiefe zu beobachten. Ein signifikant höherer Besatz an räuberischen Organismen, insbesondere Lithobiiden und Staphyliniden, dürfte zudem verschärfend wirken.

Literatur

- Abrahamsen, G. 1972: Ecological study of Lumricidae (Oligochaeta) in Norwegian coniferous forest soils. *Pedobiologia* 12, 267-281.
- Bösener, R. 1964: Die Lumbriciden des Tharandter Waldes. *Zool. Abh. staatl. Mus. Tierk. Dresden* 27, 193-263.
- Bösener, R. 1965: Untersuchungen über das Vorkommen und die forstliche Bedeutung von Lumbriciden (Oligochaeta) in verschiedenen Waldbeständen des Osterzgebirges. *Wiss. Ztschr. Techn. Univ. Dresden* 14, 741-746.
- Bouché, M. B. 1972: Lombriciens de France. *Ecologie et Systematique*. INRA Paris, 671 S.
- Freeman, B. E. 1967: Studies on the ecology of larval Tipulinae (Diptera, Tipulidae). *J. Anim. Ecol.* 36, 123-146.
- Nordström, S., und Rundgren, S. 1973: Associations of lumbricids in Southern Sweden. *Pedobiologia* 13, 301-326.
- Nordström, S., und Rundgren, S. 1974: Environmental factors and lumbricid associations in Southern Sweden. *Pedobiologia* 14, 1-27.
- Perel, T. S. 1964: Raspredelenie dozdevykh cervej (Lumbricidae) v ravninnykh leseach Evropejskoj casti SSSR. *Pedobiologia* 4, 92-110.
- Rehfuess, K. E. 1981: Waldböden. Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung. Verlag Paul Parey, Hamburg/Berlin, 192S.
- Ronde, G. 1953: Vorkommen, Häufigkeit und Arten von Regenwürmern in verschiedenen Waldböden und unter verschiedenen Bestockungen. *Forstw. Cbl.* 72, 286-301.
- Rubcova, Z. I. 1967: Über Myriapoden in verschiedenen Typen von Kiefernwäldern im westlichen Teil der Belorussischen Sowjetrepublik. *Pedobiologia* 7, 42-54.
- Traitteur-Ronde, G. 1961: Bodenzoologische Untersuchungen von Stickstoffformen- Vergleichsversuchen in Baden-Württemberg. *Allg. Forst- und Jagztg.* 132, 303-311.

Eine Anordnung zur Untersuchung gasförmiger
Stickstoffverluste in Ackerböden

von

Rogler, H., R. Medina und H.-L. Schmidt

Einleitung

Die Bestimmung gasförmiger N-Verluste in Böden wurde bisher an ungestörten Kleinmonolithen oder an größeren, aber gestörten Bodensäulen durchgeführt (z.B. Rolston et al., 1976; Frede et al., 1975); in beiden Versuchsanordnungen sind die Bedingungen oft weit von den natürlichen Verhältnissen entfernt. Auch die bei Gefäßversuchen zur Erfassung von N_2 -Verlusten übliche Argon- oder Heliumatmosphäre oder die Hemmung der N_2O -Reduktion mit Acetylen schaffen naturfremde Bedingungen (Frede et al., 1975; Letey et al., 1981; Ryden et al., 1979). Die Anwendung von Acetylen scheint insbesondere auch deshalb problematisch zu sein, weil einerseits Bodenbakterien nach Adaptation in der Lage sind, auch in Gegenwart des Hemmstoffes N_2O zu reduzieren (Yeomans a. Beauchamp, 1978), und weil andererseits bereits 0,1 Vol-% Acetylen auch die Nitrifikation total hemmen (Walter et al., 1979). Ziel unserer Arbeiten war es deshalb, ein möglichst freilandnahes System zu entwickeln, das mit normaler Luft als Atmosphäre arbeitet und trotzdem eine genaue Analytik zur Stickstoff-Bilanzierung, insbesondere eine Erfassung aller gasförmigen N-Produkte erlaubt.

Bodenmonolithe und Meßanordnung

Die Verwendung von Bodenmonolithen mit einem Durchmesser von 20 cm und einer Länge bis zu 110 cm gewährleistet eine standortspezifische Struktur und Wasserführung. Die Entnahme dieser Monolithe erfolgt in Anlehnung an Poelstra u. Frissel (1967) durch Ausstanzen des Bodens mittels Plexiglasrohren, die eine Edelstahlschneide an einem Ende haben. Die gefüllten Rohre werden im Labor an eine Wasserspannung angelegt, die die Höhe des Grundwassers am Standort simuliert. Tensiometer, Saugkerzen, Platinelektroden sowie Glaskapillaren zur Bodenluftentnahme sind in mehreren Tiefen gasdicht

angeschlossen. Um die Säulen gewickelte Kühlschläuche ermöglichen die Einstellung verschiedener Temperaturen. Ein Beregnerkopf dient zur Ausbringung von Niederschlägen. Ein Gasbeutel gleicht die im Gasraum auftretenden Druckänderungen aus, und ein Ventilator durchmischt die Gase über der Erdsäule; verbrauchtes O_2 wird kontrolliert nachgeführt. In einem Gaskreislauf kann die Säulenluft über zwei parallel geschaltete Kühlfallen getrocknet werden, so daß auch eine Verdunstung des Wassers in den obersten Bodenschichten bewirkt werden kann. Die Kühlfallen gestatten darüberhinaus, CO_2 und N_2O periodisch auszufrieren. Dadurch wird einerseits die Akkumulation dieser Gase im System vermieden, andererseits ergibt sich die Möglichkeit, über die Konzentrierung vor allem bei N_2O ausreichende Mengen für eine genaue Quantifizierung und Isotopenanalyse zu erhalten. Dies ist von besonderer Bedeutung für die aktuelle Erfassung der Reaktion des Bodens auf sich ändernde Umweltbedingungen (z.B. Niederschlag) und für die kontinuierliche Erfassung der Gas-Produktion bei Versuchen mit ^{15}N -markierten Substanzen. Da der Gasraum

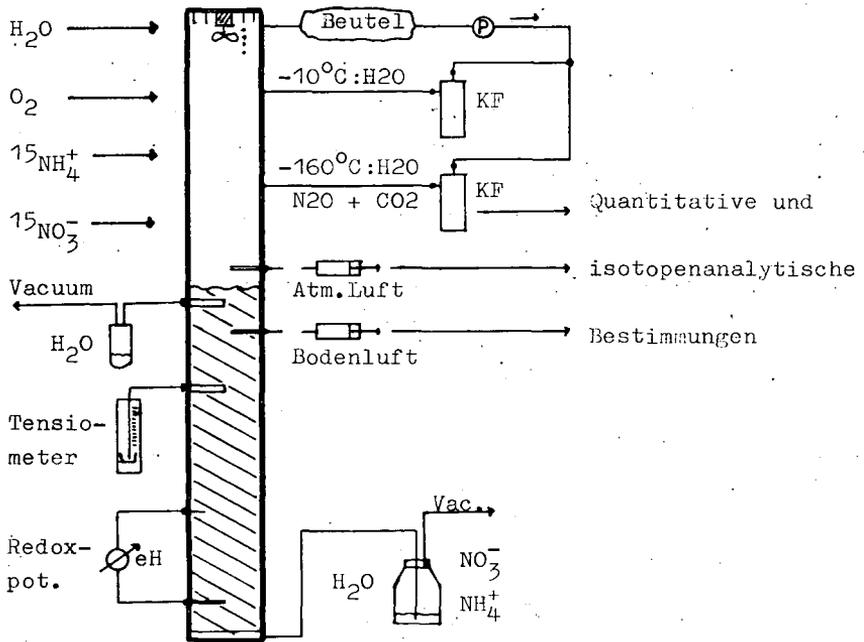


Abbildung 1: Plexiglassäule mit Bodenmonolith zur Untersuchung von Stickstoff- und Stickstoffisotopenbilanzen.

geschlossen ist, kann schließlich beim Einsatz ^{15}N -markierten Düngers auch die Produktion von N_2 aus der Isotopenanreicherung im Luftstickstoff bestimmt werden.

Das abgesaugte Bodenwasser kann auf Nitrat (Elektrode, Mikrodestillation) und Ammonium (Nessler-Reagenz) und deren Isotopenverhältnisse (Massenspektrometrie) untersucht werden. Möglichkeiten zur Entnahme der Bodenluft für die Bestimmung der CO_2 - und der O_2 -Konzentration (GC mit Ultraschalldetektor) und zur Messung der Redoxpotentiale (Calomelektrode) vervollständigen die Anordnung. Eine systematische Darstellung des Meßsystems und der erfaßbaren Meßdaten bringt Abb. 1.

Verhalten von unbehandelten Böden

Für die Erprobung der Versuchsanordnung wurden eine Braunerde und eine pseudovergleyte Parabraunerde verwendet. Kenndaten dieser Böden sowie ihre Gasproduktion im ungedüngten Zustand finden sich in Tab. 1.

Tabelle 1: Kenndaten der Böden und ihre Gasproduktion

	Braunerde	Parabraunerde
Bodenart	Sand	uL
Gesamt-C (0-25 cm)	0,8 %	1,4 %
Ak mV/100 g (0-25 cm)	5,2	9,9
nutzb.Feldkapazität (-1 m)	130 mm	180 mm
pH _(H₂O) (0-25 cm)	4,6	6,5
Wasserspannung (cm WS)	40 - 110	10 - 100
Redoxpotential (mV)	700 bis 800	-200 bis +700
NO_3^- (kg N/ha) (0-25 cm)	13	14
Freisetzungen:		
CO_2 (kg C/ha·d)	7 - 10	5 - 18
N_2O (g N/ha·d)	2 - 4	2 - 3

Überraschend ist, daß trotz sehr unterschiedlicher Ausgangssituationen in den beiden Böden die N_2O -Freisetzungen etwa gleich hoch sind. Über die Herkunft des N_2O ist z.Zt. keine definitive Aussage zu machen, doch ist bei der Braunerde wegen des sehr positiven stabilen Redoxpotentials seine Entstehung durch Denitrifikation unwahr-

scheinlich. Ein erstes Experiment mit unmarkiertem Ammoniumsulfat sollte den Einfluß einer Düngung auf die N_2O -Freisetzungsrates aufzeigen (Temperatur = $13\text{ }^{\circ}\text{C}$). Durch eine simulierte Regenperiode vor der Düngung waren die Böden sehr naß, und ihre Redoxpotentiale waren z.T. sehr niedrig (-230 bis +680 mV in der Parabraunerde und +700 bis +750 mV in der Braunerde). Nach der Düngung ($150\text{ kg NH}_4^+ - \text{N/ha}$) wurde in der Parabraunerde für 6 Wochen mit der Beregnung ausgesetzt, eine Folge davon waren steigende Redoxpotentiale auf Werte zwischen +200 und +700 mV. In der Braunerde mußte weiter beregnet werden, damit Bodenlösung abgesaugt werden konnte. Eine Änderung der Redoxpotentiale fand dabei nicht statt.

Die Zunahme der totalen Nitratmengen nach der Düngung (Abb. 2) wurde aus der Nitratkonzentration und der Bodenfeuchte in verschiedenen Tiefen unter Berücksichtigung der Auswaschung und der ursprünglich vorhandenen Nitratmengen berechnet. In der Parabraunerde wurde in den ersten 10 Tagen eine rasche Nitrifikation von ca. 60 % des eingesetzten Ammoniums beobachtet. Wahrscheinlich bestimmte nach diesem Zeitpunkt die sehr langsame Abgabe des NH_4^+ durch die Tonminerale (Fischer et al., 1981) den weiteren Nitrifikationsverlauf. Freies NH_4^+ konnte nur in den ersten 10 Tagen nach Applikation nachgewiesen werden.

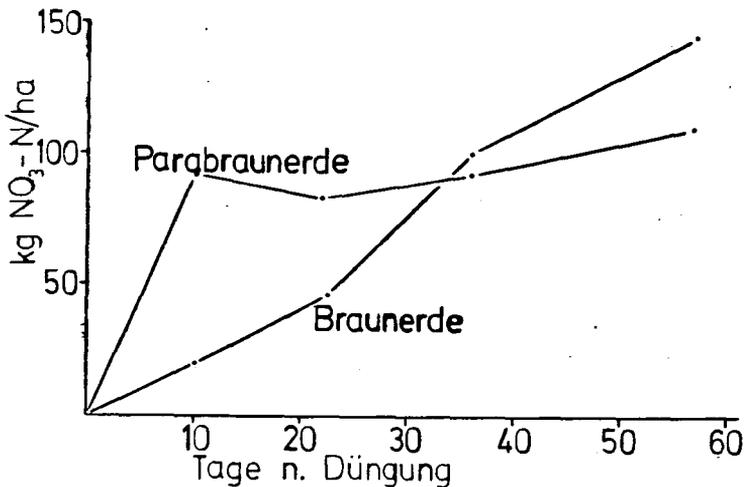


Abbildung 2: Zunahme des Nitrat-N in den Böden nach Düngung mit $150\text{ kg NH}_4\text{-N/ha}$.

Für die Braunerde wurde eine gleichmäßig langsam ansteigende Nitrifikation festgestellt; erst nach über 5 Wochen waren 60 % des Dünger-NH₄⁺ nitrifiziert. Freies Ammonium war während der gesamten Versuchsperiode in der Bodenlösung zu finden (Abb. 3).

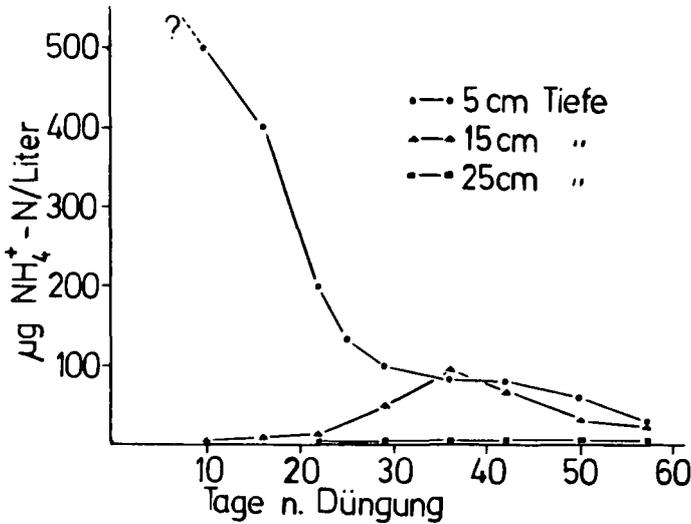


Abbildung 3: NH₄⁺-Konzentration in der aus verschiedenen Tiefen entnommenen Bodenlösung der Braunerde.

Ein Anstieg der N₂O-Bildung nach Düngung war allein in der Parabraunerde zu verzeichnen. Wegen des niedrigen Redoxpotentials ist anzunehmen, daß dieses N₂O aus der Denitrifikation stammt; allerdings kann eine teilweise Bildung durch Nitrifikation nicht ausgeschlossen werden (Bremner a. Blackmer, 1981). Die eindeutige Entscheidung dieser Frage wird mit Hilfe markierter Substrate möglich sein.

Das vorgestellte System zur Untersuchung von N-Bilanzen, insbesondere zur Bestimmung von gasförmigen N-Verlusten in Ackerböden hat sich bei den ersten beschriebenen Versuchen sehr gut bewährt. Die kontrollierte Einstellung von Gaskonzentrationen, Evaporation, Bodenfeuchte und Grundwasserständen ermöglicht die genaue Simulation naturnaher Bedingungen, die Meßanordnung die schnelle Erfassung der

Reaktion der Böden auf deren Änderungen. In Verbindung mit dem Einsatz stabil und radioaktiv markierter Substanzen können daher nicht nur Fragen der N-Bilanzierung sondern generell Probleme aus dem Bereich Boden/Luft/Grundwasser, wie der Abbau von Pflanzenschutzmitteln, die Wirkung von Nitrifikationshemmern oder die Emissionen von Krankheitserregern untersucht werden.

Literatur

- BREMNER, J.M., and BLACKMER, A.M., 1981: Terrestrial Nitrification as a Source of Atmospheric Nitrous Oxide, John Wiley & Sons, New York.
- FISCHER, W.R., PFANNEBERG, T., NIEDERBUDDE, E.-A., and MEDINA, R., 1981: Transformation of ^{15}N -Labelled Ammonium in Two Soils Differing in NH_4^+ -Fixing Capacity, Journal of Soil Science, 32, 409-418.
- FREDE, H.-G., GEBHARDT, H. und MEYER, B., 1975: Größe, Ursache und Bedingungen von Boden- und Dünger-N-Verlusten durch Denitrifikation aus dem Ap-Horizont einer Acker-Parabraunerde aus LÖB, Göttinger Bodenkundliche Berichte, 34, 69-165.
- LETTEY, J., VALORAS, N., FOCHT, D.D., and RYDEN, J.C., 1981: Nitrous Oxide Production during Denitrifikation as Affected by Redox Potential, Soil Sci. Soc. Am. J., 45, 727-730.
- POELSTRA, P., and FRISSEL, M.J., 1967: Migration of Water and Ions in Undisturbed Soil Columns and its Description by Simulation Models, IAEA, Vienna, 203-211.
- ROLSTON, D.E., FRIED, M., and GOLDHAMMER, D.A., 1976: Denitrification Measured Directly from Nitrogen and Nitrous Oxide Gas Fluxes, Soil, Sci. Soc. Am. J., 40, 259-266.
- RYDEN, J.C., LUND, L.J., and FOCHT, D.D., 1979: Direct Measurement of Denitrification Loss from Soils: Laboratory Evaluation of Acetylene Inhibition of Nitrous Oxide Reduction, Soil Sci. Soc. Am. J., 43, 104-110.
- WALTER, H.M., KEENEY, D.R., and FILLERY, J.R., 1979: Inhibition of Nitrification by Acetylene Soil Sci. Soc. Am. J., 43, 195-196.
- YEOMANS, J.C., and BEAUCHAMP, E.G., 1978: Limited Inhibition of Nitrous Oxide Reduction in Soil in the Presence of Acetylene, Soil Biol. Biochem., 10, 517-519.

Myxobakterien in Böden extremer Biotope

von
Rückert, G. ^{†)}

1. Einleitung

Unter den in Böden verbreiteten Mikroorganismen kommt den Vertretern aus der Ordnung Myxobacterales eine Sonderstellung zu, die weniger auf ihren dortigen Aktivitäten, als vielmehr auf einigen biologischen Besonderheiten beruht, aufgrund derer sie mit den üblichen mikrobiologischen Methoden nicht erfaßt werden. Dies hat in der Vergangenheit dazu geführt, daß diese Gruppe für bodenbiologische Untersuchungen weitgehend unzugänglich blieb und auch sonst als relativ unbekannt zu bezeichnen ist, wenn man einmal von ihrer Bedeutung für morphogenetische Zielsetzungen absieht (REICHENBACH und DWORKIN 1981).

Es handelt sich bei den Myxobakterien um eine relativ einheitliche Gruppe einzelliger, unbegleiteter, gramnegativer Mikroorganismen. Die vegetativen Zellen sind stäbchenförmig, flexibel und auf festen Unterlagen, unterstützt durch die Produktion von Schleimen, gleitend beweglich. Als heterotrophe Aerobier ernähren sie sich entweder hauptsächlich von Zellulose, oder es werden - und um diese größere physiologische Gruppe geht es in diesem Bericht - andere tote oder lebende Mikroorganismen durch den Einsatz einer Vielzahl lytischer Enzyme verwertet. Der G+C - Gehalt ihrer DNA erreicht Werte um 70 mol%.

Eigenartig ist ihre Fähigkeit zur Bildung von Fruchtkörpern, die im Verlauf einer kooperativen Morphogenese aus einem pseudoplasmodialen Stadium heraus gebildet werden und von Art zu Art in Bezug auf Gestalt, Färbung und Größe im allgemeinen deutlich zu unterscheiden sind. Häufig genügt zu ihrer Identifizierung die Ansprache dieser Fruchtkörper bei schwachen Vergrößerungen im Stereomikroskop. Simultan mit der Bildung

^{†)} Botanisches Institut I der Universität, Postfach 6380,
D-7500 Karlsruhe

der Fruchtkörper werden die vegetativen Zellen im Zuge einer zellulären Morphogenese zu sog. Myxosporen (Ruhezellen), die oft wesentlich kürzer und stets widerstandsfähiger sind. Die Entwicklung von Myxosporen kann im Labor auch ohne gleichlaufende Fruchtkörper-Entstehung induziert werden. Wir vermuten in der Natur ähnliche Verhältnisse, wenn man berücksichtigt, daß Isolate aus Proben extremer Herkunft nicht ungewöhnlich sind (BROCKMAN und BOYD 1963, RÜCKERT und HEYM 1977).

2. Methoden und Material

Bevorzugt werden Myxobakterien mit zwei Grundmethoden zur Fruchtkörper-Bildung veranlaßt:

- (1) mit neutralen Wasseragar-Platten mit einem Ausstrich von Futterorganismen (Bakterien, Hefen), auf die kleine Probenhäufchen ausgelegt werden (SINGH 1947);
- (2) mit Mistplatten, bei denen autoklavierter Wildhasen- oder Wildkaninchenmist in das gut angefeuchtete Probenmaterial zur Hälfte eingedrückt wird (KRZEMIENIEWSKA und KRZEMIENIEWSKI 1926).

Geringe Salzzugaben (0,5 - 1 %) fördern bei salzfreien Substraten die Fruchtkörper-Bildung vor allem von Myxococcus virescens, bei stark salzhaltigen Proben (Salzwiesen, bestimmte Wüsten-substrate) ist vorher eine Entsalzung erforderlich (RÜCKERT 1978).

Die Platten werden etwa drei Wochen lang bei 30°C bebrütet und zweimal nach Fruchtkörpern abgesucht.

Das Untersuchungsmaterial, von der Oberfläche bis ca. 10 cm Tiefe entnommen, luftgetrocknet und gesiebt, stammt

- (1) aus Queller-Fluren Mitteleuropas;
- (2) aus der hochalpinen Zone der tropischen Anden und des Himalaja (Umgebung des Mount Everest);
- (3) aus der Zentral-Namib.

In allen drei Fällen ist aus ökologisch unterschiedlichen Gründen eine Entwicklungsmöglichkeit für Myxobakterien nur periodisch oder episodisch zu erwarten.

Tab. 1: Daten zur Verbreitung von Myxobakterien in Böden extremer Herkunft

	pH(H ₂ O)	Anzahl	ohne Befund	Anteil (%) der Proben mit						durchschn. Artenzahl
				M.f.	M.v.	M.c.	A.g.	C.f.	P.s.	
<u>Queller-Fluren</u> : Hohe Salinität, schlechte Durchlüftung, Wechsellüsse	7,5 - 8,8	13	0	46,2	100	53,8	61,5	15,4	0	2,77
<u>Hochgebirge</u> (4900 m - 5500 m): z.T. Tageszeitenklima, Nährstoffarmut	5,0 - 7,4	16	1	56,3	25	62,5	25	6,3	0	1,75
<u>Namib</u> : Wüstenklima, Nährstoffarmut	6,4 - 9,1	40	1	15	77,5	10	82,5	80	7,5	2,73

M.f. = Myxococcus fulvus, M.v. = M. virescens, M.c. = M. coralloides, A.g. = Archangium gephyra, C.f. = Cystobacter fuscus, P.s. = Polyangium sorediatum

3. Ergebnisse

Die Ergebnisse sind in der Tabelle 1 dargelegt. Es überrascht einerseits die geringe Anzahl an Proben ohne Befund, andererseits die weitgehende qualitative Übereinstimmung der Artenspektren. In allen drei Substratgruppen wurden die fünf Arten Myxococcus fulvus, M. virescens, M. coralloides, Archangium gephyra und Cystobacter fuscus festgestellt, Polyangium sorediatum war nur in den Proben aus der Namib nachzuweisen.

Interessanter ist ein Vergleich der Artenhäufigkeiten. So weisen die Queller-Fluren und die Wüstenböden mit 2,77 und 2,73 fast identische durchschnittliche Artenzahlen auf, doch liegt hier die Übereinstimmung der Artenhäufigkeiten (Kongruenz der Artenspektren), die sich aus dem Quotienten aus der Summe der jeweils geringeren durch die Summe der jeweils höheren Häufigkeiten ergibt, lediglich bei 0,48 bei einem Quotienten aus den durchschnittlichen Artenzahlen von 0,99 (Tabelle 2). Gering sind dagegen die relativen Unterschiede zwischen den Queller-Fluren und den Hochgebirgsböden: Hier erhält der Vergleich der durchschnittlichen Artenzahlen größeres Gewicht.

Ergänzend seien die Verhältnisse wiedergegeben, wie sie in Böden unter verschiedenen Buchenwald-Typen Südwestdeutschlands vorgefunden wurden. Als Einteilungskriterium wurde der pH (H₂O) - Wert der Proben gewählt (RÜCKERT 1979). Im Vergleich mit den Böden extremer Biotope sei auf diese sehr bedeutsame ökologische Größe vor allem in ihrem Bezug auf die Artenzahl und die Häufigkeit der einzelnen Arten verwiesen (Tabellen 1 und 3).

Tab. 2: Kongruenz der Artenspektren // Quotienten der durchschnittlichen Artenzahlen

	HOCHGEBIRGE	NAMIB
QUELLER - FLUREN	<u>0,53//0,63</u>	<u>0,48//0,99</u>
HOCHGEBIRGE	-----	<u>0,22//0,64</u>

Tab. 3: Myxobakterien in Böden unterschiedlicher Azidität aus südwestdeutschen Buchenwäldern

	pH (H ₂ O)		
	3,5 - 4,0	4,1 - 4,9	≥ 5,0
Anzahl	34	34	32
ohne Befund	4	1	0
mit (%)			
<i>Myxococcus fulvus</i>	50	47,1	87,5
<i>Myxococcus virescens</i>	20,6	35,3	53,1
<i>Myxococcus coralloides</i>	50	88,2	81,2
<i>Archangium gephyra</i>	5,9	70,6	96,9
<i>Cystobacter fuscus</i>	0	0	3,1
<i>Polyangium sorëdiatum</i>	0	0	6,2
<i>Melittangium lichenicola</i>	0	2,9	3,1
<i>Myxococcus stipitatus</i>	0	0	6,2
durchschn. Artenzahl	1,26	2,44	3,37

4. Diskussion

Im Gegensatz zu geobotanischen Befunden stellt sich bei geomikrobiologischen Aussagen stets die Frage, inwieweit die Ergebnisse zufällig sind (leichte Verbreitung der Diasporen!) oder stabile Verhältnisse wiedergeben. Nach eigener Erkenntnis lassen sich in luftgetrockneten Proben verschiedenster Herkunft zahlreiche Arten noch nach 10 bis 15 Jahren Lagerung nachweisen. Die Fähigkeit, Fruchtkörper zu bilden, bleibt also erhalten, wenngleich ein Rückgang der Nachweishäufigkeit im Vergleich mit frischen Proben stattfindet. Andererseits liegen umfangreiche Ergebnisse über ganz andere Substratgruppen vor (z.B. PETERSON 1957), die eindeutig darauf hinweisen, daß die Myxobakterien zwar weit verbreitet sind, die Artenspektren aber in erheblichem Maße vom Substrat beeinflußt werden.

Quantitative Aussagen sind zur Zeit noch unbefriedigend. Ohne sie und ohne Einbeziehung anderer Organismengruppen ist eine mikrofloristische Kennzeichnung von Böden nur unzureichend

möglich. Zusätzlich wäre auch noch die beträchtliche Fähigkeit vieler Kleinlebewesen, ungünstige Bedingungen inaktiv über längere Zeit hinweg zu überdauern, in die Bewertung miteinzubeziehen.

5. Zusammenfassung

In Böden extremer Biotope, hier am Beispiel von Queller-Fluren, tropischen und subtropischen Hochgebirgsböden und Proben aus der Namib dargelegt, finden sich mit Myxococcus fulvus, M. virescens, M. coralloides, Archangium gephyra und Cystobacter fuscus dieselben bakteriotropen Myxobakterien wie in zahlreichen Substraten unter mittleren ökologischen Bedingungen. Die Häufigkeiten der einzelnen Arten liegen indessen oft so beträchtlich in Abhängigkeit von der Art des Substrats auseinander, daß sich dazu unter Verwendung der durchschnittlichen Artenzahlen und der Kongruenz der Artenspektren differenzierende Aussagen machen lassen. Wichtig erscheint dabei die Einbeziehung einzelner Bakterien-Arten und nicht die höherer Taxa in die Beurteilung von Lebensräumen.

6. Literatur

- BROCKMAN, E.R. und BOYD, W.L. (1963): Myxobacteria from soils of the Alaskan and Canadian arctic. J. Bacteriol. 86, 605-606.
- KRZEMIENIEWSKA, H. und KRZEMIENIEWSKI, S. (1926): Die Myxobakterien von Polen. Acta Soc. Bot. Pol. 4, 1-54.
- PETERSON, J.E. (1957): The bark of living trees as a substrate for representatives of the order Myxobacteriales. University Microfilms, Ann Arbor - London.
- REICHENBACH, H. und DWORKIN, M. (1981): The order Myxobacteriales. In: The Prokaryotes, ed. by STARR, M.P. et al., Springer, Berlin - Heidelberg - New York, 328-355.
- RÜCKERT, G. (1978): Förderung der Fruchtkörper-Bildung von Myxococcus virescens THAXTER (Myxobacteriales) in Rohkulturen durch Salzzusatz. Z. Allg. Mikrobiol. 18, 69-71.
- RÜCKERT, G. (1979): Myxobakterien-Artenspektren von Böden in Abhängigkeit von bodenbildenden Faktoren unter besonderer Berücksichtigung der Bodenreaktion. Z. Pflanzenernähr. Bodenkd. 142, 330-343.
- RÜCKERT, G. und HEYM, G. (1977): Bakteriotrophe Myxobakterien (Myxobacteriales) in ariden Substraten. Karlsruher Geographische Hefte 8, 101-111.
- SINGH, B.N. (1947): Myxobacteria in soils and composts; their distribution, number and lytic action on bacteria. J. Gen. Microbiol. 1, 1-10.

Azolla - Anabaena, Ein kleiner Wasserfarn

Bedeutung für Bodenverbesserung, Pflanzen- und Tierernährung
von
Scharpenseel, H.W.

Während die systematische Zugehörigkeit von Azolla zu den Wasserfarnen oder Lebermoosen noch umstritten ist, besteht kein Zweifel darüber, daß Azolla in Verbindung mit Blaugrünalgen "Anabaena azollae", welche in den dorsalen Cavitäten als Symbionten einlagern, zu den potentesten diazotrophen Systemen gehört, vielleicht das ertragreichste System biologischer N-Sammlung überhaupt darstellt. (Lumpkin a. Plucknett, 1982, Ashton a. Walmsley, 1976, Watanabe a. Cow. 1977)

Von den 250 - 350 Mill. Tonnen Stickstoff, welche jährlich von der terrestrischen Vegetation benötigt werden, stammen nur weniger als 50 Mill. Tonnen, d.h. unter 20 % aus industrieller Erzeugung. Die verbleibenden 80 % werden durch "Recycling" sowie N-Sammlung aus der Luft abgedeckt und stellen einen jährlichen Inputwert von 400 - 500 Milliarden DM (auf der Basis von 2,- DM / kg N) dar.

Die Knöllchenbakterien der Leguminosen (Rhizobium) wurden seit dem Nachweis ihrer Befähigung zur biologischen Stickstoffbindung, durch Hellriegel und Willfahrt (1886), im Bereich terrestrischer Pflanzenkulturen intensiv gefördert und genutzt. Klassisches Beispiel für ihre überragende Bedeutung ist das Leyfarmingsystem in Australien, wo durch Trifolium subterraneum im Wechsel mit Weizen der gesamte N-Bedarf der Fruchtfolge abgedeckt wird.

Bekannte Rhizobium-Spezies, welche eine maximale Kapazität zur Stickstoffsammlung von 100-400 kg N.ha⁻¹.a⁻¹ besitzen, sind:

Rhizobium meliloti
Rhizobium trifolii
Rhizobium leguminosarum
Rhizobium phaseoli
Rhizobium japonicum
Rhizobium lupinii

Für Hydrokulturen, z.B. in überstauten Reisfeldern, ist die Auswahl an aquatischen Leguminosen nahezu begrenzt auf Sesbania und Neptunia. Ihr Beitrag istentwicklungsfähig, aber unterliegt Zwängen wie der buschartigen Entwicklung von Sesbania.

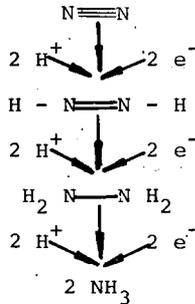
Freilebende Blau-grün-Algen besitzen ein Potential zur N-Sammlung von ca. 30-80 kg.ha.⁻¹.a⁻¹.

Azolla anabaena Symbionten, erstmals erkannt von Oes, 1913, vermögen bis zu 600 kg N.ha.⁻¹.a⁻¹ zu produzieren. Hier sind wiederum 6 Spezies zu unterscheiden mit verschiedenen klimatisch - ökologischen Optima:

- Azolla caroliniana
- Azolla filiculoides
- Azolla mexicana
- Azolla microphylla
- Azolla nilotica
- Azolla pinnata

Azolla caroliniana und Azolla filiculoides sind gemäßigt bis subtropischem Milieu angepaßt, Azolla pinnata herrscht in den humiden Tropen, insbesondere S und SO Asiens vor.

Alle erwähnten bedeutenden diazotrophen Systeme scheinen die N-Sammlung durch Aktivität des Enzyms Nitrogenase, eines Mo-Fe plus Fe - Proteids zu vollziehen, welches mit dem Stickstoff der Atmosphäre reagieren und über die 3 Stufen des Diimids, des Hydrazins und des Ammoniaks molekularen Stickstoff vermittels einer Ferredoxin - Elektronentransportkette zu Ammonium für weiteren Einbau ins Körpereiwiss verwandeln kann.



Azolla ist wie Rhizobium auf Anwesenheit geringer Konzentrationen von Molybdän für die Enzyme Hydrogenase und Nitrogenase in der Nährlösung angewiesen. Das für die Rhizobium-Bakteroiden im Cobalamin-Coenzym wichtige Cobalt soll ebenfalls für die N-Sammlung und Entwicklung der Azolla anabaena essentiell sein.

Ein Vorzug des Azolla anabaena Komplexes gegenüber dem Rhizobium ist, daß seine Nitrogenaseaktivität durch andere Stickstoffquellen - z.B. Mineraldünger - N - nicht nachläßt, die N-Bindung

aus der Atmosphäre also auch in Gegenwart mineralischer N-Quellen abläuft.

Wenn bei 150 Millionen ha Reisland lediglich 10 % der Fläche $100 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ durch *Azolla anabaena* erhalten, entspricht das einem N-Ertrag von 1,5 Milliarden kg N entsprechend 3 Milliarden DM Wert pro Jahr. (Abb. 1)

Hauptproblem ist, daß die geschlechtliche Vermehrung durch Sporen zwar in ihrem Mechanismus schon seit der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts bekannt ist (Meyen, 1836; Campbell, 1893), aber nicht beherrscht wird. Dies gilt vor allem für die winterkalten Landschaften, wo nach harten Wintern die Sporenkeimung unter Wasser und das Wiederauftauchen des Cotyledons im ersten bis zweiten Blattstadium unterbleiben. Für alljährliche Wiederholung der Azollaproduktion über vegetative Vermehrung ist daher Pflanzenbevorratung, außerhalb der Tropen speziell zur Überwinterung, unerläßlich.

Braunrotfärbung der Azollakultur führt nicht zur Unterbrechung der Stickstoffsammlung, zeigt aber Mangel oder Überkonzentration an. Meistens sind es P oder Ca Mangel, vielfach auch zu grelle Besonnung oder zu starke Bewindung. Nach Beseitigung der Störungsquelle zeigen sich erneut grüne Blattränder und bald verdrängt das Grün wieder die braun-roten Farben. Optimales Wachstum herrscht bei etwa pH 5,5. Der bei neutral - alkalischer Reaktion einsetzende Eisen- und Zinkmangel erzeugt starke Wachstumsdepressionen; die übliche Periode der Massenverdopplung in etwa 5 Tagen erfährt eine Streckung.

Die Vielseitigkeit der Nutzungsmöglichkeiten von *Azolla* ist bestechend, jedoch in mancher Hinsicht auch noch problematisch:

1. *Azolla* liefert bei permanenter Kultur im Reispaddy ausreichende N-Versorgung für Vollerträge, falls der Phosphorbedarf gesichert ist.
2. *Azolla* kann mit ihren 25 % Rohprotein bei Reis- Fischkultur gleichzeitig den vollen Nahrungsbedarf der Tilapiafische decken. Durch ausschließliche Verwendung männlicher Hybriden wird unsinnige Vermehrung der Tilapia vermieden und eine vermarktungsfähige Größe der Fischindividuen sichergestellt. (Kapsuka-Projekt, Insel Panay, Philippinen).

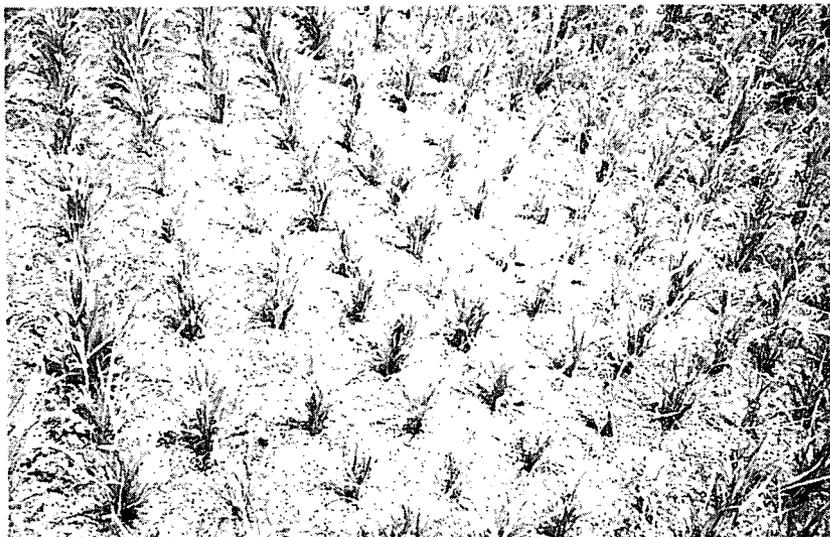
3. Im Überschuß produzierte Azolla kann zur Entenmast und Eierproduktion eingesetzt werden. Enten nehmen Azolla gern auf. Im Institut für Tierernährung der Universität Hohenheim wurden die vollwertigkeitsbegrenzenden Aminosäuren Lysin und Methionin im Azollaeiweiß mit 5,5 % und 3 % als stark repräsentiert nachgewiesen, bei allerdings geringer Proteinverdaulichkeit (Scharpenseel u. Mitarb., 1983).
4. In Indien wurde die eiweißreiche Azolla sogar erfolgreich in der vegetarischen menschlichen Diät eingesetzt (Singh, 1978).
5. Azolla filiculoides kann auch unter den Klimaverhältnissen der Bundesrepublik in großen Mengen produziert werden für die Herstellung N-reichen Komposts, wie es im dritten Jahr in einem stillgelegten Bergedorfer Klärwerk in Nährlösungen und verdünnter Klärbrühe durchgeführt wird. Die Möglichkeiten zur Gewinnung eiweißreichen Heu's aus Azolla hängen von der Zahl der Sonnentage ab. Frische Azolla besitzt nur circa 5 % Trockensubstanz und daher einen erheblichen Trocknungsbedarf.
6. Erste Versuche (Scharpenseel und Mitarb., 1983) ergaben abnehmende Kationen- und Anionen-Konzentrationen im Erntegut von Juli bis November. Gleiches gilt für Gesamt-N und -P mit steigenden C/N und C/P-Verhältnissen, begleitet von sich erhöhendem Prolinspiegel als Streßindikator. Für die Schwermetallgehalte (Cd, Cu, Cr, Fe, Hg, Mn, Ni, Pb, Zn) ist von Juli bis November kein interpretierbarer Trend zu erkennen. Die absoluten Gehalte sind für Wasserpflanzen normal, und auch Klärbrühenzusatz bis zu 30 % induziert keine Überkonzentrationen (Klärschlamm, nicht Klärbrühe könnte kritisch werden durch seine Schwermetallkonzentrationen). Mischkulturen mit Lemna (Entengrütze) hatten oftmals die höchsten Trockenmassenwerte. Da Lemna P speichert, ist bei genügender P-Versorgung, z.B. bei Aufwuchs in verdünnter Klärbrühe, der Nährstoffgewinn an N und P im Azolla- Lemna- Gemisch besonders günstig.

Die Aminosäureanalysen schwanken zwischen August und November nur innerhalb der normalen Streubreite, während Rohprotein und Rohasche abnehmen und der Rohfasergehalt steigt.

Erste in vitro Verdaulichkeitsuntersuchungen ergaben geringe Werte, vergleichbar mit Stroh, was wahrscheinlich bedingt ist durch Imprägnation von seiten des 5 % wachsigem Rohfetts. Bei entsprechender Vorbehandlung der Azolla sollten hier noch Reserven bestehen.

Kompostanalysen zeigen Zunahmen der N- und P-Gehalte im Laufe der Kompostierungsperiode. Der Kompost hat sich auch stärker mit Regenwürmern angereichert. Auch Komposte durch Vermischen N-reicher Azolla mit Laub oder Holzchips von jeweils weitem C/N-Verhältnis führte zu guten Abbauergebnissen.

7. Da Azolla ohne besonderen Flächenanspruch gemeinsam mit den Reispflanzen wächst und eine geschlossene Decke bildet, dabei auch andere Unkräuter verdrängend, ist Azolla an die Reiskultur vollständig angepaßt. Verstärkte Nutzung durch Beratungs- und nationale Schwerpunktprogramme über die traditionellen empirischen Verbreitungsgebiete Südchina und Vietnam hinaus ist wünschenswert und unaufhaltsam.



Literatur:

- Ashton, P.J. u. Walmsley, R.D.: The aquatic fern *Azolla* and its *Anabaena* symbiont. *Endeavour* 35, 39-43, 1976
- Campbell, D.H.: On the development of *Azolla filiculoides*, Lam. *Ann. Bot.* 7, 155-187, 1893
- Hellriegel, H. u. Willfahrt, H.: Untersuchungen über die N-Ernährung der Gramineen und der Leguminosen: Beilageheft zu der Zeitschrift des Vereins für Rübenzucker-Ind., Nov. 1888, Berlin
- Lumpkin, T.A. u. Plucknett, D.L.: *Azolla* as a green manure. *Westview Tropical Agriculture Series*, No. 5, Boulder, Col. USA, 1982
- Meyen, F.J.F.: Beiträge zur Kenntnis der Azollen, *Nova Acta Leopold. Pt.* 1. 18, 507-524, 1836
- Oes, A.: Über die Assimilation des freien Stickstoffs durch *Azolla*. *Z. Bot.* 5, 145-63, 1913
- Scharpenseel, H.W., Menke, K.H., Goetz, D., Meyer-Spasche, H. u. Dörffling, K.: Anzucht, Analyse und Nutzung des Stickstoff sammelnden Systems *Azolla-anabaena*, sp. *Filiculoides* in Nährlösungen und Klärbrühen. *Landwirtsch. Forschung* 35, 3-4, 1982
- Singh, P.K.: Feed and food value of algae and *Azolla*. In *Symposium on industrial fermentation*. Regional Research Laboratory, Jammu, 1978
- Watanabe, I., Espinas, C.R., Berja, N.S. u. Alimagno, B.V.: Utilization of the *Azolla-Anabaena* complex as nitrogen fertilizer for rice. *IRRI Res. Pap. Ser.* 11, 15 p., 1977

Zum Einfluß von Herbiziden auf die Aktivität von Stickstoff-
bindenden Blaualgen

von

Wegener, K.E., R. Aldag und B. Meyer*

In der Landwirtschaft eingesetzte Herbizide gelangen direkt durch die Applikation und indirekt durch abgestorbene Pflanzenteile in den Boden.

Die Anzahl und die Aktivität der Mikroorganismen im Boden kann durch Nebenwirkungen der Pflanzenschutzmittel verändert werden. In diesem Zusammenhang haben die Bodenalggen, insbesondere die Blaualgen eine besondere Bedeutung. Sie können beachtliche N-Mengen durch N_2 -Fixierung in das Ökosystem einbringen (JAGNOW, 1981; HENRIKSON et al., 1975). Sie bewachsen die Oberfläche des Bodens und bewirken eine Verminderung der Erosionsanfälligkeit und der Evaporation (DA SILVA et al., 1975; JONES, 1977). Ferner bildet die Algenbiomasse ein wichtiges Substrat für die Bodenfauna (JONES und WILSON, 1978; Mc CANN und CALLIMORE, 1979).

In diesem Beitrag wurde der Einfluß der Herbizide Chlortoluron, Terbutryn, Methabenzthiazuron, Chloridazon und Dinosebacetat bei praxisüblichen Aufwandmengen auf die N_2 -Fixierung von Bodenalggen in einer Schwarzerde untersucht. Die Versuche erstreckten sich über einen Zeitraum von 70 Tagen bei Dauerbelichtung.

Unter diesen Bedingungen konnte nachgewiesen werden, daß die heterotrophe Bodenflora keinerlei Nitrogenaseaktivität entfaltetete.

Die Nitrogenaseaktivität der Cyanobakterien ist mit dem Deckungsgrad auf der Bodenoberfläche hoch korreliert. Das Algenwachstum und die Acetylenreduktion wurde durch die Herbizide unterdrückt, wobei Terbutryn, Chloridazon, Methabenzthiazuron und Dinosebacetat stärker hemmten als das Chlortoluron.

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

Literatur:

- JAGNOW, G., 1981: Die ökologische und produktionsbiologische Bedeutung stickstoffbindender Mikroorganismen als Grundlage zur Bewertung ihrer Schädigung durch Umweltchemikalien. Landbauforschung Völkenrode 31, 127 - 138
- HENRIKSSON, E., L.E. HENRIKSSON and E.J. Da SILVA, 1975: A comparison of nitrogen fixation by algae of temperate and tropical soils. In: STEWART, W.D.P. (ed.): Nitrogen fixation by free living microorganisms, pp 199 - 206, Cambridge University Press (Cambridge, London, New York)
- Da SILVA, E.J., L.E. HENRIKSSON and E. HENRIKSSON, 1975: Effects of pesticides on blue-green algae and nitrogen fixation. Arch. Environ. Contam. Tox. 3, 193 - 204
- JONES, K., 1977: The effects of moisture on acetylene reduction by mats of blue-green algae in subtropical grassland. Ann. Bot. 41, 801 - 806
- JONES, K. and R.E. WILSON , 1978: The fate of nitrogen fixed by free living blue-green algae. In: GRANHALL, U (ed.): Environmental role of nitrogen fixing blue-green algae and symbiotic bacteria. Ecol. Bull. (Stockholm) 26, 158 - 163
- Mc CANN, A. and D.R. CULLIMORE, 1979: Influence of pesticides on the soil algal flora. Residue Rev. 72, 1 - 31
- WEGENER, K.E., 1982: Zur Messung der asymbiontischen N₂-Fixierung und deren Beeinflussung durch Herbizide. Dissertation, Ldw. Fakultät der Universität Göttingen

Wirkung von Selen auf die mikrobiologische
Aktivität von Waldhumusformen

von
Wilke, B.-M. *

Zusammenfassung

Die Wirkung von Selen auf die mikrobiologische Aktivität der Humusformen Mull, Moder und Rohhumus wurde unter Verwendung von Perfusionsapparaturen im Labor geprüft. Die Schadwirkung von Selen wird von der Selensorption der Bodenhorizonte gesteuert. So konnten signifikante Hemmungen der CO_2 -Abgabe und der Dehydrogenaseaktivität (DHA) bei den meisten Horizonten des Moders und des Rohhumus schon bei Zusätzen von $50 \mu\text{g Se/g}$ Boden als Na_2SeO_3 festgestellt werden. Beim stärker sorbierenden Mull traten Hemmungen erst ab $250 \mu\text{g Se/g}$ (A_h) bzw. $1000 \mu\text{g Se/g}$ (O_L) auf. Bezogen auf die Bodenlösung muß mit einer Schädigung der Mikroorganismenaktivität ab Konzentrationen $>0,7 \mu\text{g Se/ml}$ gerechnet werden.

Während CO_2 -Abgabe und DHA durch Selenzusätze gehemmt wurden, nahm die N-Mineralisierung mit steigenden Selengaben zu. Die Phosphataseaktivität wurde kaum negativ beeinflusst, die Arylsulfataseaktivität wurde in vielen Fällen signifikant gehemmt.

Bei gleichen Selenkonzentrationen in der Boden-/Perfusionslösung wurden die CO_2 -Abgabe, die Dehydrogenase- und Arylsulfataseaktivität um so stärker gehemmt, je geringer die mikrobielle Aktivität der unbelasteten Böden war.

*) Lehrstuhl für Bodenkunde und Bodengeographie, Universität Bayreuth, Postfach 3008, D-8580 Bayreuth



⊙

K O M M I S S I O N

IV



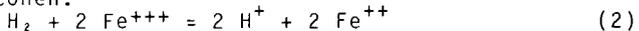
Formen des Stoffeintrages, besonders der N-Düngung, des N-Umsatzes
und des pflanzlichen Mineralstoff-Entzuges auf die langfristige
Protonen-Bilanz der Böden

von
 Becker, K.W.[†]

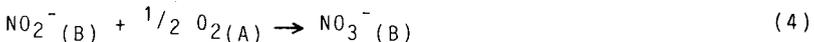
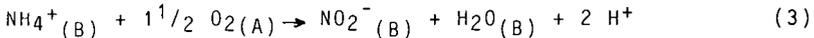
Unter Oxidation versteht man ganz allgemein die Abgabe von Elektronen. Zu jeder Oxidation gehört eine Reduktion, die abgegebenen Elektronen müssen von einem Elektronenakzeptor aufgenommen werden. In Reaktionsgleichung (1) ist molekularer Wasserstoff Elektronendonator, Sauerstoff Elektronenakzeptor. Diese Oxidation ergibt Wasser.



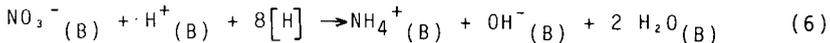
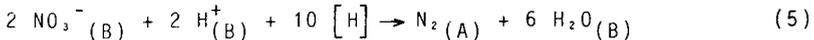
Bei dreiwertigem Eisen als Elektronenakzeptor ergibt die Oxidation von Wasserstoff Protonen und zweiwertiges Eisen. Diese Reaktion produziert Protonen.



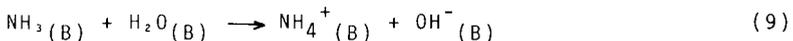
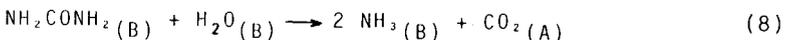
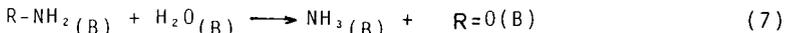
Auch der Umsatz von Stickstoff im Boden ist an die Aufnahme und Abgabe von Elektronen gekoppelt. Häufige Begleiterscheinung sind eine Vermehrung oder Verminderung der im Boden befindlichen Zahl von Protonen und dadurch eine Veränderung des pH-Wertes der Bodenlösung. Bei der Nitrifikation z.B., die nach (3) und (4) abläuft, werden je NH_4^+ 2H^+ produziert. Die Indices (B), (A), (D), (P) stehen in den Reaktionsgleichungen für die Herkunft bzw. Entstehung der Reaktionspartner: Boden, Atmosphäre, Düngung, Pflanze.



Umgekehrt werden bei der Reduktion von NO_3^- zu N_2 , bei der Denitrifikation (5) 1, bei der Nitratammonifikation (6) je reduziertem NO_3^- 2 Protonen verbraucht.



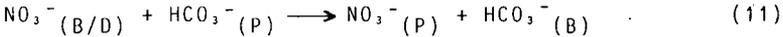
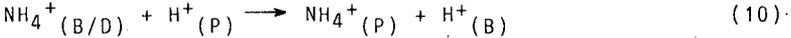
Der Abbau N-haltiger Verbindungen zu NH_3 erfolgt häufig nach (7) oder (8) und läuft netto ohne Protonenumsatz ab. Bei der Lösung von NH_3 in Wasser (9) wird ein Proton konsumiert.



* Institut für Bodenwissenschaften/Bodenkunde, von Siebold-Str. 4,
 D 3400 Göttingen

Die Aufnahme von Nährstoffen durch Pflanzen und die daraus resultierende Wirkung auf die Protonenmenge des Bodens soll im folgenden getrennt für die N-haltigen und für die übrigen Ionen beurteilt werden.

Pflanzen nehmen Stickstoff zum überwiegenden Anteil in ionarer Form auf. Die Aufnahme von Ammonium erfolgt nach (10) und ist an eine Protonen-Produktion gekoppelt. Nitrat gelangt nach (11) in die Pflanze. Dabei wird HCO_3^- von der Pflanze an die Bodenlösung abgegeben, was infolge der Gleichgewichtseinstellung mit dem CO_2 der Bodenluft dem Verzehr eines Protons gleichkommt.



In Abbildung 1 sind Protonenproduktion und -konsumtion im Verlauf von N-Umsetzungen zusammengefaßt. Es soll die Protonenwirkung am Beispiel einer Harnstoffdüngung mit anschließender Aufnahme des Stickstoffs durch Pflanzen erklärt werden. Bei der Umwandlung zu Ammonium wird ein Proton konsumiert, der pH-Wert steigt. Wird dieses Ammonium von Pflanzen aufgenommen, wird dabei ein Proton in die Bodenlösung abgegeben, der Ausgangs-pH-Wert ist wieder hergestellt. Wird NH_4^+ zwischenzeitlich nitrifiziert, werden bei der Nitrifikation je NH_4^+ 2 Protonen produziert. Bei der Aufnahme des gebildeten Nitrats durch Pflanzen wird ein Proton konsumiert, es bleibt netto keine Protonenwirkung übrig.

Abgesehen von den kurzfristig erheblichen, aber nur vorübergehenden Protonenwirkungen sind für den Stickstoffhaushalt 2 Schlußfolgerungen von Bedeutung:

1. Die Protonenwirkung einer N-Zufuhr wird nicht durch die Form der N-Aufnahme als NH_4^+ oder NO_3^- beeinflusst.
2. In nicht-ionischer Form zugeführter Stickstoff beeinflusst den langfristigen Protonenhaushalt solange nicht, wie der Stickstoff den Boden in ungeladener Form verläßt, z.B. bei pflanzlichem Entzug, Denitrifikation oder NH_3 -Entbindung.

In kationischer bzw. anionischer Form kann Stickstoff nur in Verbindung mit Begleitkationen auf den Boden gelangen. Bei H^+ bzw. OH^- als Begleitung, also bei Zufuhr von HNO_3 bzw. NH_4OH wird deren Wirkung auf die Protonenmenge des Bodens beim Übergang des Stickstoffs in die ungeladene Form kompensiert. Bei Metallkationen bzw. Säureanionen als Begleitkationen bleibt deren basische bzw. saure Wirkung zurück.

Es ist noch die Möglichkeit des Verlustes von N in ionischer Form zu betrachten. Von der Menge her kommt nur dem Austrag von Nitrat allgemeine Bedeutung zu. Da Nitrat-Ionen im pH-Milieu der meisten Böden in Begleitung von Metallkationen ausgetragen werden, bleibt im Boden eine dem Nitrataustrag äquivalente Protonenmenge zurück. Soll die Wirkung einer N-Zufuhr z.B. mit Düngemitteln oder dem Niederschlag auf den Protonenhaushalt von Böden berechnet werden, empfiehlt sich folgendes Vorgehen: Es wird die Dissotiation und Hydrolyse von Salzen angenommen. Von den dabei entstehenden Metallkationen werden die N-freien Anionen starker Säuren abgezogen. Ein positiver Wert steht dann für eine langfristig basische Wirkung des N-Eintrags, ein negativer bedeutet bleibende Säure.

Für Bodennutzungssysteme ohne Nitratauswaschung gilt also, daß der Stickstoff die Protonenmenge des Bodens auf lange Sicht nur über die Metall-Kationen bzw. die Säure-Anionen als Begleitkationen der N-Zufuhr beeinflusst. Bei Nitratauswaschung entsteht ein zusätzlicher Neutralisationsbedarf in Höhe von 2 kg CaO je kg ausgetragenen N.

In welcher Weise beeinflusst die Aufnahme N-freier Ionen durch Pflanzen die Protonenbilanz des Bodens? Nehmen Pflanzen in äquivalenten Mengen Kationen und Anionen auf. z.B. K^+ und Cl^- , bleibt

die Protonenmenge des Bodens unverändert. Werden im Überschuß Anionen aufgenommen, werden im Boden OH^- -Ionen angereichert. Überwiegt die Kationenaufnahme die der Anionenaufnahme, gibt die Pflanze im Überschuß Protonen an die Bodenlösung ab, der pH-Wert sinkt.

Es ist eine allgemeine Beobachtung, daß Pflanzen von den N-freien Ionen mehr Kationen als Anionen aufnehmen und somit durch die Nährstoffaufnahme zur Versauerung von Böden beitragen. In gleichem Umfang wird das Pflanzenmaterial alkalisch, die Pflanze neutralisiert die zunehmende Alkalität durch die Bildung organischer Salze.

Arbeiten von PIERRE und Mitarbeitern (1, 3, 4, 5) sowie von MENGEL und STEFFENS (2) belegen, daß der Überschuß von Kationen über die Anionen im Pflanzenmaterial der Säuremenge entspricht, die während des Wachstums der Pflanzen im Boden als Folge der Nährstoffaufnahme entstanden ist. Der Kationenüberschuß im Pflanzenmaterial kann analytisch nach Veraschung durch Einzelbestimmung der Kationen und Anionen oder, wie MENGEL und STEFFENS (2) vorschlagen, durch Titration der Asche mit HCl ermittelt werden.

Der so ermittelte Kationenüberschuß bzw. die Alkalität der Asche sind nahezu identisch und entsprechen der Säuremenge, die im Boden bei der Nährstoffaufnahme der Pflanzen gebildet wurde. Die Höhe dieser Säuremenge kann zwischen einzelnen Pflanzenarten und auch Pflanzenteilen in weiten Grenzen variieren, wie Abbildung 2 und Tabelle 1 zeigen.

Tab. 1: Kationen-Überschuß ($\Sigma \text{Ca, Mg, K, Na}$) - ($\Sigma \text{H}_2\text{PO}_4, \text{SO}_4, \text{Cl}$) im Material von Pflanzen aus dem Feldanbau nach (4)

		mval/100 g
Mais	vor Blüte	73
	druschreif	25
	Körner	5
	Blätter	93
	Stengel	30
Gerste	Körner	5
	Stroh	60
Luzerne	2. Schnitt, Blüte	
	Blätter, Blüten	169
	Stengel	91
Rotklee	Grünfutter	146
Rüben	Rübenkörper	61
	Blatt	258

Die Angaben in diesen Darstellungen sind Durchschnittswerte. Es sei betont, daß bisher kaum zuverlässige Daten darüber vorliegen, in welcher Weise die Alkalität der Pflanzenmasse durch Faktoren wie Sortenwahl, einseitige Düngung, alternative Aufnahme des Stickstoffs als Nitrat oder Ammonium beeinflusst wird. Dieser Punkt sei als Aufgabe für die Forschung kurz erwähnt.

Pflanzenteile, die nach der Ernte auf dem Feld bleiben, kompensieren die während der Nährstoffaufnahme produzierte Säure im Verlauf der Mineralisation. Zur Berechnung der langfristigen Protonenbilanz darf deshalb nur die Alkalität der Pflanzenteile berücksichtigt werden, die auf Dauer vom Wuchsort entfernt werden. Damit erlangen die Art der angebauten Kulturen und auch die gewählten Ernteverfahren eine ganz entscheidende Bedeutung bei der langfristigen Versauerung der Böden. So hat die seit Jahrhunderten übliche Nutzung von Holz und Streu der Wälder neben der Nährstoffverarmung

auch die Versauerung der Böden gefördert, während die alkalischen Mineralisierungsprodukte den landwirtschaftlich genutzten Flächen zugute kam. Ernteverfahren, die sich auf die Entnahme des Holzes beschränken, reduzieren die durch die Nährstoffaufnahme der Pflanzen produzierte Säuremenge beträchtlich; der Kationenüberschuß im jährlichen Streufall eines Buchenbestandes ist ca. 65 kg CaCO₃ äquivalent.

Literatur

1. JOLLEY, D. and W.H. PIERRE, 1977: Soil acidity from longterm use of nitrogen fertilizer and its relationship to recovery of the nitrogen, Soil Sci. Soc. Am. J. 41, 369 - 373
2. MENGEL, K. und D. STEFFENS, 1982: Beziehung zwischen Kationen/Anionen-Aufnahme von Rotklee und Protonenabscheidung der Wurzel, Z. Pflanzenernähr. Bodenkunde 145, 229 - 236
3. NYATSANGA, T. and W.H. PIERRE, 1973: Effect of nitrogen fixation by legumes on soil acidity, Agron. J. 65, 936 - 940
4. PIERRE, W.H. and W.L. BANWART, 1972: Excess-base and excess-base/nitrogen ratio of various crop species and parts of plants, Agron. J. 65, 91 - 96 (1973)
5. PIERRE, W.H., J. MEISINGER and J.R. BIRCHETT, 1970: Cation-anion balance in crops as a factor in determining the effect of nitrogen fertilizers on soil acidity, Agron. J. 62, 106 - 112
6. PIERRE, W.H., J.R. WEBB and W.D. SHRADER, 1971: Quantitative effects of nitrogen fertilizer on the development and downward movement of soil acidity in relation to level of fertilization and crop removal in a continuous corn cropping system, Agron. J. 63, 291 - 297

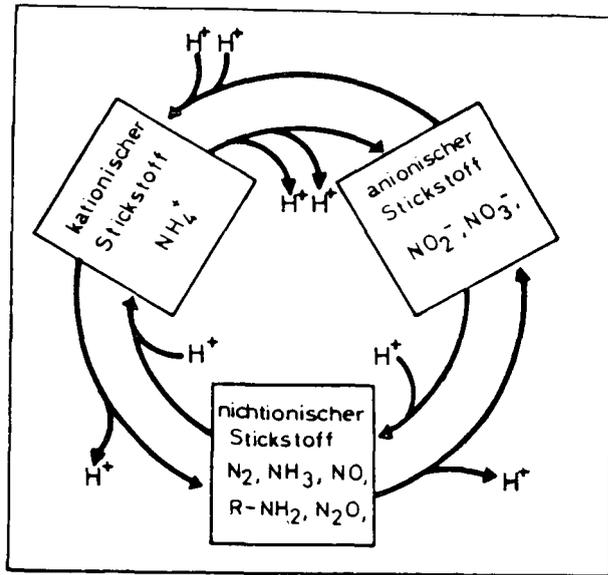


Abb. 1: Aufnahme und Abgabe von Protonen an die Bodenlösung beim Übergang von N in andere Bindungsformen

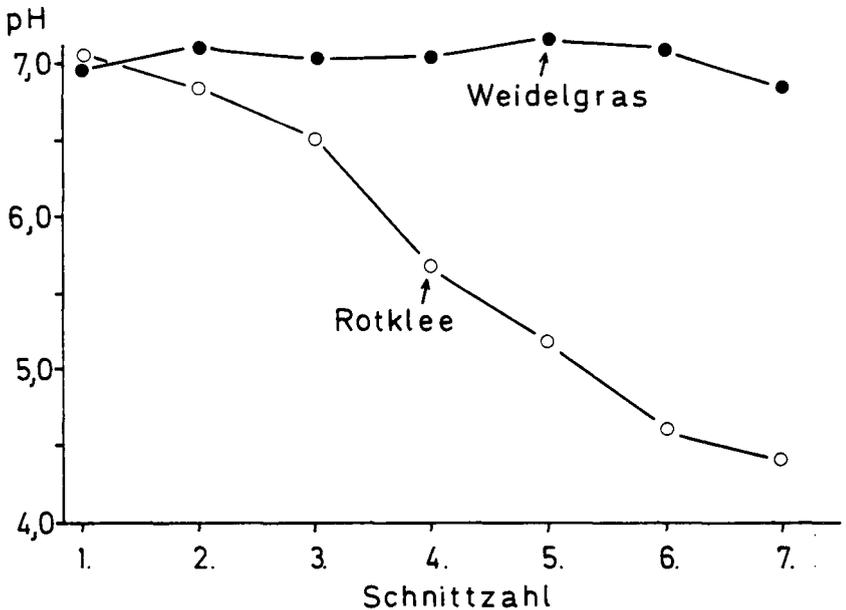


Abb. 2: Boden-pH unter Rotklee und Weidelgras im Verlaufe des Pflanzenwachstums nach MENGEL und STEFFENS, 1982.



Die Bedeutung der K-Ca-Austauschisothermen für das
pflanzenverfügbare Kalium in Lössböden

- Autorenreferat -

von

Beyme, B. und J. Richter *

Weitgehende zumindest regionale Einheitlichkeit der Bodenformen als auch der Düngung in den südniedersächsischen Lössböden lassen erwarten, daß auch die K/Ca Austauschisothermen weitgehende Übereinstimmung zeigen. Demgegenüber steht der Befund (Scheffer-Schachtschabel) einer im weiten Bereich schwankenden K-Konzentration in den Sättigungsextrakten (1-400 ppm).

Diese - scheinbaren? - Widersprüche, sowie die Vorstellung, daß das sofort pflanzenverfügbare K in gleicher Weise bestimmt werden kann wie das pflanzenverfügbare Wasser, veranlaßten uns zu den vorliegenden Untersuchungen an je 40 Oberböden der Calenberger (Pb) und Hildesheimer Löss-Börde (SE) unter Zuckerrüben im Juni/Juli. Dabei wurden an mehreren repräsentativen Beispielen vollständige K-Ca Austauschisothermen - bis herab zu sehr kleinen PAR-Werten - bestimmt, sowie die "verfügbaren" K-Gehalte mit verschiedenen konventionellen chemischen Extraktionsverfahren ermittelt.

Die K-Konzentrationen in den Sättigungsextrakten der untersuchten Böden lagen zwischen 1 und 120 ppm, jedoch mit einer starken Häufung der Werte, und zwar regional unterschiedliche in der Calenberger Börde bei 8-16 ppm, in der Hildesheimer Börde mit 2-4 ppm. Hohe Salzgehalte wurden auch bei den sehr hohen K-Konzentrationen nicht festgestellt (maximal ≈ 15 mval/l). Die unterschiedlichen K-Konzentrationen sind durch unterschiedliche Mengen an leicht austauschbarem K und unterschiedliche Tongehalte (Calenb. Börde 10-12 %, Hildesh. Börde 18-20 %) bedingt.

Aus Ca und K-Konzentrationen in den Sättigungsextrakten ermittelte ARO-Werte stimmten mit den nach einer 15-Minuten-Schüttelroutine mit variierten Ca/K Lösungen erhaltenen überein. Die Kurzzeit-Austauschkurven zeigen, daß bei $PAR \approx 5 \cdot 10^{-5} m^{1/2}$ die desorbierten K-Mengen größer als das mit $n-NH_4$ -ac. austauschbare K ist. Bei diesem PAR werden bei einer Ca-Konzentration

der Bodenlösung von 5 mmol/l 2-3 μ mol K gemessen, eine K-Konzentration, die auch in Wurzelnähe von Pflanzen gemessen worden ist.

Dieses als in der Rhizosphäre unmittelbar verfügbar anzusehende K ist mit dem nach konventionellen Methoden ($\frac{n}{40}$ CaCl, CAL) eng aber nicht linear korreliert.

Auch bei den niedrigsten gefundenen Gehalten (in Versorgungsstufe A nach VDLUFA) läßt sich eine für die Pflanzenversorgung noch ausreichende Menge sofort verfügbarem K in der Rhizosphäre errechnen.

Eine ausführliche Darstellung ist für die Ztschr. Pflanzenern. u. Bodenkunde vorgesehen.

Zur Erfassung der Nährstoffanlieferung durch
Diffusion im effektiven Wurzelraum

von

Fleige, H.⁺⁾, Grimme, H.⁺⁺⁾, Renger, M.⁺⁾ und Strebel, O.⁺⁺⁺⁾

1. Einführung

Die geringe Treffsicherheit von Düngungsempfehlungen bei K und P aufgrund von Bodenuntersuchungen hat vor allem 2 Gründe:

1. Bei den Routine-Verfahren wird in der Regel nur der Oberboden untersucht. Die Möglichkeit der unterschiedlichen Nährstoffanlieferung aus dem Unterboden bleibt dabei unberücksichtigt.
2. Keines der Routine-Verfahren berücksichtigt die Dynamik der Nährstoffanlieferung im Verlauf der Vegetationsperiode. K und P werden in erster Linie durch Diffusion an die Pflanzenwurzeln angeliefert. Dabei spielt der Diffusionsquerschnitt und damit der Bodenwassergehalt eine entscheidende Rolle.

In unserem Beitrag wird ein Verfahren beschrieben, das sowohl die Dynamik der Anlieferung als auch die Anlieferung aus dem Unterboden berücksichtigt. Außerdem soll kurz erläutert werden, wie dieses Verfahren zur Erhöhung der Treffsicherheit von Routine-Untersuchungsmethoden (z.B. Laktatmethode u.a.) genutzt werden kann.

2. Ermittlung der Nährstoffanlieferung durch Diffusion

Zur Ermittlung der Nährstoffanlieferung durch Diffusion braucht man folgende Größen:

1. den Diffusionsfluß D als Funktion des Wassergehaltes θ , der Zeit t und der Tiefe z

$$D = f(\theta, t, z),$$

⁺⁾ Nieders. Landesamt für Bodenforschung, Postf. 510153, 3000 Hannover 51

⁺⁺⁾ Landw. Forschungsanstalt Büntehof, Bünteweg 8, 3000 Hannover 71

⁺⁺⁺⁾ Bundesanstalt für Geowissenschaften u. Rohstoffe, Postf. 510153, 3000 Hannover 51

2. den Wassergehalt θ im Boden als Funktion der Zeit t und der Tiefe z

$$\theta = f(t, z) \text{ und}$$

3. die aktive Wurzeloberfläche W als Funktion der Zeit t und Tiefe z

$$W = f(t, z).$$

Der Diffusionsfluß in einen Sink (Austauscherharz) wird im Labor an zu verschiedenen Terminen während der Vegetationszeit entnommenen Bodenproben bei 3 Wassergehalten gemessen (GRIMME 1973). Meßergebnisse einer Parabraunerde aus LÖB (s. STREBEL et al. 1980) sind in Abb.1 und 2 zu finden.

Aus den ermittelten Beziehungen

$$D = f(\theta, t, z)$$

läßt sich der Diffusionsfluß beim aktuellen Wassergehalt als Funktion der Zeit und Tiefe berechnen. Die Ermittlung des aktuellen Wassergehaltes θ_a erfolgt über ein geeichtes digitales Simulationsmodell (DUYNISVELD et al. 1983). Zur Ermittlung der Wurzellängen wird die Profilwandmethode eingesetzt (BÜHM 1978). Aus den Wurzellängen läßt sich unter Annahme eines mittleren Durchmessers die Gesamtoberfläche der Wurzeln errechnen. Unseren Ergebnissen liegt ein mittlerer Durchmesser von 0,5 mm zugrunde.

Aus dem Diffusionsfluß beim aktuellen Wassergehalt und der Gesamtwurzeloberfläche wurde die K-Anlieferung durch Diffusion für eine Parabraunerde aus LÖB und dem Zeitraum bis zur Blüte berechnet und mit der K-Menge in der Pflanze (Sproß + Wurzel) verglichen (s. Abb. 3). Im Mai ergab sich zwischen der so berechneten K-Anlieferung und der K-Menge in der Pflanze (= K-Aufnahme) eine recht gute Übereinstimmung. Im Juni fiel dagegen die berechnete K-Anlieferung wesentlich zu hoch aus, wenn bei der Berechnung die Gesamtwurzeloberfläche zugrundegelegt wird. Eine gute Übereinstimmung zwischen der berechneten und der K-Menge in der Pflanze (s. Abb. 3) erreicht man, wenn die aktive Wurzeloberfläche im Juni kontinuierlich von 100 % (1. Juni) auf 25 % (30. Juni) der Gesamtwurzeloberfläche reduziert wird. Bei dieser Anpassung gehen auch andere Faktoren mit ein, wie z.B. die unterschiedlichen geometrischen Verhältnisse zwischen dem Diffusionsfluß im Laborversuch und unter Geländebedingungen sowie Unterschiede in der Konzentration an der Oberfläche des Austauschers und der Wurzeln.

Ob man bei der gleichen Fruchtart durch eine solche einmalige Anpassung auch in anderen Jahren und bei anderen Standorten eine so gute Übereinstimmung zwischen berechneten angelieferten und tatsächlich aufgenommenen Nährstoffmengen erzielt, muß durch weitere Untersuchungen geklärt werden.

In Abb. 4 und 5 ist der Anteil der einzelnen Horizonte bzw. des Unterbodens an der Gesamtanlieferung dargestellt. Aus Abb. 5 geht hervor, daß in der letzten Dekade (21.6 bis 30.6.) mehr als 50 % des Kaliums aus dem Unterboden angeliefert wird. Unter Zugrundelegung des Wassergehaltes eines trockenen und eines feuchten Jahres und unter Annahme bestimmter Wurzelverteilungen in Abhängigkeit vom Wassergehalt des Bodens, auf die hier nicht weiter eingegangen werden kann, wurde der Anteil des Unterbodens an der K-Anlieferung für ein feuchtes und ein trockenes Jahr berechnet. Die in Abb. 5 dargestellten Ergebnisse zeigen, daß in einem trockenen Jahr bis zu 65 % aus dem Unterboden angeliefert werden. In einem niederschlagsreichen Jahr liegt der Anteil des Unterbodens an der K-Gesamtanlieferung dagegen <30 %.

Nach dem hier kurz beschriebenen Verfahren werden z.B. im Rahmen eines mehrjährigen Forschungsvorhabens für wichtige Standorte Niedersachsens die Anlieferungsmengen für K und P in Abhängigkeit von

- dem Nährstoffgehalt in der Krume,
- der Durchwurzelung und
- dem Witterungsverlauf berechnet.

Um beurteilen zu können, bei welchen berechneten Anlieferungsmengen eine Düngung noch wirtschaftlich ist, werden diese Berechnungen auch bei Standorten durchgeführt, bei denen Ergebnisse von Düngungsversuchen vorliegen.

3. Literatur

- BOHM, W.: Die Bestimmung des Wurzelsystems am natürlichen Standort. Kali-Briefe (Büntehof) 14(2), 91-101, 1978
- DUYNISVELD, W.H.M., STREBEL, O.: Entwicklung von Simulationsmodellen für den Transport von gelösten Stoffen in wasserungesättigten Böden und Lockersedimenten. Texte 17/83, Umweltbundesamt Berlin, 297 S., 1983
- GRIMME, H.: Magnesium diffusion in soils at different water and magnesium contents. Z.Pflanzenernähr. Bodenk. 134, 9-19, 1973
- STREBEL, O., GRIMME, H., RENGER, M. und FLEIGE, H.: A field study with 15-N of soil and fertilizer nitrate uptake and of water withdrawal by spring wheat. Soil Sci. 130, 205-210, 1980

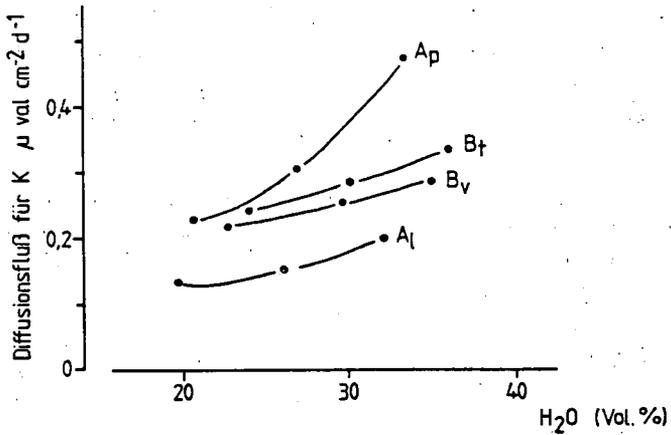


Abb. 1:
K-Diffusionsfluß in verschiedenen Horizonten einer Parabraunerde aus Löß als Funktion des Bodenwasser-
gehaltes (Labormessungen)

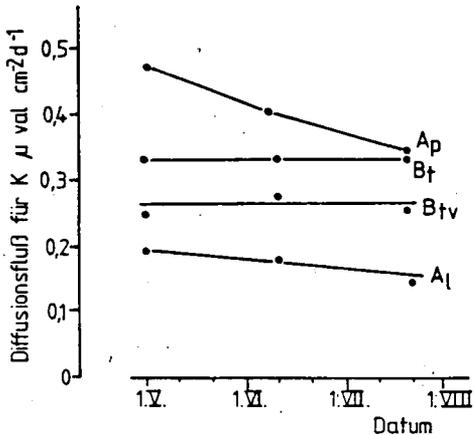


Abb. 2:
Berechneter K-Diffusionsfluß in verschiedenen Horizonten bei Feldkapazität zu 3 verschiedenen Terminen während
der Vegetationszeit

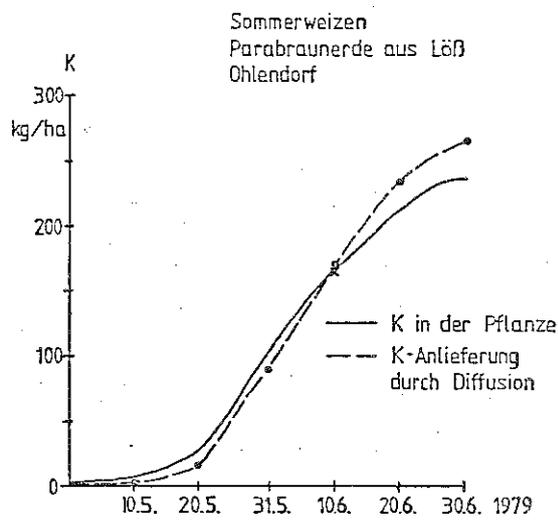


Abb. 3:
K-Aufnahme von So-Weizen und berechnete
K-Anlieferung durch Diffusion

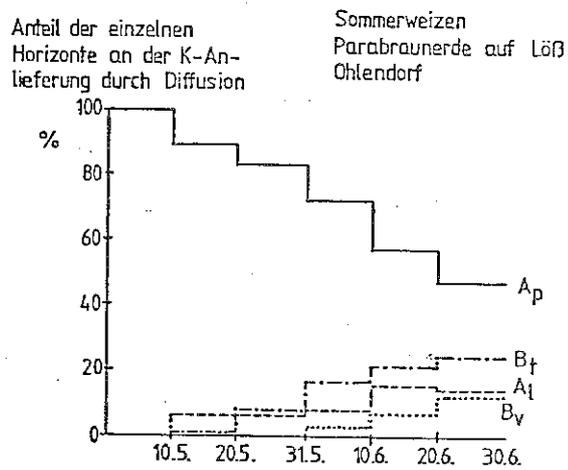


Abb. 4:
Berechneter Beitrag einzelner Horizonte an
der K-Anlieferung durch Diffusion

Anteil des Unterbodens (>30 cm)
an der K-Anlieferung
durch Diffusion

Sommerweizen
Parabraunerde aus Löß
Ohlendorf

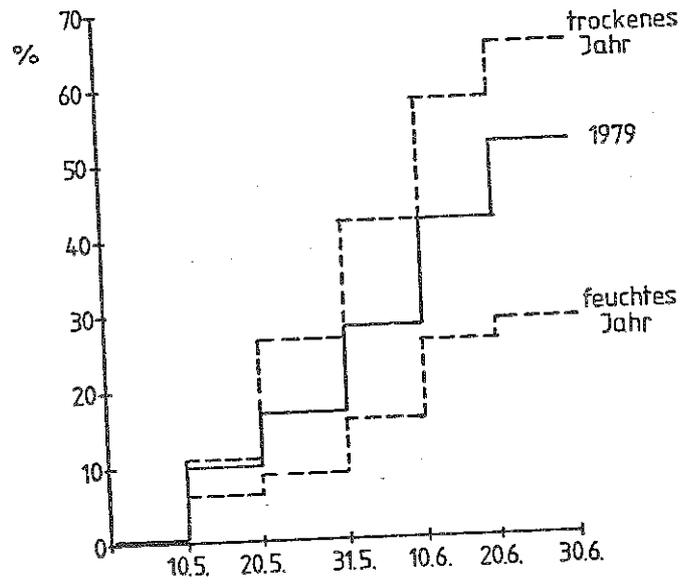


Abb. 5:
Berechneter Anteil des Unterbodens im Jahr 1979,
in einem Trockenjahr und in einem Feuchtjahr

Gips als Ca-Dünger ?

von

Hugenroth, P. u. B. Meyer *

In der Bundesrepublik Deutschland gelten als Maßstäbe für den sogenannten "Basensättigungszustand" landwirtschaftlich genutzter Böden das pH, gemessen in einer 0,02 n CaCl_2 -Gleichgewichtslösung und der Ca-Sättigungs-Zustand der Bodenaustauscher, gemessen durch das pH einer Ca-acetat-Austausch-Gleichgewichtslösung und ausgedrückt im "Kalkbedarf", der zur Erreichung einer bestimmten CaCl_2 -pH-Stufe erforderlich ist. Direkte Ca-Messungen haben sich nicht durchgesetzt. Die Folge ist, es wird manchmal übersehen, daß - einmal abgesehen von den Böden an der Grenze zur Al^{+++} -Freisetzung - die Kalkdüngung im Grunde gar nicht so sehr die Aufgabe einer pH-Regulation als vielmehr die Aufgabe der Zufuhr von Ca und Mg zum Boden als Pflanzenstandort hat.

Von Seiten der Pflanzenernährungslehre wird auch hierauf hingewiesen, die als optimale pH-Werte für Pflanzenwachstum und Nährstoffmobilität durchaus niedrigere Werte anzusetzen bereit ist, als das den gängigen Richtwerten entspricht.

Die Hauptmenge an Kalk wird den landwirtschaftlichen Nutzböden jedoch mit der Absicht einer strukturellen Stabilisierung der Krume zugeführt. Dabei ist der tatsächlich erzielbare Erfolg von so vielen Begleitumständen abhängig, daß oft keine sicheren Vorhersagen möglich sind und daher von vielen Praktikern der Nutzen einer Kalkdüngung bezweifelt und der Aufwand gescheut wird.

Kalk und Kalkung als Mittel der Gefüge-Stabilisierung und die Möglichkeit eines Kalkersatzes sollen Gegenstand dieser Ausführungen sein.

Dieses Problem kann nur solche Böden betreffen, die genügend Tonsubstanz als potentiellen Gefügekitt enthalten. Das sind z.B. die aus Löss oder anderen noch tonreicheren Gesteinen hervorgegangenen Böden. Der entscheidende Prozeß für die Stabilisierung des Bodengefüges solcher Böden ist die Überführung der Tonsubstanz in eine durch Flockung stabilisierte Tacto-Struktur. Sie allein gewährt eine mechanisch hinreichend beanspruchbare Vermörtelung der Schluff-

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

und Sandteilchen zu in sich lockeren Aggregaten und unterbindet die Partikelsegregation.

Um Flockung des Tones zu erzielen sind im Austauschgleichgewicht mit Ton und Humus Ca^{++} - und Mg^{++} -Konzentrationen in der Bodenlösung erforderlich, die höher als der sog. "Flockungsschwellenwert" liegen.

Bei der in unseren Lössböden vorherrschenden mineralogischen Zusammensetzung und Oberflächenbeschaffenheit der Tonfraktion liegen diese Flockungsschwellenwerte zwischen 20 mg Ca/l - bei humatumhülltem Ton von Schwarzerden oder generell Ap-Horizonten - und 4 mg Ca/l beim Ton von B- und C-Horizonten. Eine einfache Bestimmung dieser Flockungsschwellenwerte und eine Orientierung über den Flockungszustand der Tonsubstanz einzelner Böden läßt sich durch das Ansetzen von Bodensuspensionen in Sedimentationsröhren und eine steigende Zugabe von Ca in Form von Gipslösungen unterschiedlicher Konzentration erreichen (GEBHARDT, 3). Im System $\text{CaCO}_3/\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ des Bodens ist - eine genügende Reaktionsdauer und eine hinreichend feine Verteilung des CaCO_3 vorausgesetzt - bei einer maximalen Löslichkeit von ca. 200 mg CaCO_3 entsprechend 80 mg Ca/l der Flockungsschwellenwert überschritten. Trotzdem kann es bei geringer Kontaktdauer zwischen Bodenlösung und Calcit, z.B. bei starken Niederschlägen zur Unterschreitung des Flockungsschwellenwertes und damit zur Dispergierung des Bodens kommen. Dabei spielt auch die unterschiedliche Reaktivität des Kalkes eine Rolle. So ist die im Rübenbau auf Lössböden häufig praktizierte Kopfkalkung mit CaCO_3 , die einer Verminderung der gefürchteten Verschwemmung von oberflächlichem Boden-Material vorbeugen soll, von wechselhafter Wirksamkeit.

In kalkfreiem Boden-Material entscheidet das System Ca/H-belegter Austauscher/Bodenlösung/Salzionen über die Höhe der freien Ca-Ionen in der Bodenlösung. Im System Ca/H-Austauscher/ $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ kommt es, wenn kein freier Kalk mehr zugegen ist, bei zunehmendem Ca-Ersatz durch H-Ionen am Austauscher sehr rasch zu einer Absenkung der Ca-Ionen-Konzentration in der Bodenlösung unter den Flockungsschwellenwert.

In Lössböden wird z.B. unter diesen Systembedingungen bei einer Erniedrigung der Ca- (und Mg-) Belegung der Austauscher auf ca. 90 % - entsprechend etwa 6 % H-Ionen - und entsprechend einer Absenkung des pH (CaCl_2) auf etwa 6,8 der obengenannten Flockungsschwellenwert von ca. 20 mg Ca in der Bodenlösung unterschritten. Ein in pH-Werten formuliertes Kalkdüngungsziel, das unter 6,85 liegt kann also theoretisch keine Strukturstabilität mehr gewährleisten.

Unte
daß
unte
gats
sich
über
heit
GIPS
pH u
von
Unte
Gips
hoch
weil
der
diär
in M
Schw
bot.
Tief
trat
Die
unte
gen
Zwe
misch
CaS
spr
ent
sti
Dab
gan
Die
zei
ca.
rüc
Gip
Isr
vor
hin
in

Unter diesem theoretischen Aspekt überrascht zunächst der Befund, daß es auch unterhalb der genannten Grenzwerte, ja bis zu pH-Werten unterhalb 6 (CaCl_2) Löss-Ackerkrumen gibt, die visuell einen aggregatstabilen Eindruck machen und tatsächlich geflockt sind. Es zeigt sich, daß bei ihnen die Gleichgewichts-Ca-Konzentrationen z.T. weit über den Flockungsschwellenwerten liegen. Ursache ist die Anwesenheit von nichtcarbonatischen Calcium-Salzen, hier in erster Linie GIPS. Das Problem aber, daß man in solchen Fällen nicht länger das pH und den Ca-Belegungsstatus für den Ca-bedingten Flockungsstatus von Ackerkrumen verwenden sollte, trifft aber auch nach früheren Untersuchungen von SCHEFFER (6) für die Düngung mit Ca-Silikat zu.

Gips ist in den heute landwirtschaftlich genutzten Böden als zwar hoch lösliches und daher leicht auswaschbares, dennoch als zeitweilig anwesendes Ca-Salz von Bedeutung für die Strukturstabilität der Böden. Bei saisonal starken Schwankungen hängt seine intermediäre Menge vom atmosphärischen Gipseintrag ab, der nach BÖTTCHER (1) in Mittel- und Süddeutschland den für Norddeutschland festgestellten Schwefelsäureeintrag übertrifft, und vom düngerbürtigen Sulfatangebot. Dementsprechend schwanken die Gipsgehalte in den einzelnen Tiefen-Abschnitten der Ap-Horizonte beträchtlich. Es wurden Konzentrationen von bis zu 200 mg Gips-Ca pro Liter Bodenlösung gemessen.

Die Feststellungen werfen die Frage auf, ob und inwieweit Gips auch unter unseren mitteleuropäischen Klima- und Bodennutzungsbedingungen als hoch lösliches Ca-Salz die Funktion einer Ca-Düngung zum Zwecke der Strukturstabilisierung zu übernehmen vermag. Durch thermische Vorbehandlung läßt sich seine Löslichkeit auf ca. 2500 mg $\text{CaSO}_4 \times 2 \text{H}_2\text{O}$ pro Liter steigern, was etwa 30 mmol IÄ Ca/l entspricht. Die pH-Werte der Lösungen des von uns verwendeten partiell entwässerten Gipses lagen bei 60 mg gelöstem Gips/l bei 5,3 und stiegen bei Steigerung der Vorlage auf 2000 mg Gips/l auf pH 6,3. Dabei beobachteten wir eine zunehmende Inkongruenz des Lösungsvorganges: Mehr Sulfat als Ca ging in Lösung.

Die Aufnahme von Sorptionsisothermen und Rücktausch-Isothermen zeigte, daß bei höchster Gipslösungskonzentration - entsprechend ca. 30 mmol IÄ SO_4^{--} ca. 1 mmol IÄ Sulfat pro 100 g Boden völlig rücktauschbar gegen HCO_3^- sorbiert wurde.

Gips findet als Stabilisator einer offenen Bodenoberfläche z.B. in Israel dort Anwendung, wo es gilt, auf lehmigen Böden, selbst bei vorhandenem CaCO_3 , große Mengen an Irrigationswasser in den Boden hineinzubringen und dort zu speichern. Über den Einsatz von Gips in der Melioration von Alkalisalzböden ist viel Literatur verfügbar

(SABOLCZ, 5). Bei uns könnten neue Impulse für eine stärkere Anwendung von Gips, der ja ziemlich teuer ist, von der Abgasentschwefelung oder von der notwendig werdenden Neutralisation industrieller Abfall-Schwefelsäure her kommen.

Gipsdüngung als Weg der Ca-Düngung wird trotzdem nur den Charakter einer gezielten Zusatz-Ca-Düngung haben können. Für Trinkwasser ist ein Maximalgehalt von 250 mg SO_4 je Liter zulässig. Gehen wir für den Göttinger Raum z.B. davon aus, daß bei einer Jahresniederschlagshöhe von 615 mm Löss-Parabraunerden eine Sickerwasserspense von 120 mm haben, so dürfte der jährliche Gipseintrag als Summe von atmosphärischer Zufuhr (60 - 100 kg) sowie gezielter und ungezielter Düngung insgesamt nicht mehr als ca. 500 kg pro ha betragen.

(MENGEL, 4). Wir haben Feldmessungen an 30 cm starken Ackerkrumen von Lössparabraunerden durchgeführt, die bereits ohne eine gezielte Gipsdüngung eine aus sorbiertem und freiem Sulfat errechnete Gipsmenge von ca. 350 kg/ha enthielten, was einer mittleren Konzentration der Bodenlösung von etwa 67 mg Ca/l (entsprechend 3,3 mmol IA Ca/l) entsprach.

Gipsbestimmung

Einwaage: < 2 g Gips oder eine entsprechende Bodenmenge in 1 l Flasche geben. Zugabe von n/10 HCl bei Bodenproben bis zur Kalkfreiheit. Auffüllen auf 1 l. Zwei Tage im Wärmeschrank bei 55°C - nach jeweils 2 Stunden Proben aufschütteln.

5 - 10 ml klaren Überstand über Kationenaustauscher geben.

5 ml 0,01 n BaCl_2 zugeben und 10 Minuten mit Magnetrührer rühren.

Bei sehr schwacher Trübung 1 ml n/100 H_2SO_4 zugeben. Eindampfen bis zur Trockene, Aufnahme des Niederschlages mit H_2O . pH 11,2 mit Ammoniak einstellen. Gegen Titriplex III titrieren.

Diese theoretischen Überlegungen lassen erkennen, daß Gips trotz einer auch bei hohen Anwendungsmengen erwiesenen guten Pflanzenverträglichkeit nur für bestimmte Epochen in der Vegetationszeit gezielt als Ca-Dünger für gefügestabilisierende Zwecke und dann nur aufgestockt auf eine Grundkalkung anzuwenden ist. Dies gilt insbesondere für Lössböden. Bei schweren Böden erscheinen höhere Anwendungsmengen aus der Sicht des Sickerwasseraustrages weniger problematisch.

Ausgehend von diesen Überlegungen haben wir Feldversuche auf Lössparabraunerden durchgeführt, bei denen auf eine unterschiedliche Grundkalkung mit Ziel-pH-Werten zwischen 5,5 und 7 eine Ca-Düngung mit Gips zur Stabilisierung des Oberflächen-Gefüges nach Zuckerrübenaussaat in Mengen von 260, 530 und 2600 kg - entsprechend 60, 120 und 600 kg Ca/ha in pulverisierter Form aufgesetzt wurde, wobei der Ap-Horizont bereits 260 kg Gips in relativ gleichmäßiger Verteilung enthielt.

Die trockenen Monate im Sommer 1982 ließen nur eine infiltrative Verteilung dieser Gipsgaben bis 15 cm Tiefe zu, wobei in den oberen 5 cm Bodentiefe dauerhaft mehr als 530 mg Gips (entsprechend >6 mmol IÄ Ca) pro Liter Bodenlösung zur Verfügung standen. Selbst unter Berücksichtigung der trockenen Witterung kann erwartet werden, daß auch geringere Gipsgaben noch eine ausreichende Strukturstabilisierung gewährleisten können.

Bei einer Fortsetzung dieser Untersuchungen ist jedoch in Betracht zu ziehen, daß solche hohen, für die Gefügestabilisierung günstigen Konzentrationen an Ca-Ionen nachteilige Wirkungen auf die Verfügbarkeit der Nährstoffe K, Mg und Na haben können. Mit steigender Gipskonzentration ändern sich die Ca/H-Potentiale bei der Reaktion mit Bodenmaterial, das sich im pH-Bereich der Gipslösung befindet nur wenig. Dagegen wird das Mg sehr stark und das K entsprechend den von EHLERS (2) früher durchgeführten Untersuchungen zur Austausch-Fraktionierung des K bei hohen Ca-Konzentrationen fast völlig aus seinen Bindungspositionen verdrängt. Bei der Reaktion eines Bodens mit einer gesättigten Gipslösung wie sie bei Austrocknung von Böden stattfinden kann wurde das Austausch-Kalium zu 96 %, das Mg zu 90 % und das Na zu 92 % durch Ca aus seinen Austauschpositionen verdrängt. Eine schwache pH-Erhöhung der Gleichgewichtslösung resultierte. Die Folge solcher Austauschverdrängung kann einerseits eine Mobilisation von K und Mg für die Pflanze, bei nasser Witterung aber auch eine verstärkte Auswaschung bedeuten. Auf jeden Fall ist im Zusammenhang mit einer Gipsdüngung besondere Rücksicht auf die Erhaltung des K- und Mg-Versorgungszustandes der Böden zu nehmen.

Das Studium des Lösungs- und Infiltrationsprozesses von oberflächlich zum Zwecke der Strukturstabilisierung ausgebrachten Gips und die Steuerung dieses Prozesses durch Dosierung, Reaktivitätsänderung und Verteilung muß Voraussetzung dafür sein, wenn man die an sich möglichen beträchtlichen Gefügewirkungen des Gips-Ca praktisch sinnvoll und schadfrei ausnutzen will. Ein genereller Ersatz des Calciumcarbonats, -oxids oder -hydroxids erscheint ausgeschlossen. Die Anwendung kann im wesentlichen nur den Zweck eines über einige Monate reichenden kurzfristigen, aber hochwirksamen Korrektivs haben.

Literatur

1. BÖTTCHER, J., 1982: Bioelementbilanzen und -transport in Löss- und Sand-Lysimetern bei unterschiedlichen Grundwasserständen, Diss. Landw. Fak. Göttingen, 1982
2. EHLERS, W., H. GEBHARDT und B. MEYER, 1968: Untersuchungen über die positionsspezifische Bindung des Kaliums an Illit, Kaolinit, Montmorillonit und Humus, Z. Pflanzenernähr. Bodenkunde 119, 176 - 186
3. GEBHARDT, H., 1968: Flockungsverhalten definierter Tonsuspensionen aus Lagerstätten und Böden, I. Flockungsschwellenwerte und Flockungsvolumen, Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 8, 177 - 185
4. MENGEL, K. and E.A. KIRKBY, 1982: Principles of Plant Nutrition, International Potash Institute, Bern.
5. SABOLCZ, I., 1971: European Solonetz Soils and their Reclamation, Akademiai Kiado, Budapest
5. SCHEFFER, K., 1972: Parameter und Jahresgang der Strukturwirkung meliorativer Kalkung von Löss-Parabraunerde-Ap-Horizonten, Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 15, 85 - 93

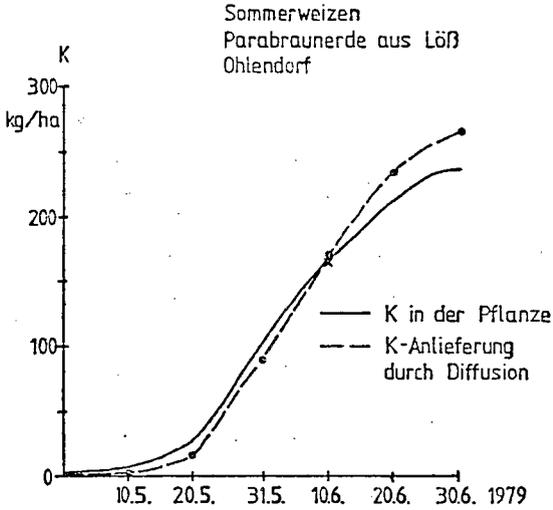


Abb. 3:
K-Aufnahme von So-Weizen und berechnete
K-Anlieferung durch Diffusion

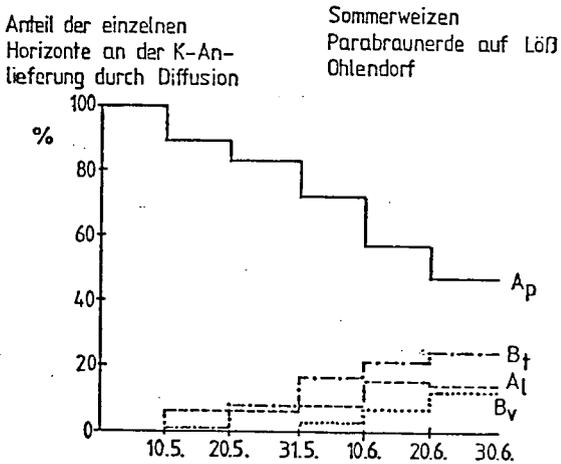


Abb. 4:
Berechneter Beitrag einzelner Horizonte an
der K-Anlieferung durch Diffusion

Anteil des Unterbodens (≈ 30 cm)
an der K-Anlieferung
durch Diffusion

Sommerweizen
Parabraunerde aus Löß
Ohlendorf

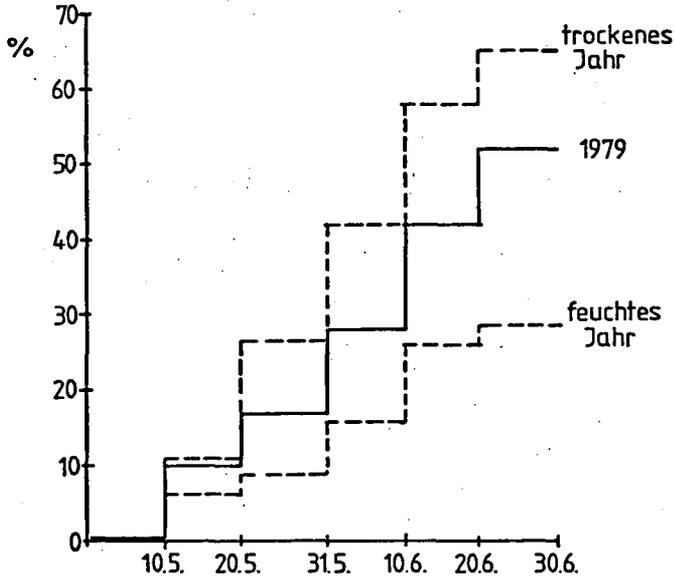


Abb. 5:
Berechneter Anteil des Unterbodens im Jahr 1979,
in einem Trockenjahr und in einem Feuchtjahr

Gips als Ca-Dünger ?

von

Hugenroth, P. u. B. Meyer *

In der Bundesrepublik Deutschland gelten als Maßstäbe für den sogenannten "Basensättigungszustand" landwirtschaftlich genutzter Böden das pH, gemessen in einer 0,02 n CaCl_2 -Gleichgewichtslösung und der Ca-Sättigungs-Zustand der Bodenaustauscher, gemessen durch das pH einer Ca-acetat-Austausch-Gleichgewichtslösung und ausgedrückt im "Kalkbedarf", der zur Erreichung einer bestimmten CaCl_2 -pH-Stufe erforderlich ist. Direkte Ca-Messungen haben sich nicht durchgesetzt. Die Folge ist, es wird manchmal übersehen, daß - einmal abgesehen von den Böden an der Grenze zur Al^{+++} -Freisetzung - die Kalkdüngung im Grunde gar nicht so sehr die Aufgabe einer pH-Regulation als vielmehr die Aufgabe der Zufuhr von Ca und Mg zum Boden als Pflanzenstandort hat.

Von Seiten der Pflanzenernährungslehre wird auch hierauf hingewiesen, die als optimale pH-Werte für Pflanzenwachstum und Nährstoffmobilität durchaus niedrigere Werte anzusetzen bereit ist, als das den gängigen Richtwerten entspricht.

Die Hauptmenge an Kalk wird den landwirtschaftlichen Nutzböden jedoch mit der Absicht einer strukturellen Stabilisierung der Krume zugeführt. Dabei ist der tatsächlich erzielbare Erfolg von so vielen Begleitumständen abhängig, daß oft keine sicheren Vorhersagen möglich sind und daher von vielen Praktikern der Nutzen einer Kalkdüngung bezweifelt und der Aufwand gescheut wird.

Kalk und Kalkung als Mittel der Gefüge-Stabilisierung und die Möglichkeit eines Kalkersatzes sollen Gegenstand dieser Ausführungen sein.

Dieses Problem kann nur solche Böden betreffen, die genügend Tonsubstanz als potentiellen Gefügekitt enthalten. Das sind z.B. die aus Löss oder anderen noch tonreicheren Gesteinen hervorgegangenen Böden. Der entscheidende Prozeß für die Stabilisierung des Bodengefüges solcher Böden ist die Überführung der Tonsubstanz in eine durch Flockung stabilisierte Tacto-Struktur. Sie allein gewährt eine mechanisch hinreichend beanspruchbare Vermörtelung der Schluff-

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

und Sandteilchen zu in sich lockeren Aggregaten und unterbindet die Partikelsegregation.

Um Flockung des Tones zu erzielen sind im Austauschgleichgewicht mit Ton und Humus Ca^{++} - und Mg^{++} -Konzentrationen in der Bodenlösung erforderlich, die höher als der sog. "Flockungsschwellenwert" liegen.

Bei der in unseren Lössböden vorherrschenden mineralogischen Zusammensetzung und Oberflächenbeschaffenheit der Tonfraktion liegen diese Flockungsschwellenwerte zwischen 20 mg Ca/l - bei humatumhülltem Ton von Schwarzerden oder generell Ap-Horizonten - und 4 mg Ca/l beim Ton von B- und C-Horizonten. Eine einfache Bestimmung dieser Flockungsschwellenwerte und eine Orientierung über den Flockungszustand der Tonsubstanz einzelner Böden läßt sich durch das Ansetzen von Bodensuspensionen in Sedimentationsröhren und eine steigende Zugabe von Ca in Form von Gipslösungen unterschiedlicher Konzentration erreichen (GEBHARDT, 3). Im System $\text{CaCO}_3/\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ des Bodens ist - eine genügende Reaktionsdauer und eine hinreichend feine Verteilung des CaCO_3 vorausgesetzt - bei einer maximalen Löslichkeit von ca. 200 mg CaCO_3 entsprechend 80 mg Ca/l der Flockungsschwellenwert überschritten. Trotzdem kann es bei geringer Kontaktdauer zwischen Bodenlösung und Calcit, z.B. bei starken Niederschlägen zur Unterschreitung des Flockungsschwellenwertes und damit zur Dispergierung des Bodens kommen. Dabei spielt auch die unterschiedliche Reaktivität des Kalkes eine Rolle. So ist die im Rübenbau auf Lössböden häufig praktizierte Kopfkalkung mit CaCO_3 , die einer Verminderung der gefürchteten Verschwemmung von oberflächlichem Boden-Material vorbeugen soll, von wechselhafter Wirksamkeit.

In kalkfreiem Boden-Material entscheidet das System Ca/H-belegter Austauscher/Bodenlösung/Salzionen über die Höhe der freien Ca-Ionen in der Bodenlösung. Im System Ca/H-Austauscher/ $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ kommt es, wenn kein freier Kalk mehr zugegen ist, bei zunehmendem Ca-Ersatz durch H-Ionen am Austauscher sehr rasch zu einer Absenkung der Ca-Ionen-Konzentration in der Bodenlösung unter den Flockungsschwellenwert.

In Lössböden wird z.B. unter diesen Systembedingungen bei einer Erniedrigung der Ca- (und Mg-) Belegung der Austauscher auf ca. 90 % - entsprechend etwa 6 % H-Ionen - und entsprechend einer Absenkung des pH (CaCl_2) auf etwa 6,8 der obengenannten Flockungsschwellenwert von ca. 20 mg Ca in der Bodenlösung unterschritten. Ein in pH-Werten formuliertes Kalkdüngungsziel, das unter 6,85 liegt kann also theoretisch keine Strukturstabilität mehr gewährleisten.

Beurteilung des N-Mineralisations-
verhaltens anhand von Brutversuchen

von

Nordmeyer, H. und J. Richter⁺

Autorenreferat

Bisherige Untersuchungen haben gezeigt, daß sich Brutversuche gut zur Darstellung der N-Mineralisation in Böden eignen. Die Mineralisation folgt dabei einer Reaktionsgleichung 1. Ordnung. Mit einem einfachen Optimierungsverfahren ist es möglich, den Mineralisationsverlauf in mehrere Stickstofffraktionen mit unterschiedlichen Abbaukoeffizienten aufzugliedern. Es zeigt sich, daß bei Verwendung getrockneter Bodenproben offensichtlich drei, bei Verwendung feldfeuchter Proben jedoch nur zwei Fraktionen der organischen Substanz an der Mineralisation beteiligt sind. Das Ziel unserer Bemühungen ist es, gesicherte Parameterbeziehungen zu ermitteln, die auf die N-Mineralisation unter Freilandbedingungen übertragen werden können. Dabei soll in erster Linie der kurzfristig mineralisierbare Anteil des organisch gebundenen Stickstoffes und sein Abbauverhalten definiert werden.

Ein Vergleich von Schluff- und Sandböden zeigt, daß die Mineralisationsgeschwindigkeiten etwa in der gleichen Größenordnung liegen, während bei den Mineralisationspotentialen deutliche Differenzen auftreten.

Der Abbau von Pflanzenresiduen unterschiedlicher Feldfrüchte zeigt charakteristische Verhaltensweisen im Brutversuch.

⁺Institut für Bodenkunde, Universität Hannover

Während es bei Zugabe von Zuckerrübenblatt als organische Düngung zu einer zusätzlichen Mineralisation kommt, führt eine Strohdüngung zu einer Hemmung der Mineralisation, wobei ab einem bestimmten Zeitpunkt die Immobilisierung in eine Remineralisierung übergeht. Mithilfe des Optimierungsverfahrens lassen sich diese Vorgänge quantitativ erfassen.

Eine Übertragbarkeit der gewonnenen Parameter auf Feldbedingungen führt in den meisten Fällen zu einer guten Übereinstimmung von gemessenen und gerechneten N_{min} -Werten.

Eine detaillierte Darstellung ist für die Zeitschrift Plant and Soil vorgesehen.

Schwermetallverteilung in Fichtenbeständen
der Bärhalde (Südschwarzwald)

von
Raisch, W. und H.W. Zöttl⁺

Fragestellung und Standort

In früheren Arbeiten (2, 3, 6, 7) waren an 5 Standorten Verteilung und Vorräte von Bioelementen in Gestein und Böden sowie die Umsätze im Ökosystem erfaßt worden. Als Abschluß der Elementinventur analysierten wir kompartimentsweise die oberirdische Vegetation auf 18 Bioelemente (5). Damit sollte insbesondere die Anreicherung von Schwermetallen in der Phytomasse nach atmogenen und litho- bzw. pedogenen Einflüssen differenziert werden. Hier berichten wir über die Verteilung von Pb, Cd, Zn, Cu und Mn.

Die Bärhalde ist ein ca. 1200 m ü. NN. liegender NO-Hang östlich des Feldbergmassivs mit 1800-2000 mm Jahresniederschlag und 5°C Jahresmittel. Die Böden sind aus sehr basenarmem Granit-Periglazialschutt entwickelt; vorherrschend sind Braunerden und Podsole, tiefer am Hang Stagnogleye und Ockererden (3).

Elementgehalte und -verteilung

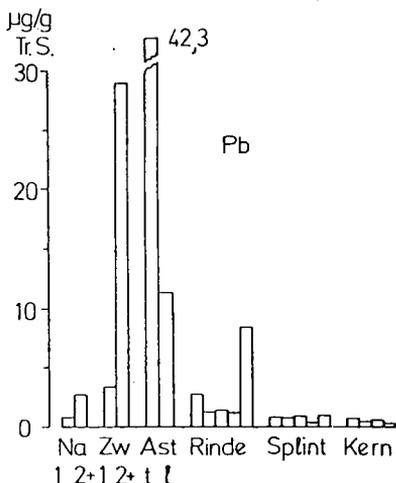


Abb.1: Pb-Gehalte (µg/g Tr.S.)
im 130-jährigen Fichten-
bestand auf Podsol

Baumkompartimente:

Na 1 = Nadeln 1. Jahrgang

Na 2+ = 2. Jahrgang u. alle älteren;

Zw 1 u. 2+ = Zweige analog den Nadeln, bis 1 cm Ø;

Ast t = Trockenäste, l = lebend;

Rinde des Schaftes, vom Schaftfuß (links) bis zur -spitze (rechts);

Splint, Kern = Holz des Schaftes, Sektionen analog der Rinde.

⁺Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre der Albert-Ludwigs-Universität, D-7800 Freiburg i. Br., Bertoldstr. 17.

Pb: Die Verteilung von Pb im ältesten der Untersuchungsbestände zeigt Abb. 1. Die höchsten Gehalte haben die exponierten Zweige und Äste. Mit dem Alter steigen die Gehalte in den Nadeln und Zweigen deutlich an. Holz hat sehr niedrige Gehalte, was auf geringen internen Umsatz deutet.

Beim Vergleich der 5 Bestände sieht man die gleichen Gesetzmäßigkeiten der Pb-Verteilung (Abb.2). In Zweigen und Ästen steigen die Gehalte mit zunehmendem Bestandesalter an. Differenzierend scheint dabei die Exposition des Bestandes in der Kleinlandschaft zu wirken; so liegt der 25-jährige Bestand auf Stagnogley von der nächsten Durchgangsstraße und der Ortschaft Neuglashütten aus gesehen direkt im Bestandesschatten des 50-jährigen auf Ockererde, während der 15-jährige am Hang daneben liegt. Der älteste Bestand mit den größten Baumhöhen liegt sehr exponiert knapp unterhalb des Bergkammes der Bärhalde.

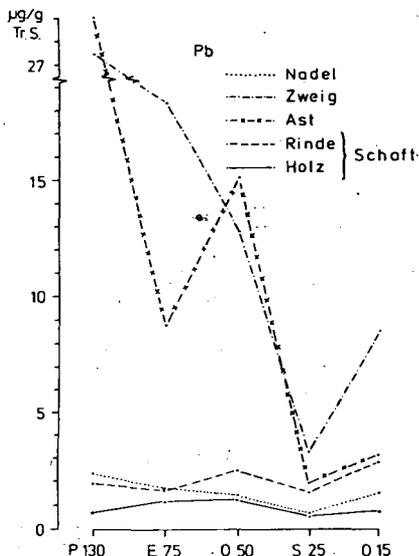


Abb.2: Pb-Gehalte in den Hauptkompartimenten der 5 Fichtenbestände (µg/g Tr.S.)

- P 130 = 130-j. Bestand auf Podsol;
- E 75 = 75-j. Bestand auf Braunerde (Erstaufforstung);
- O 50 = 50-j. Bestand auf Ockererde;
- S 25 = 25-J. Bestand auf Stagnogley;
- O 15 = 15-j. Bestand auf Ockererde.

Wir ziehen folgende Schlüsse: Die gefundenen Pb-Gehalte sind weit überwiegend auf direkte Adsorption an den Oberflächen der Baumkompartimente zurückzuführen; ein interner Umsatz findet kaum statt; weiterhin ist die Pb-Verteilung abhängig von Exposition und Alter der Bestände sowie der Oberflächenbeschaffen-

Stickstoff-Dynamik von Acker-Lössböden im Winterhalbjahr

von

Kersebaum, K.Ch., H.Nordmeyer, A.Nuske und J.Richter⁺)

Autorenreferat

Mittels eines einfachen Rechenmodells wird versucht, den N_{\min} -Vorrat und seine Verteilung im Boden zu Vegetationsbeginn zu berechnen. Das vorliegende Modell ist in seiner Anwendbarkeit zunächst auf ackerbaulich genutzte Lössböden ausgerichtet. Es berücksichtigt die Prozesse der N-Mineralisation, der N-Verlagerung sowie ggf. den Pflanzenentzug bis zum Probenahmetermin im Frühjahr.

Die Netto-N-Mineralisation wird durch Reaktionsgleichungen 1. Ordnung dargestellt. Die Temperaturfunktionen der Reaktionskoeffizienten sind aus Brutversuchen ermittelt. Der Wassergehalt über Winter variiert nur wenig. Als Eingabegröße für das Mineralisationsmodell ist nur der Temperaturverlauf während des Simulationszeitraums notwendig. Als Anfangsbedingung für die Simulation wird eine Entleerung des Bodens bis auf 15 kg/ha 90 cm angenommen, welche durch Messungen zum Erntezeitpunkt bestätigt wird. Ausnahmen bestehen für überdüngte Schläge, häufig bei Vorfrucht Gemüse.

Der Transport des Nitrats in tiefere Bodenschichten wird - bei Annahme von piston-flow - im Winterhalbjahr allein durch die Höhe der Niederschläge bestimmt. Diese werden als Dekadenmittewerte eingegeben.

Der Pflanzenentzug ist abhängig von der Entwicklung der Pflanzen vor Winter und damit von der Temperatur und dem kulturspezifischen Aussaatzeitpunkt. Er spielt nur bei W.-Gerste eine nennenswerte Rolle.

Zur Kalibrierung des Modells wurde eine größere Anzahl von N_{\min} -Untersuchungen herangezogen. Hierzu wurden in größerem Maßstab Messwerte von Routine-Untersuchungen anderer Institute berück-

⁺Institut für Bodenkunde, Herrenhäuser Str.2, 3000 Hannover 21

sichtigt. Anhand von Probenahmen auf verschiedenen Teilstücken ein und desselben Schlages wurde geprüft, in welchen Größenordnungen Unterschiede in der Messung aufgrund der Heterogenität eines Schlages auftreten können. Als Vertrauensbereich ergibt sich bei genauer Beachtung der Vorschrift ein Intervall von ± 11 kg/ha 90 cm. Die im Vergleich mit Routine-Messungen beobachtete Streuung ist jedoch erheblich höher (z.B. ± 19 kg/ha 90 cm). Ein Grund hierfür könnte in der Tatsache liegen, daß bei Routine-Untersuchungen oft die Landwirte selbst die Proben entnehmen, wobei die Zahl der Einstiche oft unter der geforderten Mindestzahl von 12 liegt.

Starke Unterschiede in den N_{\min} - Gehalten der Teilstücke eines Schlages lassen sich auf Flächen beobachten, auf denen, bedingt durch eine längere zeitliche Ausdehnung der Rübenernte, große Differenzen in der Mineralisationsdauer auftreten. Derartige Heterogenitäten werden bei Routine-Untersuchungen nicht berücksichtigt und schränken die Aussagesicherheit des gemessenen N_{\min} - Wertes ein.

Beim Vergleich zwischen Messwert und Simulation auf Schlägen nach Vorfrucht Zuckerrüben ergeben sich je nach dem ausführenden Untersuchungsinstitut Unterschiede. So wurden bei einem Institut bei 93% der Rechenwerte Abweichungen unter 20 kg/ha 90 cm beobachtet, während bei einem anderen Institut nur 69% im Bereich ± 20 kg/ha 90 cm lagen.

Im Hinblick auf die genannten Fehlermöglichkeiten des Messwertes kann die ermittelte Übereinstimmung als gut bezeichnet werden. Eine detailliertere Darstellung der Ergebnisse ist in der Z. Acker- und Pflanzenbau sowie in Plant and Soil vorgesehen.

Raten der Deposition und der ökosysteminternen
Produktion von Protonen in verschiedenen Wald-
ökosystemen

von
Matzner, E. +)

Zusammenfassung

In einem Buchen- und einem Fichtenwaldökosystem im Solling wurden seit 1969 die Raten des Eintrags von Protonen durch Deposition von Luftverunreinigungen verfolgt.

Bedingt durch unterschiedliche Raten der Interceptionsdeposition ist die atmosphärische Protonenbelastung des Fichtenbestandes im Mittel mit ca. $4 \text{ kmol IÄ} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ etwa doppelt so groß wie unter Buche.

Aus der Ionenbilanz des gesamten Ökosystems wurden die Raten der ökosysteminternen Protonen-Nettoproduktion berechnet.

Die Prozesse, die zur ökosysteminternen Produktion von Protonen beitragen werden genannt und ihre Raten beziffert.

Bereinigt man die Raten der ökosysteminternen H^+ -Nettoproduktion um den auf die Deposition und die Aufnahme von NH_4^+ zurückgehenden Anteil und um den durch die Abpufferung von Protonen im Kronenraum bedingten Betrag, so zeigt sich, daß die Gesamt H^+ -Belastung bei beiden Beständen

($7.0 \text{ kmol IÄ} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ Fichte, 3.1 Buche) zu ca. 70 % auf die Deposition von Säuren zurückgeht. Der Anteil ökosysteminterner Quellen beträgt hingegen nur ca. 30 %.

Diese Relationen verdeutlichen die Bedeutung des atmosphärischen Säureeintrags für den chemischen Bodenzustand von Waldökosystemen bei der gegenwärtigen Emissionssituation.

+) Institut für Bodenkunde und Waldernährung, Büsingenweg 2
34 Göttingen

heit und dem Alter der einzelnen Kompartimente.

Cd: Dieses Element weist eine gänzlich andere Verteilung auf (Abb.3). Die höchsten Gehalte aller Kompartimente hat die Schafrinde. Zweige und Äste enthalten wenig Cd. Die niedrigsten Gehalte aller Kompartimente findet man in den Nadeln (sogar weniger als im Holz). Der 25-jährige Bestand auf Stagnogley hat in allen Kompartimenten die höchsten Gehalte, der 75-jährige auf Braunerde die niedrigsten. Dies deutet darauf hin, daß ein hoher Anteil des gefundenen Cd über die Wurzel aufgenommen wird und dabei die Mobilitätsverhältnisse im Boden und die stark unterschiedlichen Cd-Gehalte in den durchwurzelten Horizonten eine Rolle spielen. Bei Cd ist somit - im Gegensatz zu Pb - keine direkte Adsorption des atmosphärischen Eintrags an Vegetationsoberflächen erkennbar; die Verteilung in den 5 Fichtenbeständen deutet vielmehr auf maßgebliche Aufnahme über die Wurzeln hin.

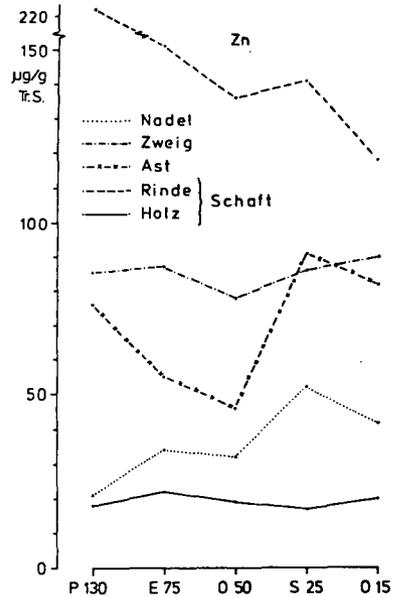
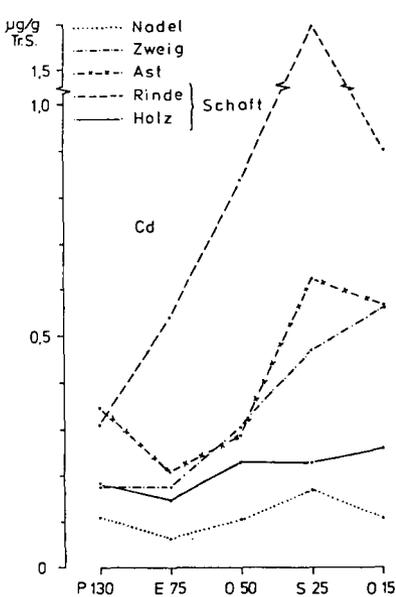


Abb.3: Cd-Gehalte in den Hauptkompartimenten der 5 Fichtenbestände (µg/g Tr.S.)

Abb.4: Zn-Gehalte in den Hauptkompartimenten der 5 Fichtenbestände (µg/g Tr.S.)

Zn: Auch Zn hat eine differenzierte Verteilung (Abb.4). In der Schafrinde wird es offensichtlich mit zunehmendem Bestandesalter

ter stark akkumuliert, ebenso am Einzelbaum mit zunehmendem Organalter. Dies läßt sich nur durch atmogenen Eintrag erklären. Dafür spricht auch der Anstieg der Gehalte mit zunehmendem Bestandesalter. Bei den Zn-Gehalten der Nadeln und des Holzes dürfte Aufnahme aus dem Boden in Abhängigkeit von pH-bedingter Mobilität und Durchwurzelungstiefe ausschlaggebend sein. Die Zn-Versorgung erscheint bei Nadelgehalten von 24-39 µg/g Tr.S. im 1. Jahrgang nahe dem Mangelbereich, der bei 32 µg/g Tr.S. angegeben wird (1).

Cu: Auch Cu erreicht im 1. Nadeljahrgang der untersuchten Fichtenbestände nur Gehalte, die wenig über dem Mangelbereich liegen (Abb.5). Deutlich höhere Gehalte als die Nadeln weisen die Triebachsen (Zweige) und die Rinde auf. Die Verteilung der Cu-Gehalte in den Triebachsen zeigt eine deutliche Parallelität zu der von Pb auf: Anstieg der Gehalte mit dem Bestandesalter (bzw. der Exposition); höchste Gehalte in den Zweigen, deren Rindenanteil gegenüber dem Holzanteil viel höher ist als bei den Ästen; keine erkennbare Abhängigkeit von Bodenfaktoren. Wir vermuten

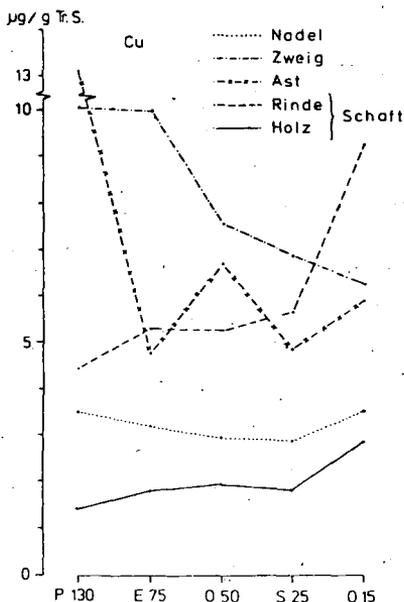


Abb. 5: Cu-Gehalte in den Hauptkompartimenten der 5 Fichtenbestände (µg/g Tr.S.)

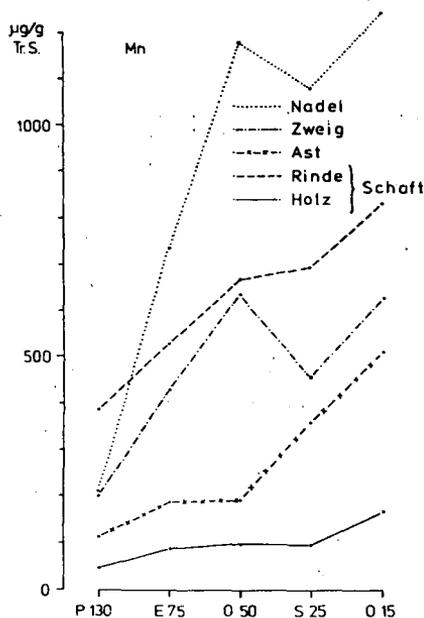


Abb. 6: Mn-Gehalte in den Hauptkompartimenten der 5 Fichtenbestände (µg/g Tr.S.)

daher, daß das Cu der Zweige weitgehend aus atmogener Adsorption und nicht aus internem Kreislauf herrührt. Wie bei Pb sind dabei Depositionszeit (=Baumalter) und Exposition (=Bestandeshöhe und Höhenlage) von Einfluß auf die Menge des deponierten Cu.

Mn: Aus der Verteilung des Mn in den Hauptkompartimenten der 5 Fichtenbestände wird folgendes deutlich (Abb.6): Weitaus die höchsten Gehalte haben die Nadeln; sie zeigen eine weit über dem physiologischen Bedarf liegende Aufnahme - bedingt durch die hohe Mobilität in den naß-sauren Böden der Bärhalde. So zeigt der Bestand auf Ockererde viel höhere Mn-Gehalte als die Fichten auf Braunerde oder Podsol. Die in der Vegetation gespeicherte Mn-Menge ist im Vergleich zu den Bodenvorräten gering. Infolge der außerordentlich hohen Mobilität des Mn in den Böden des Untersuchungsgebietes sind die Umsatzraten im Biokreislauf jedoch sehr hoch. Im Überschuß aufgenommenes Mn wird in den älteren Assimilationsorganen, in den älteren Triebachsen und in den älteren Rindensektionen angereichert.

Vergleich Bärhalde : Solling

Für die Bärhalde wurden aus den Analysendaten der beiden älteren Bestände die Durchschnittswerte eingesetzt; somit sind Alter und Biomasse dieser eingehend untersuchten Standorte weitgehend vergleichbar (siehe Tab. 1).

Tab.1: Eintrag und Gehalt von Schwermetallen in Fichtenbeständen

Solling: Fichte 90 Jahre; 245 dt Tr.S./ha; 1066 mm NS/Jahr
Daten aus (4).
Bärhalde: Fichte 75/130 Jahre; 249/219 dt Tr.S./ha;
1900 mm NS/Jahr; Daten aus (5, 6, 7).

<u>Mengen</u> g.ha ⁻¹ .a ⁻¹	Pb		Cd		Zn		Cu		Mn	
	Soll.	Bärh.								
Freiland-NS	285	110	16	5	1377	210	236	18	388	80
Kronentraufe	467	66	20	13	2121	265	227	22	6480	1080
<u>Gehalte</u> mg.kg ⁻¹										
Nadeln 1jg.	5,4	0,56	0,31	0,10	34	27	24	4,0	560	320
2+jg.	11,8	2,30	0,31	0,08	47	28	37	3,3	1320	500
Zweige 1jg.	8,6	2,95	0,61	0,12	59	66	39	11,4	440	240
2+jg.	56	24,20	0,81	0,18	89	88	40	9,9	560	320
Äste	53	8,63	1,20	0,31	46	75	34	11,8	485	210
Schaftrinde	19	1,76	1,45	0,42	178	187	32	4,9	355	460
Schaftholz	7	0,96	0,36	0,16	21	20	46	1,6	160	70

Klar erkennbar ist der wesentlich höhere Eintrag im Solling. Noch ausgeprägter als bei Pb und Cd ist dies bei den Nährelementen; bei Cu wird mehr als das 10-fache des Eintrages an der Bärhalde erreicht. Diese höhere Belastung dürfte die Hauptursache für die höheren Gehalte in den einzelnen Fichtenkompartimenten sein, die insbesondere bei Cu, Pb und Cd deutlich sind. Geringere Unterschiede zeigen sich bei Zn und Mn. Die Zn-Gehalte liegen in ähnlicher Höhe; abgesehen von den Gehalten in der Schaftrinde (atmogener Eintrag!) scheinen bei Zn die Bodenbedingungen und physiologische Gesetzmäßigkeiten stärker mitzuspielen. Dies wird noch deutlicher bei Mn. Hier führen hohe Vorräte und Mobilität in den Böden der Bärhalde zu Gehalten in den Baumkompartimenten, die etwa die Hälfte der Solling-Werte erreichen. Dies ist ein relativ hohes Niveau unter Berücksichtigung des gegenüber dem Solling viel geringeren Freilandeintrags.

Ein gänzlich anderes Bild zeigt Cu. Hier liegen auch die Kompartimentgehalte im Solling nahezu 10-mal so hoch wie an der Bärhalde. Erstaunlich ist der extrem hohe Cu-Gehalt im Holz der Sollingfichten (46 µg/g gegenüber 1,6 an der Bärhalde).

Die Schwermetallgehalte in den einzelnen Kompartimenten zeigen für Bärhalde und Solling eine weitgehend übereinstimmende Abstufung. Bei Pb, Cd, Zn und Mn enthalten jeweils die gleichen Kompartimente in beiden Untersuchungsgebieten die Maximal- und Minimalgehalte. Eine Ausnahme macht wieder Cu; hier steht dem Maximalgehalt im Holz der Solling-Fichten der Minimalgehalt im Holz der Bärhalde-Fichten gegenüber.

Zusammenfassung

In den Kompartimenten von 5 Fichtenbeständen der Bärhalde im Südschwarzwald zeigen die Schwermetalle Pb, Cd, Zn, Cu und Mn verschiedene elementtypische Verteilungsmuster. Atmosphärischer Eintrag prägt vor allem die Verteilung von Pb und Cd, teilweise aber auch von Zn und Cu. Pb wird offenbar weitgehend direkt insbesondere an Zweigen und Ästen akkumuliert; Alter, Struktur und Lage des Bestandes beeinflussen die Gehalte maßgeblich. Auch Cu ist in den Triebachsen älterer Bestände oberflächlich angereichert. Bei Zn ist die immissionsbedingte Akkumulation in der Schaftrinde alter Fichten am höchsten. Die Verteilung von Cd ist demgegenüber offenbar variiert durch die unterschiedliche Aufnahme über die Wurzeln in Abhängigkeit von Mobilität und Vorrat in den Böden. Mn ist sehr mobil in den naß-sauren Böden der Untersuchungsstandorte

und wird stark in den Biokreislauf einbezogen; Anreicherung findet vor allem in den älteren Assimilationsorganen statt. Im Vergleich mit dem Solling erweist sich die Bärhalde als ein weit schwächer durch Fernimmissionen belastetes Gebiet. Im Solling ist besonders der Eintrag von Schwermetallen mit Nährelementfunktion viel höher; er erreicht bei Cu mehr als das 10-fache. Die höheren Einträge führen im Solling auch - bis auf Zn - zu durchweg höheren Anreicherungen in den Kompartimenten der Fichtenbestände.

Literatur

- (1) AHRENS, E.: Untersuchungen über den Gehalt von Blättern und Nadeln verschiedener Baumarten an Kupfer, Zink, Bor, Molybdän und Mangan. Allg. Forst- u. Jagdz. 135, 8-16. (1964).
- (2) HOLZAPFEL, W.: Die Rolle des Streufalls im Bioelementumsatz verschiedener Fichtenökosysteme an der Bärhalde (Hochschwarzwald). Dipl.-Arbeit Forstwiss. Fakultät Univ. Freiburg/Br. (1980).
- (3) KEILEN, K.: Spurenelementverteilung und Bodenentwicklung im Bärhaldegranitgebiet (Südschwarzwald). Freibg. Bodenkundl. Abh. 8, 1-278 (1978).
- (4) MAYER, R.: Natürliche und anthropogene Komponenten des Schwermetallhaushaltes von Waldökosystemen. Göttinger Bodenkundl. Ber. 70, 1-292 (1981).
- (5) RAISCH, W.: Bioelementverteilung in Fichtenökosystemen der Bärhalde (Südschwarzwald). Freibg. Bodenkundl. Abh. 11, 1-239 (1983).
- (6) STAHR, K., ZÖTTL, H.W. u. HÄDRICH, F.: Transport of trace elements in ecosystems of the Bärhalde watershed in the southern Black Forest. Soil Sci. 130, 217-224 (1980).
- (7) ZÖTTL, H.W., STAHR, K. u. HÄDRICH, F.: Umsatz von Spurenelementen in der Bärhalde und ihren Ökosystemen. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 29, 569-576 (1979).

Danksagung

Wir danken den chem.-techn. Assistentinnen L. Oswald, H. Schlenker und H. Fuchs für die Durchführung der Analysen, der DFG und dem MELUF Baden-Württemberg für die finanzielle Unterstützung.

Die Nutzbarkeit von Klärschlamm in Verbindung mit Stroh, Torf
und Kompost für die Stickstoffversorgung der Pflanzen

von

Rochus, W. +), von der Heydt, G. ++), Cervenka, L. ++)

Klärschlamm (KS) ist einerseits ein Abfallprodukt, andererseits enthält er aber auch wichtige Pflanzennährstoffe wie Phosphat und Stickstoffverbindungen in größerer Menge. Es ist daher zur Beseitigung des in den Kläranlagen anfallenden KS sinnvoll, ihn auf landwirtschaftlich oder gartenbaulich genutzten Flächen auszubringen, sofern er hygienisch unbedenklich ist und keine hohen Schwermetallgehalte aufweist.

Problematisch ist aber oft die Lagerung und Verregnung des flüssigen KS. Durch Beimengen von organischen Reststoffen wie Stroh, Kompost oder Torf kann jedoch ein streu- und lagerfähiges Produkt gewonnen werden, wodurch die KS-Verwertung unproblematischer und - durch gleichzeitige Beseitigung anderer Abfallstoffe - auch wirtschaftlicher würde.

Dabei muß bedacht werden, daß die Kombination von relativ großen Mengen organischer Substanz mit der bereits im KS schon enthaltenen (ca. 57% d.TS) möglicherweise aber auch eine Beeinflussung von Humifizierungs- und Mineralisierungsprozessen im Substrat bedingen kann, die insbesondere den N-Gehalt (3,66% d.TS) und dessen Nutzungsgrad mit betreffen.

In der vorliegenden Arbeit wird über Gefäßversuche berichtet, bei denen u.a. der Einfluß der Additive Stroh und Torf auf die Nutzbarkeit des im Klärschlamm gebundenen Stickstoffs - ohne und mit mineralischer N-Ergänzungsdüngung - für die Ernährung von Haferpflanzen untersucht wurde.

Ebenfalls untersucht wurde der Einfluß der organischen Zuschlagstoffe auf die N-Bilanz des Bodens bei qualitativ und quantitativ unterschiedlicher N-Düngung mit KS und/oder Ammoniumnitrat.

+) Institut f. Bodenwissenschaften, Abt. Lehrgebiet Chemie
von Sieboldstr. 2 3400 Göttingen

++) Institut f. Agrikulturchemie, von Sieboldstr. 6
3400 Göttingen

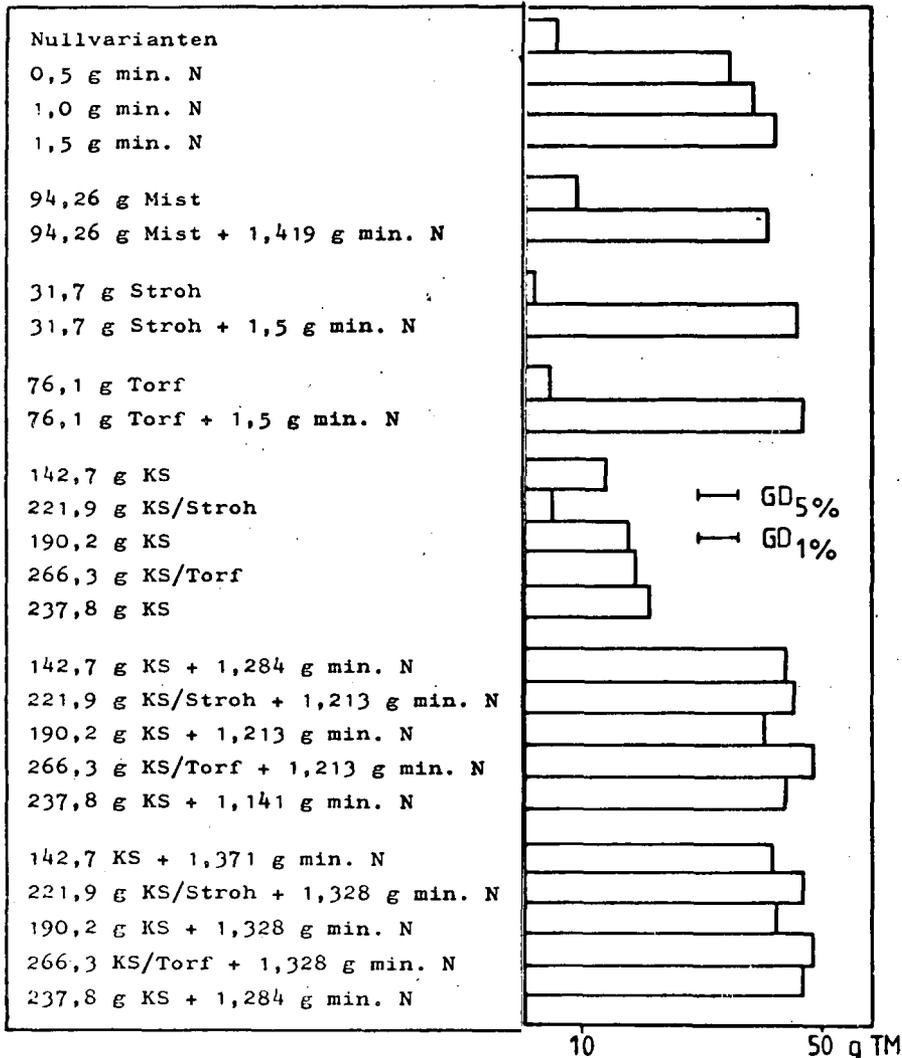


Abb. 1 Versuchsvarianten und mittlerer Kornertrag pro Gefäß

Die Versuchsglieder (jeweils 5 Parallelen) sind in den Abb.1-4 zusammengestellt. Außer den Nullvarianten mit ungedüngtem LÖB wurden Gefäße mit unterschiedlichen Mineraldüngermengen, Mist (als konventioneller organischer Dünger), Stroh und Torf angesetzt, wobei diese jeweils ohne und mit mineralischer Ergänzungsdüngung (auf 1,5 g N/Gefäß) gefahren wurden.

Ferner wurden Varianten mit unterschiedlichen Mengen KS gedüngt (190,2 g KS-Tr.S. pro Gefäß, entsprechend 5,0 t/ha; 142,7 g pro

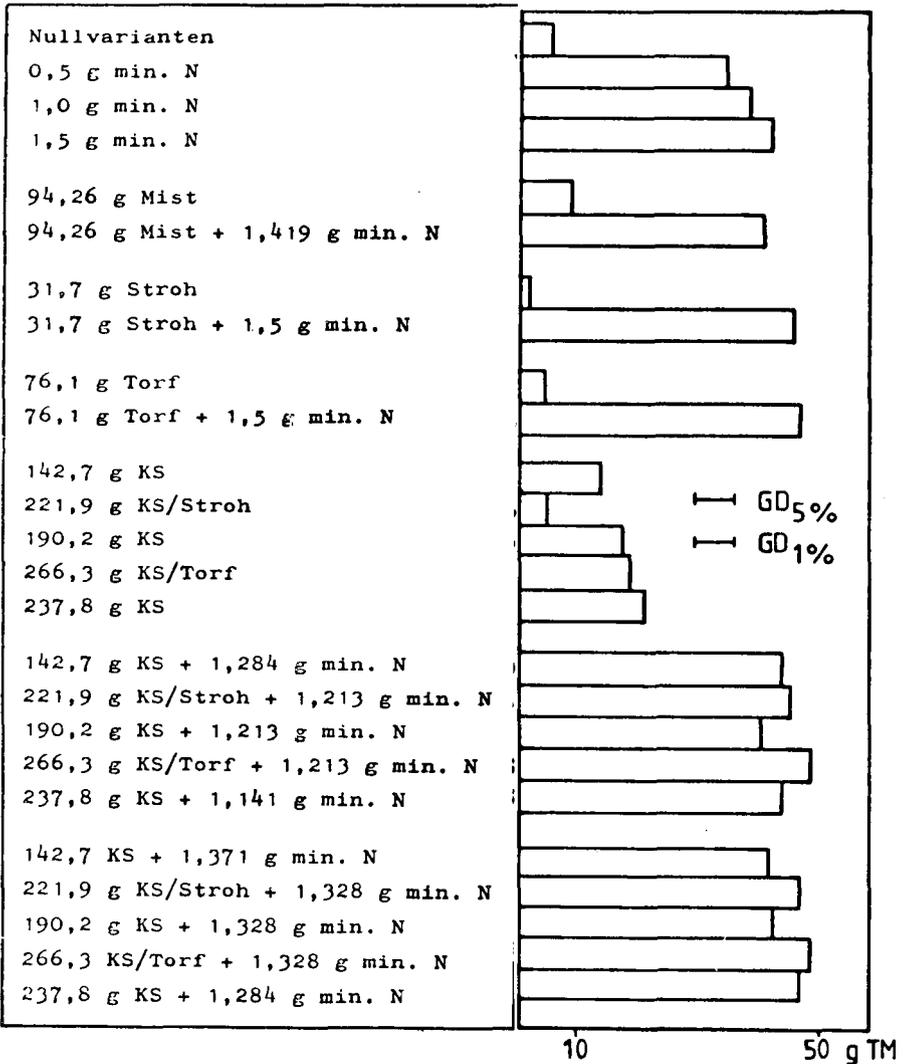


Abb. 2 Versuchsvarianten und mittlerer Strohertrag pro Gefäß
 Gefäß (= minus 25%) und 237,8 g/Gefäß (= plus 25%). Diese KS-
 Varianten wurden dann auf 1,5 g N/Gefäß aufgedüngt, zum einen
 unter Anrechnung von 30% des im KS enthaltenen N und zum anderen
 unter Anrechnung von 50% des KS-N.
 Zur Untersuchung der Wirkung von Stroh und Torf wurden diese der
 mittleren Klärschlammgabe zugesetzt und zwar ohne und in Kombi-
 nation mit unterschiedlich hoher N-Ergänzungsdüngung (wegen der
 Anrechnung von 30 bzw. 50% des im KS enthaltenen N). Aufgedüngt

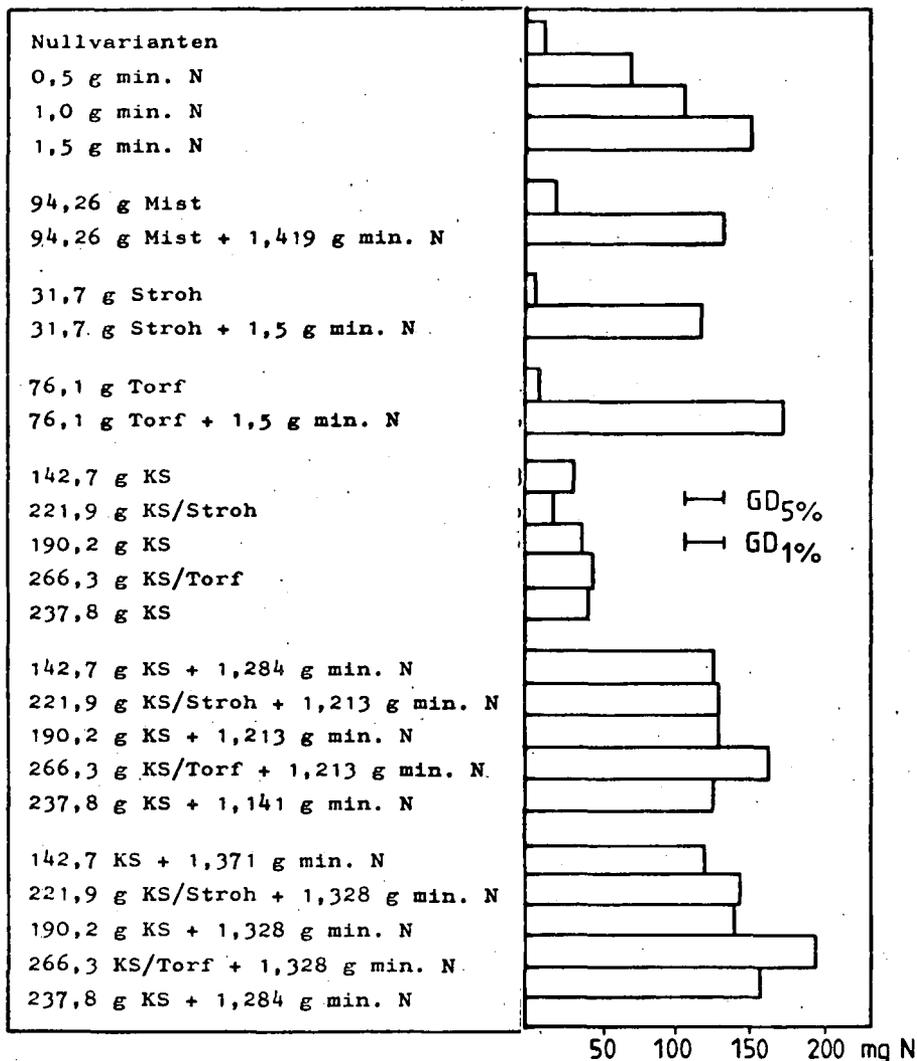


Abb. 3 Versuchsvarianten und N-Entzug durch Korn pro Gefäß wurden die Gefäße jeweils auf 1,5 g N/Gefäß. (Der Pinderwist wurde in der entsprechenden Variante unter Anrechnung von 20% des in ihm enthaltenen N auf 1,5 g N/Gefäß aufgedüngt).

Aus den Untersuchungen ergibt sich, daß die schon durch die KS-Düngung von 200 g Tr.S. pro Gefäß erhöhte N-Bilanz des verwendeten Lößbodens durch Stroh und Torf weiter verbessert werden kann. Die im Verhältnis zur rein mineralischen N-Düngung gefundene N-Anreicherung im Boden durch KS - mit oder ohne Addi-

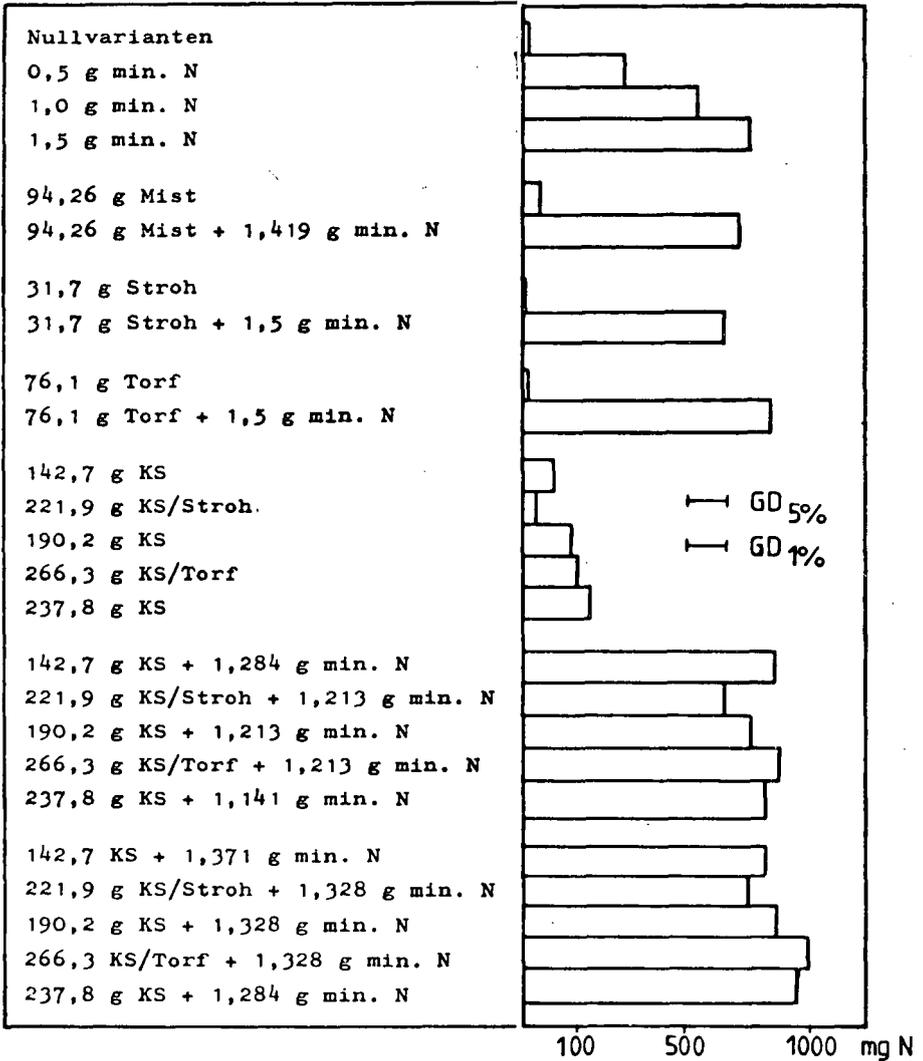


Abb. 4 Versuchsvarianten und N-Entzug durch Stroh pro Gefäß
 tive - ist durch die geringere kurzfristige Nährstoffausnutzung
 mitbedingt. Daraus ist eine entsprechende Nachwirkung der N-
 Düngung zu erwarten. Kurzfristig waren etwa 37% des im KS ge-
 bundenen N für die N-Versorgung der Haferpflanzen verfügbar.
 Der durch Strohzusatz (64 g pro 36 g KS-Tr.S.) zum KS streu-
 fähig konditionierte Klärschlamm wirkte zwar günstig auf die
 physikalischen und chemischen Bodeneigenschaften, der Korner-
 trag sank allerdings erheblich. Die Hauptmenge des im KS gebun-

denen N wurde während der Strohrotte zunächst immobilisiert. Durch eine ausreichende mineralische N-Ergänzungsdüngung kann dies jedoch verhindert werden.

Torf hingegen wird wenig abgebaut. Die Nutzbarkeit des KS-N wurde durch Zugabe von 70 g Torf pro 30 g KS-Tr.S. auf 41% erhöht, mit einer N-Ergänzungsdüngung wie beim Torf sogar auf 43 %.

Einzelheiten sind den Abb. 1-4 zu entnehmen. Aus ihnen ist u.a. ersichtlich, daß der Kornertrag mit steigender KS-Düngung zunimmt. Die N-Ergänzungsdüngung auf 1,5 g N/Gefäß unter Anrechnung von 50 bzw. 30% des KS-N steigert den Ertrag erheblich. Ähnliches gilt für den Strohertrag. Deutlich kommt auch die Wirkung der Additive Stroh und Torf zum Ausdruck. Der Ertrag der Rindermistvariante mit Zudüngung liegt unter dem der entsprechenden mineralischen N-Düngung. Dies ist vermutlich bedingt durch den hohen Strohanteil des Mistes.

Der N-Entzug erfolgt entsprechend den Erträgen. Mit steigender KS-Düngung nimmt er - besonders bei der Ergänzungsdüngung - zu. Auch hier ist die Wirkung von Stroh und Torf aus den Abb. klar ersichtlich, ebenso bei der Rindermistvariante.

Anmerkung: Verwendet wurde ein ausgereifter und ein Jahr gelagerter Klärschlamm. Das zugesetzte Weizenstroh wurde vorher auf 2 mm zerkleinert. Der zugesetzte Hochmoor-Weißtorf enthielt keine Nährstoffzusätze. Die Mischungsverhältnisse von Stroh- bzw. Torf mit Klärschlamm wurden empirisch ermittelt im Hinblick auf die Gewinnung eines streufähigen Materials. Letzteres enthielt ca. 20 % Trockensubstanz (Tr.S.).

Gefördert mit Mitteln des Landes Niedersachsen

Untersuchungen über die Vorräte und die
Nachlieferung an Mineralstickstoff in den
Böden eines Oberpfälzer Kiefern-Meliorationsversuches

von

Rodenkirchen, H. ⁺⁾

Im Wuchsbezirk Oberpfälzer Jurarand wurde 1964 ein Meliorationsversuch in einem ehemals streugennutzten Kiefernbaumholz III,8. Bonität auf Podsol-Pseudogley aus toniger Kreideverwitterung mit Staublehmdecke angelegt. Tab.1 informiert über die Meliorationsverfahren. Das Versuchsglied II soll durch Vergleich mit Variante III die isolierte Beurteilung des Lupinen-Effekts ermöglichen.

In der 15. Vegetationsperiode nach Versuchsbeginn (April bis November 1978) wurden die Wirkungen der Behandlungsverfahren auf die N-Nettomineralisation (Freilandbrutmethode nach Runge 1971) und die aktuellen Mineralstickstoffvorräte im Oberboden untersucht.

Die durchschnittliche N-Nettomineralisationsrate während des Untersuchungszeitraumes (Summe aller untersuchten Bodenlagen, vgl. Tab.2) zeigte folgende Abstufung: Kontrolle 100 % - Fräsvariante 114 % - Volldüngungsvariante 400 % - Lupinenvariante 628 %. Eine signifikant positive, lineare Korrelation ergab sich mit dem N-Ernährungszustand der Kiefern; die absoluten Mineralisationswerte lagen aber aus methodischen Gründen niedriger als die N-Aufnahme der Vegetation.

Quantitativ ausschlaggebend für die verbesserte Situation auf

⁺⁾ Lehrstuhl für Bodenkunde, 8000 München 40, Amalienstr.52

der Volldüngungsvariante war der Behandlungseffekt im Auflagehumus, bei der Lupinenvariante hingegen jener im Mineralboden. Beide Meliorationsverfahren ließen auch die Nitrifikation deutlich ansteigen, vermutlich wegen der erhöhten Ammoniumnachlieferung und dem signifikanten Anstieg der pH-Werte sowie der Ca- und P-Gehalte im Oberboden (vgl. Baum 1979). Der außergewöhnlich hohe Anstieg der Mineralisationsleistung nach Lupinenunterbau erklärt sich wie folgt: die Gesamtstickstoffvorräte im Oberboden waren durch langjährige N₂-Fixierung der Leguminosen-Rhizobien gegenüber der Kontrolle und Fräsvariante um ca. 15 % angestiegen und durch einen erhöhten Anteil der als leicht mineralisierbar geltenden α - Aminosäure-N Fraktion charakterisiert (vgl. Baum 1980). Im übrigen lieferte eine nitrophile Bodenvegetation in den Herbstmonaten enorme Mengen an leicht zersetzlicher, N-, P- und basenreicher Streu (Rodenkirchen 1982); das erklärt auch die von Anfang April bis Mai 1978 registrierte, stürmische Stickstoffmineralisation auf der Lupinenvariante.

Die aktuellen Nmin-Vorräte im untersuchten Oberbodenbereich der Versuchsglieder schwankten während der Vegetationsperiode im Bereich von ca. 1-9 kg Nmin/ha. Maximalwerte traten stets in den Sommermonaten auf; zumindest auf den Meliorationsvarianten war ein leichter Rückgang im Spätsommer und ein erneuter Anstieg im Herbst statistisch zu sichern. Während die Nmin-Vorräte der drei Meliorationsvarianten im Jahresdurchschnitt jene der Kontrolle geringfügig überschritten, zeigten die Nitratwerte überhaupt keinen Behandlungseffekt. An keinem der Untersuchungstermine war eine klare Beziehung der aktuellen Mineralstickstoffvorräte zur N-Ernährung oder Ertragsleistung der Kiefern erkennbar.

Die Befunde dieser Untersuchung lassen den Schluß zu, daß sowohl eine harmonische NPCaKMg-Volldüngung als auch ein Lupinenunterbau auf devastierten, lehmigen Standorten zu einem nachhaltigen Meliorationserfolg bezüglich der Nmin-Nachlieferung führen.

Die Lupinenvariante wird jedoch immer nur dann einer Stickstoffdüngungserbehandlung überlegen sein, wenn die Leguminosen etwa 10 Jahre in dichten Beständen üppig gedeihen konnten. Notwendige Voraussetzungen dafür sind relativ lichte Kiefernbestände, eine Grunddüngung und Bodenbearbeitung, sowie Pflegemaßnahmen zur Beseitigung verdämmender Pionierhölzer.

Literatur:

- BAUM, U. 1979: Wirkungen von Meliorationsmaßnahmen auf die Nähr-elementvorräte im Boden eines streugenutzten Oberpfälzer Kiefernbestandes. Forstw.Cbl.98:245-258.
- BAUM, U. 1980: Einfluß von Meliorationsmaßnahmen auf organische Bindungsformen des Stickstoffs im Boden unter einem streugenutzten Oberpfälzer Kiefernbestand. Z.Pflanzenernähr.Bodenkd.143: 505-517.
- RODENKIRCHEN, H. 1982: Wirkungen von Meliorationsmaßnahmen auf die Bodenvegetation eines ehemals streugenutzten Kiefernstandortes in der Oberpfalz. Forstj. Forschungsber.München Nr. 53, 230S.
- RUNGE, M. 1971: Investigation of the content and the production of mineral nitrogen in soils. In: Ellenberg, H. (ed): Integrated Experimental Ecology Ecological Studies 2: 191-202.

Tab.1: Beschreibung der Meliorationsverfahren

- O - Kontrolle
- I - CaPKMg-Grunddüngung und dreifach wiederholte N-Düngung als Kalkammonsalpeter ('Volldüngungsvariante')
- II - CaPKMg-Grunddüngung und Fräsen ('Fräsvariante')
- III - CaPKMg-Grunddüngung, Fräsen und Lupinenunterbau (Lupinenvariante')

Termin	Nähr- element	Versuchsglied(Mengen in kg/ha)		
		I	II	III
April/Mai 1964	Ca	1710	1650	1650
	P	70	70	70
	K	90	90	90
	Mg	20	20	20
	N	110	---	---
Lupine (20) 20 cm tiefgefräst				
Mai 1966	N	110	---	---
	Ca	60	---	---
Mai 1972	N	150	---	---
	Ca	75	---	---
verabreichte Nährelement- mengen insgesamt	Ca	1845	1650	1650
	P	70	70	70
	K	90	90	90
	Mg	20	20	20
	N	370	---	---
Ca als CaCO ₃ (4000 kg/ha), Thomasphosphat und Kalkammonsalpeter, P als Thomasphosphat (1000 kg/ha), K, Mg als Patentkali (400 kg/ha), N als Kalkammonsalpeter (3x500 kg/ha).				

Tab.2: N-Nettomineralisation (kg N/ha) während 6 Wochen, getrennt nach La-
gen. Angegeben sind die Mittelwerte aus 5 Versuchsserien in der
Vegetationsperiode 1978.

Klammerwert = NO₃-Anteil. Prüfeinheiten mit verschiedenen Buchsta-
ben unterscheiden sich signifikant.

Kompartiment	Kontrolle	Volldüngungs- variante	Fräs- variante	Lupinen- variante
	O	I	II	III
Auflagehumus	1,6 (0,1)	3,5 (3,0)	1,5 (0,1)	2,3 (0,9)
Mineralboden 0 - 10 cm	0,3 (0)	1,4 (0)	0 (-0,7)	4,4 (2,8)
Mineralboden 10 - 20	-0,5 (-0,1)	0,7 (0,3)	0,1 (0,1)	2,1 (0,3)
Auflage + Mineralboden	1,4 (0) A	5,6 (3,3) B	1,6 (-0,5) A	8,8 (4,0) C

Der Einfluß der Strohdüngung
auf die Freisetzung von gas-
förmigen Stickstoffverbindungen

- Modellversuche -

von

Schmeer, H. +)

Die verminderte Stickstoffverfügbarkeit nach einer Strohdüngung äußert sich, wie vorausgegangene Versuche gezeigt haben, insbesondere in der Abnahme der Nitratgehalte. Es stellte sich daher die Frage, ob beim mikrobiellen Strohabbau neben der biologischen Immobilisierung auch die Denitrifikation gefördert wird.

Durch die Strohdüngung wird dem Boden ein leicht abbaubares, energiereiches organisches Material zugeführt. Bei feuchtwarmer Witterung sind daher, besonders bei hohen Nitratgehalten, die Denitrifikation fördernde Bedingungen gegeben. Diese Vermutung wird durch Ergebnisse verschiedener Autoren unterstützt. In Laborversuchen mit sehr kleinen Bodenmengen wiesen BREMNER u. SHAW (1958) und GUIRAUD u. BERLIER (1969) eine durch Stroheinarbeitung erhöhte Denitrifikation nach.

Für die eigenen Untersuchungen wurde ein geschlossenes System mit einer Edelgasatmosphäre verwendet, um die N_2 - und N_2O -Emission durch direkte Messung zu erfassen. Als Versuchsbehälter dienten acht 20 l Exsikkatoren, in deren Deckel-Tubus

+) Institut für Pflanzenernährung der Justus Liebig-Universität Gießen, Südanlage 6, 6300 Gießen

zur Probenahme ein Septum und zur ständigen Druckkontrolle ein Quecksilbermanometer eingesetzt waren. Bei Versuchsansatz wurden jeweils 12 kg Boden eingefüllt und auf die gewünschte Wassersättigung eingestellt. Zur CO₂-Absorption diente 500 ml 10% Natronlauge. Die Luft wurde durch mehrmaliges Evakuieren gegen eine stickstofffreie Argon-Sauerstoffatmosphäre ausgetauscht.

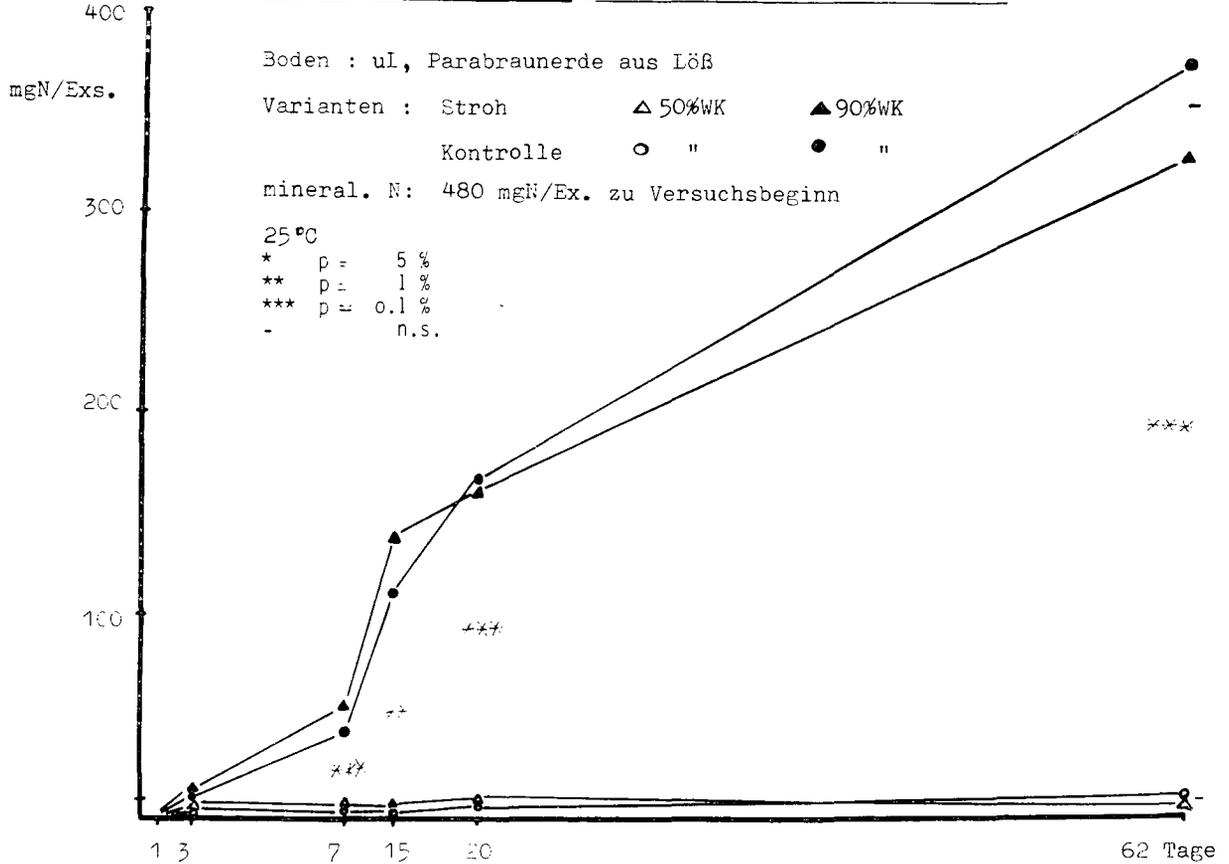
Die Analyse des Gasgemisches erfolgte durch gaschromatographische Trennung mittels Molekularsieb 5 Å und durch den quantitativen Nachweis mit einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor.

Die im folgenden beschriebenen zwei Versuche wurden jeweils mit 8 Exsikkatoren bei 25° C Versuchstemperatur durchgeführt. Der verwendete Boden war ein A_p-Material einer Parabraunerde aus Löß. Die Bodenart war schluffiger Lehm (uL); der pH-Wert in 0,01 M CaCl₂-Lösung 5,8. Gesamt-C- und -N-Gehalt betragen 2 bzw. 0,1 %. Bei Versuchsansatz waren 120 mg N_{min} im Boden pro Exsikkator vorhanden. Gedüngt wurden jeweils 360 mg N/Exsikkator als Ammoniumnitrat. In den "Strohvarianten" wurden 36 g gemahlenes Stroh in den Boden eingemischt.

Im ersten Versuch wurden die Varianten "Kontrolle" und "Stroh" jeweils mit 50 und 90 % der maximalen Wasserkapazität ange-setzt. Abb. 1 zeigt die Summenkurven der N₂-Entwicklung in mg N/Exsikkator für einen Versuchszeitraum von 62 Tagen. Die Kontroll- und Strohvarianten unterschieden sich unter den gegebenen Bedingungen innerhalb der Wasserkapazitätsstufen nicht. Der Grad der Wassersättigung hatte jedoch einen statistisch hoch gesicherten Einfluß auf die N₂-Freisetzung.

Abb.:1

Exsikkatorversuch I : N₂-Freisetzung in mg N/Exsikkator



Bei 90 % der Wasserkapazität wurden in beiden Varianten, Kontrolle und Stroh, etwa 70 % des zu Versuchsbeginn vorhandenen mineralischen Stickstoffs gasförmig entbunden. Bei 50 % der Wasserkapazität betrug der freigesetzte Anteil nur etwa 2 %.

In Abb. 2 ist in der oberen Hälfte der Verlauf der N_2O -Menge, in der unteren Hälfte der Verlauf der CO_2 -Gehalte in der Exsikkatoratmosphäre dargestellt. Im Vergleich zur Kontrolle waren in der Strohv Variante beider Wassersättigungsstufen niedrigere N_2O -Mengen und - aufgrund der höheren biologischen Aktivität - höhere CO_2 -Gehalte zu verzeichnen. In Zusammenhang mit dieser hohen CO_2 -Produktion in den "Strohvarianten" wurde, offenbar durch Senkung des Redoxpotentials, vermehrt N_2O als Elektronenakzeptor von den Denitrifikanten genutzt. Die Hemmung der N_2O -Emission durch Stroh war jedoch wegen der geringen Wiederholungszahl nicht in allen Fällen statistisch zu sichern. Vergleicht man dagegen die zwei Wasserkapazitätsstufen, so ergibt sich zu allen Terminen bei 90 %iger Sättigung eine signifikant geringere N_2O -Freisetzung. Die hohe Wassersättigung und das damit wesentlich niedrigere Redoxpotential führten offenbar zu einer ausgeprägten Intensivierung der Reduktion von N_2O zu N_2 .

Die Verluste an Distickoxid waren relativ gering. Sie lagen bei 50 % WK etwa 2 bis 3fach und bei 90 % WK etwa 30ofach niedriger als die N_2 -Verluste.

Um neben dem CO_2 -Gehalt der Edelgasatmosphäre eine Information über den Verlauf und das Ausmaß der "biologischen Aktivität" zu haben, wurde der Sauerstoffverbrauch, ausge-

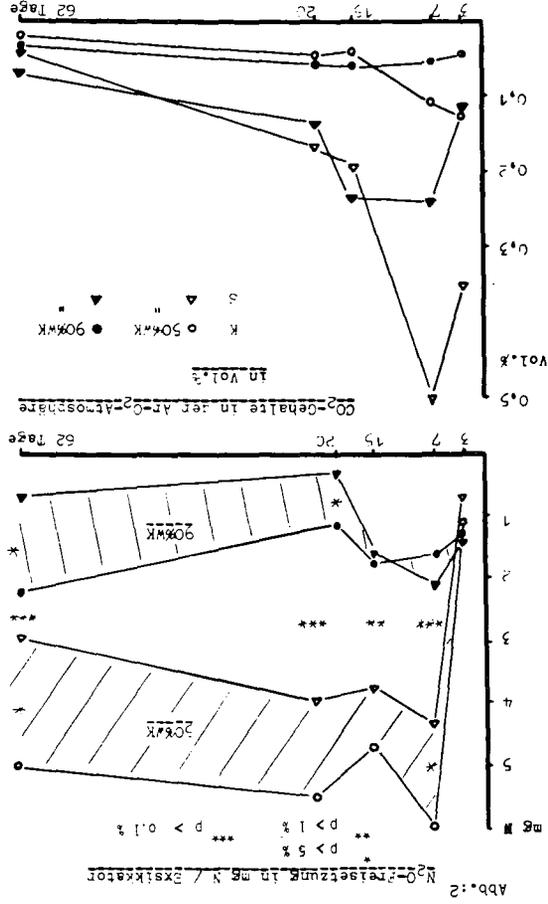
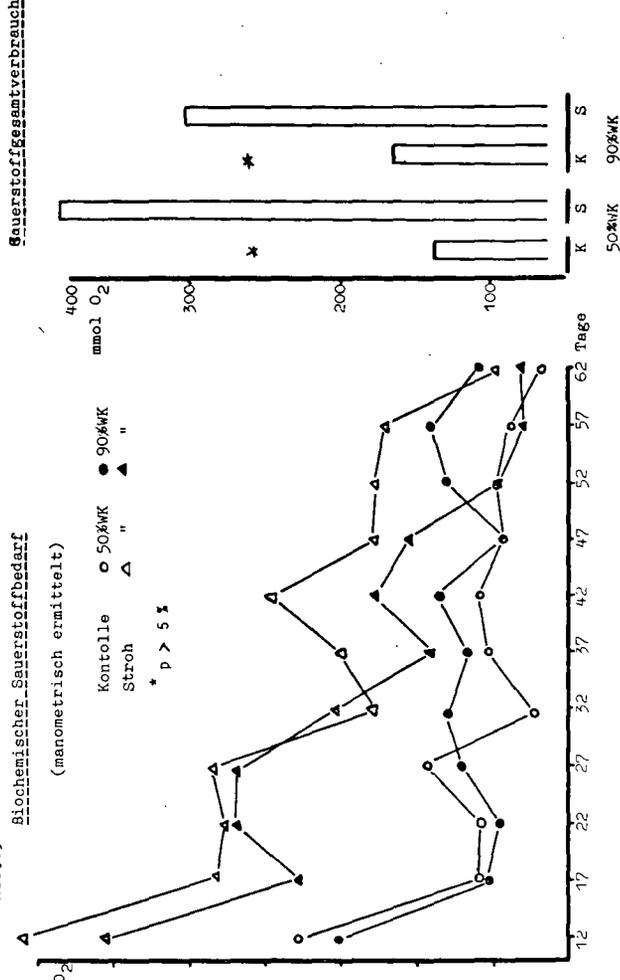


Abb.:3

Biochemischer Gauerstoffbedarf

(manometrisch ermittelt)



drückt als BSB_5 , manometrisch erfaßt. In Abb. 3 ist der Verlauf des Sauerstoffverbrauches in jeweils 5-tägigen Versuchsabschnitten dargestellt. Erwartungsgemäß ergab sich in den "Strohvarianten" fast durchweg ein höherer Sauerstoffverbrauch. Dies spiegelt sich im Sauerstoffgesamtverbrauch in signifikanten Unterschieden zwischen den Kontroll- und Strohvarianten beider Wassergehaltsstufen wider.

Aufgrund dieses hohen "Biochemischen Sauerstoff-Bedarfs" wirken die Strohpartikel bei ihrem mikrobiellen Abbau als Sauerstoffzehrer bzw. als CO_2 -Lieferant. Der Grad der dadurch im Vergleich zu den Kontrollvarianten hervorgerufenen Anaerobiose reichte jedoch in dem vorgestellten Versuch nur aus, um die Reduktion von N_2O zu N_2 zu forcieren; nicht aber um die gasförmigen N-Verluste insgesamt zu fördern.

In einem zweiten Versuchsansatz wurde dagegen unter extrem anaeroben Bedingungen eine Förderung der N_2 -Verluste durch eingearbeitetes Stroh festgestellt. Hier wurde die Entwicklung von Methan festgestellt, was auf negative Redoxpotentiale schließen läßt. Es ist nicht anzunehmen, daß in unseren Ackerböden derart stark reduzierende Verhältnisse auftreten.

Literatur

BREMNER, J.M. und SHAW, K.: Denitrification in Soil.

II. Factors affecting denitrification.

J. Agric. Sc. 51, 40 - 52 (1958)

GUIRAUD, G. und BERLIÈR, Y.: Etude avec l'aide d'azote 15 de la dénitrification dans le sol notamment en présence de paille enfouie. Académie d'agriculture de France. Extrait du procès-verbal de la Séance du 22 Octobre 1969, S. 1000 - 1007.

P-Bilanzen und P-Fraktionierung an Böden aus vieljährigen Phosphat-
Düngungsversuchen auf Löss-Parabraunerden

von

Wildhagen, H., P. Styperek u. B. Meyer *

In zahlreichen Arbeiten ist gezeigt worden, daß Düngerphosphate im Boden Umsetzungen unterliegen, daß der nicht von den Pflanzen aufgenommene Anteil der Düngerphosphate in wenig mobile P-Vorratsformen überführt wird und daß dieser damit langfristig zu einer Vermehrung der immobilen Boden-P-Vorräte beiträgt. In Abhängigkeit von der P-Düngermenge, der P-Düngerform und dem Bodenmilieu wird der P-Haushalt der Böden verändert. Verschiedene Phosphat-Fraktionen des Bodens werden angereichert oder ausgeschöpft. Im Rahmen dieser Arbeit sollen Veränderungen im Phosphat-Haushalt der Böden von 5 Feldversuchen zur P-Düngung auf Löss-Parabraunerden in Nordhessen verfolgt werden.

Material und Methoden

Die untersuchten Bodenproben wurden aus mehrjährigen Phosphat-Formen- und Phosphat-Steigerungs-Versuchen der LUFA Kassel entnommen. In den 5- bis 16-jährigen Feldversuchen wurden Phosphatmengen von jährlich 120 (180) bzw. 480 kg P_2O_5 /ha in Form von Super-, Thomas-, Rhenania-, Nova- und Hyperphosphat gedüngt. Die organische Düngung war je nach Standort gering bis hoch. Auf einem Standort wurde zusätzlich als zweite Versuchsvariante eine Kalkdüngung eingefügt. Die Gehalte an laktatlöslichem Phosphat der Böden waren zu Versuchsbeginn mittel bis hoch. Angaben über die P-Düngungs-Varianten und -mengen auf den einzelnen Standorten enthält Tabelle 1. Die Phosphat-Gehalte der Ackerkrumen (0 - 25 bzw. 30 cm) wurden als Gesamt- und als laktatlösliches Phosphat (CAL) bestimmt. Für die Phosphat-Fraktionierung wurde die Methode KURMIES (1) herangezogen.

P-Bilanz

Aus zwei verschiedenen Berechnungsgängen wurde jeweils die Phosphat-Bilanz für die Ackerkrumen ermittelt. Die errechneten Differenzen werden als P-Anreicherung (+), wenn Dünger-Phosphat unausgenutzt im Boden verbleibt, bzw. als P-Ausschöpfung (-) bezeichnet, wenn außer dem Dünger-P auch Boden-P-Vorräte beansprucht werden. Bei der Berechnungsmethode A wird die Bilanz-Differenz aus der verabreichten P-Düngermenge und den P-Entzügen durch die Pflanzen ermittelt. Eventuelle Verluste durch P-Auswaschung bleiben dabei unberücksichtigt. Bei der Berechnungsmethode B werden die Gesamtphosphat-Gehalte zu Versuchs-Anfang und zu Versuchs-Ende bestimmt und die Differenz ermittelt. Die sich aus beiden Bilanzierungsmethoden ergebenden Differenzen sind in Tabelle 2 gegenübergestellt.

* Institut für Bodenwissenschaften/Bodenkunde, von Siebold-Str. 4,
D 3400 Göttingen

Auf allen gedüngten Varianten hat P-Anreicherung stattgefunden. Bereits bei der niedrigen P-Düngung von jährlich 120 kg P_{2O_5} /ha kommt es zu einer Phosphat-Anreicherung in der Krume. Die Anreicherung beträgt hier 48 - 68 %, bei der höheren P-Düngung von 480 kg P_{2O_5} /ha dagegen 85 - 88 % der P-Düngermenge. Der Vergleich der beiden Bilanzierungsberechnungen zeigt bei vielen Versuchsvarianten eine zufriedenstellende Übereinstimmung, bei einigen Varianten sind allerdings große Abweichungen festzustellen. Die stark streuenden Werte bei der Berechnung B sind auf ungenügende Probenahme, ungenaue Ausbringung und Berechnung der organischen Düngung und eine hierfür nicht ausreichende Analysen-Genauigkeit zurückzuführen. Die Bilanzierung nach B ist somit bei diesen langjährigen Feldversuchen nur beschränkt aussagefähig.

P-Reaktivität

Die Reaktivität der Phosphate im Boden soll anhand der Gehalte an CAL-löslichem Phosphat aufgezeigt werden. In Tabelle 3 sind die Zu- und Abnahmen der Gehalte an CAL-löslichem Phosphat von Versuchsbeginn bis -ende aufgeführt. Auf vielen Düngungsparzellen ist eine Zunahme der CAL-Reaktivität festzustellen; am höchsten ist sie bei Super- und Thomasphosphat-Düngung. Auch auf den ungedüngten Parzellen nimmt die Reaktivität, trotz hoher Entzüge, kaum ab. Der Vergleich der gekalkten mit der ungekalkten Versuchsreihe auf dem Standort Immenhausen zeigt bei Kalkung eine deutlich höhere Zunahme des CAL-löslichen P_{2O_5} als Folge der pH-Anhebung von 5,3 auf durchschnittlich 6,4. In den anderen Versuchsreihen können die geringen pH-Änderungen von + 0,3 kaum zur Veränderung des CAL-löslichen P_{2O_5} beigetragen haben. Die Zunahme entspricht jedoch nicht der im Boden verbliebenen P-Düngermenge. Auch bei Berücksichtigung des pflanzlichen Entzuges liegt die Zunahme an CAL- P_{2O_5} unter der des insgesamt angereicherten P_{2O_5} . Daraus kann geschlossen werden, daß ein Teil des Dünger-P in laktat-unlösliche Formen überführt worden ist. Tabelle 4 zeigt die prozentualen Anteile des Dünger- P_{2O_5} , die im Boden immobilisiert worden sind. Danach ist ein erheblicher Phosphatanteil, ca. 40 - 75 % der in der P-Bilanz errechneten angereicherten P-Düngermenge in laktat-unlösliche Formen überführt. Bei den einzelnen Düngemitteln steigt der Anteil des laktat-unlöslichen Dünger-P in der Reihenfolge Super-Thomas- Rhenania- Nova- Hyper. Bei gleichem Standort wird mit steigender P-Düngermenge auch mehr Düngerphosphat laktat-unlöslich. Die zusätzliche Kalkung und die damit verbundene Verschiebung des pH-Wertes in den Bereich um 6,4 verringert die Anteile des laktat-unlöslichen Dünger-P nur um 5 - 20 %.

P-Fraktionierung

Welche P-Fraktionen durch die verschiedenen P-Düngemittel Veränderungen erfahren, soll durch die P-Fraktionierung geklärt werden. Die verschiedenen zur Verfügung stehenden Methoden der Fraktionierung trennen keine chemisch exakt definierten P-Bindungsformen. Trotzdem sind sie geeignet, die Umwandlungen der Düngerphosphate im Boden zu charakterisieren. Bei der P-Fraktionierung nach KURMIES werden die Ca-Phosphate, die "Al/Fe-Phosphate" (hierin auch "sorbiertes" Phosphat), die löslichen organischen Phosphate und das Rest-Phosphat bestimmt. Letzteres bleibt im folgenden unberücksichtigt.

Bei allen Versuchsvarianten ist eine Beeinflussung der P-Fraktionen durch die Phosphat-Form und die -Menge festzustellen. Die Abbildungen 1 - 3 zeigen die Mengen-Veränderungen in den P-Fraktionen für die Varianten mit Düngung gegenüber den Null-Varianten.

Die Versuche Haldorf und Melchershof zeigen deutlich eine starke Zunahme der Fraktion Al/Fe bei Superphosphat-Düngung. Die Höhe der Zunahme steigt mit der P-Düngermenge. Die Zu- bzw. Abnahme der organisch gebundenen Phosphate kann durch die unterschiedliche Menge und Art der organischen Düngung auf den beiden Standorten nicht erklärt werden. In anderen Feldversuchen wird eine Beeinflussung der organisch gebundenen Phosphate durch verschiedene P-Düngerformen nicht festgestellt (MUNK et al., 3; LIBISELLER, 2). Die Versuche in Dissen und Dorla zeigen keine nennenswerten Veränderungen der Gehalte an organisch gebundenem Phosphat durch die verschiedenen P-Düngerformen. Auf dem Standort Dorla zeigt sich wieder die Zunahme der Fraktion Al/Fe-P durch die Düngung mit Superphosphat. Hyperphosphat erhöht die Fraktion Ca-P. Bei geringer Düngermenge bewirkt Superphosphat eine Abnahme der Fraktion Ca-P und eine Zunahme der Fraktion Al/Fe-P, Hyperphosphat dagegen eine gegenläufige Veränderung. Bei hoher Düngermenge werden zwar beide anorganischen P-Fraktionen vermehrt aber ebenfalls mit gegenläufiger Tendenz. Eine gleichmäßige Anreicherung der P-Fraktionen ist bei Thomasphosphat-Düngung auf dem Standort Dissen festzustellen, während Hyperphosphat die Ca-P-Fraktion erhöht.

Die Auswirkung unterschiedlicher pH-Werte auf die Veränderung der P-Fraktionen zeigt der Versuch Immenhausen. Die Veränderungen sind insgesamt nicht so groß wie auf den anderen Standorten. Trotzdem wird deutlich, daß bei pH-Werten von 5,3 - 6,0 (ungekalkte Parzellen) das im Boden verbleibende Düngephosphat in die Fraktion Al/Fe-P wandert. Nur die apatitischen Phosphate (Nova- und Hyperphosphat) reichern außerdem auch die Fraktion Ca-P an. Bei Kalkung auf pH-Werte um 6,4 - 6,6 nimmt die Fraktion Al/Fe-P ab, während die Fraktion Ca-P stärker zunimmt. Die auffälligen Veränderungen des organisch gebundenen Phosphats auf den ungekalkten gegenüber den gekalkten Parzellen läßt sich nicht absichern, da die hohen Differenzen auf zu hohen Rest-P-Mengen in den Null-Parzellen beruhen.

Zusammenfassend kann aufgrund der Fraktionierung festgestellt werden, daß die durch die Phosphat-Dünger-Formen und -Mengen bewirkten Veränderungen sich hauptsächlich in den anorganischen P-Fraktionen der Ca-P und der Al/Fe-P vollziehen, während das organisch gebundene Phosphat unbeeinflußt bleibt, z.T. jedoch Schwankungen unterliegt, die noch geklärt werden müssen. Die einzelnen Versuchstandorte sind bereits durch unterschiedliche Mengen der anorganischen P-Fraktionen gekennzeichnet, woraus Verhältnisse der Fraktionen Al/Fe-P : Ca-P von 4 bis 1 - unabhängig vom pH - resultieren. Sie sind durch langjährig unterschiedliche Maßnahmen der Bewirtschaftung zu erklären (vgl. Legende zu Abb. 1 - 3!). Die Richtung der Umwandlung von Dünger-P in die beiden anorganischen P-Fraktionen ist bekanntermaßen stark vom pH-Wert bzw. dem Kalkpotential des Bodens abhängig.

Bei pH-Werten unter 6 bzw. bei Kalkpotentialen unter 4,85 wanderte in den Versuchen das Dünger-Phosphat in die Fraktion Al/Fe-P.

Nur bei rohphosphathaltigen Düngemitteln wurde auch die Ca-P-Fraktion durch noch nicht umgewandelte, apatitische Düngerbestandteile angereichert. Lag der pH-Wert über 6, so wurde überwiegend die Fraktion Ca-P angereichert. Nur die Superphosphat- und z.T. die Thomasphosphat-Düngung bewirkten auch bei pH-Werten zwischen 6,0 und 6,6 eine Zunahme der Fraktion Al/Fe-P.

Die Untersuchung der Calcium-Konzentration in der Gleichgewichtsbodenlösung zeigte, daß die Höhe der Ca-Konzentration keinen Einfluß auf die Umwandlungsrichtung der Düngephosphate nahm. Gerade bei Superphosphat-Düngung wurden hohe Ca-Gehalte festgestellt. Trotzdem wurden die Düngephosphate fast ausschließlich in der Fraktion Al/Fe-P angereichert.

Die durchgeführten Untersuchungen haben gezeigt, daß der Phosphat-Haushalt der Lössböden über Düngungs- und Entzugsmengen ausreichend bilanziert werden kann.

Die verschiedenen Formen und Mengen-Steigerungen der Phosphat-Dünger hatten deutliche Auswirkungen auf Reaktivität und Menge der einzelnen Boden-P-Fraktionen. pH-Anhebung veränderte die Umsetzungsrichtung der Düngephosphate. Darüberhinaus sind aber auch standortbedingte Faktoren und die Düngungsvorgeschichte für die Richtung der Umwandlung von Düngephosphaten in Bodenphosphate verantwortlich. Die pH-Anhebung führte darüberhinaus, unabhängig von der Umwandlungsrichtung der Düngephosphate, zu einer Erhöhung der Laktatlöslichkeit. Daraus resultierten bei allen Düngungs-Varianten höhere Phosphat-Entzüge und höhere Pflanzenenerträge.

Literatur

1. KURMIES, B., 1972: Zur Fraktionierung der Bodenphosphate, Die Phosphorsäure 29, 118 - 149
1. LIBISELLER, R., 1969: Boden-pH, Düngephosphate und Bodenuntersuchung, Z. Pflanzenernähr. Bodenkunde 123, 33 - 48
3. MUNK, H. und K. GRASS, 1975: Phosphat-Fraktionierung an lang-jährig differenziert gedüngten Böden, Landwirtsch. Forsch. SH 31/1, 96 - 108

(ANGABEN IN KG P₂O₅/HA)

Standort Variante	IMM		DOR	MEL	HAL	DIS
	OHNE KALK	MIT KALK				
0	+	+	+	+	+	+
120 SUP	+	+	+	+	+	
120 THO	+	+				+
120 RHE	+	+				
120 NOV	+	+				
120 HYP	+	+	+			+
480 SUP			+	+	+	
480 HYP			+			
Σ MIN. P-DÜNGUNG	840		600/2400	720/2880	840/3360	2400
Σ ORGAN. P-DÜNGUNG	160		60	40	140	340
LAUFZEIT JAHRE	7		5	7	7	16

0 BIS 1971 120 KG, AB 1972 180 KG P₂O₅/HA

IMM= IMMEHAUSEN, DOR= DORLA, MEL= MELCHERSHOF, HAL= HALDORF, DIS= DISSEN

TAB. 3: ZU- (+) BZW. ABNAHME (-) DER GEHALTE AN LAKTATLÖSLICHEM PHOSPHAT (CAL) VOM VERSUCHSANFANG BIS -ENDE. (KG P₂O₅/HA)

Standort Variante	IMM		DOR	MEL	HAL	DIS
	OHNE KALK	MIT KALK				
0	-150	+38	-45	+45	-45	-45
120 SUPER	+150	+225	0	+270	+135	
120 THOMAS	+112	+300				+90
120 RHENANIA	0	+150				
120 NOVA	0	+38				
120 HYPER	-75	0	+45			-90
480 SUPER			+900	+1080	+855	
480 HYPER			+270			

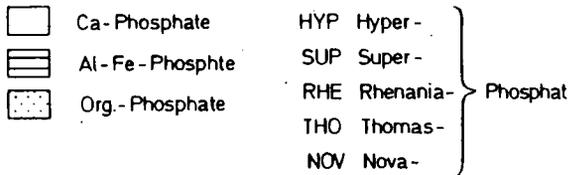
STANDORT VARIANTE	IMM		DOR		MEL		HAL		DIS			
	OHNE KALK											
	A	B'	A	B'	A	B'	A	B	A	B'		
0	-323	-323	-319	-319	-336	-336	-310	-310	-496	-135	-946	-946
120 SUPER	+661	+755	+667	+927	+318	+244	+432	+170	+487	+146		
120 THOMAS	+672	+1008	+664	+1124							+780	+854
120 RHENANIA	+674	+905	+681	+655								
120 NOVA	+676	+811	+667	+1255								
120 HYPER	+689	+797	+676	+505	+320	+215					+737	+460
480 SUPER					+214	+1277	+2587	+320	+2987	+1192		
480 HYPER					+210	+925						
Σ P-DÜNGUNG	1000		1000		660/2460		760/2920		940/3500		2740	

*AUSGANGSWERT RECHNERISCH ERMITTELT

TAB. 4: LAKTAT-UNLÖSLICHER ANTEIL DES ANGEREICHERTEN DÜNGER-P₂O₅ (%)

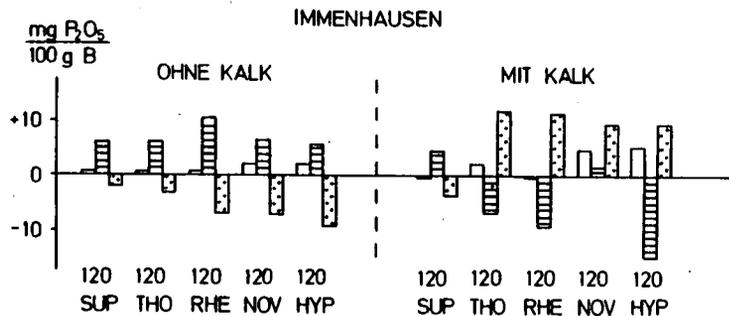
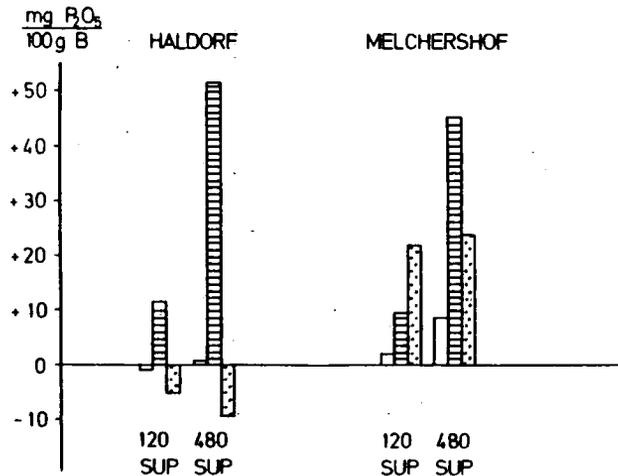
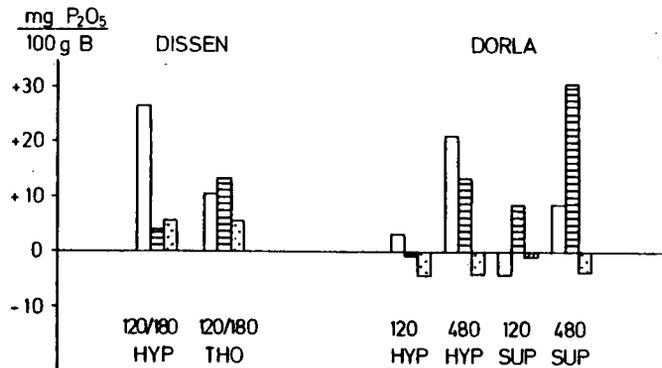
Standort Variante	IMM		DOR	MEL	HAL	DIS
	OHNE KALK	MIT KALK				
120 SUPER	51	44	48	21	37	
120 THOMAS	56	36				60
120 RHENANIA	67	53				
120 NOVA	68	63				
120 HYPER	76	68	42			68
480 SUPER			49	51	73	
480 HYPER			75			

Abb.1-3:Veränderungen der Phosphatgehalte der P-Fraktionen
in den Varianten mit P-Düngung bezogen auf die
0-Variante



0-Parzellen

Quotienten der Fraktionen Al/Fe-P:Ca-P und pH(CaCl₂)
Haldorf 4-5 (64), Melchershof 3-4 (62), Dissen 1-2 (66),
Dorla 1-2 (66), Immenhausen 5 (53)



Nährelementversorgung und Schadstoffbelastung
von Fichtenökosystemen im Südschwarzwald unter
Immissionseinfluß

von

Wöttl, H.W.u.E. Mies⁺

Einleitung und Fragestellung

In den beiden letzten Jahren haben sich Gelbfärbungen von Fichten (*Picea abies* KARST.) in Mittelgebirgshochlagen stark ausgebreitet. Betroffen sind die älteren Nadeljahrgänge; der jüngste Nadeljahrgang ist stets grün. Die Vergilbung ist sehr ausgeprägt auf der Nadel- bzw. Zweigoberseite, deutlich schwächer auf den lichtabgewandten Seiten und bei Beschattung durch darüberliegende Zweige. Unterständige Bäume im Bestandesschatten sind kaum betroffen. Häufig beobachtet man vergilbte Fichten unmittelbar neben vollgrünen. In den vergilbten Nadeln ist das Assimilationsparenchym deutlich angegriffen; vor allem die Chloroplasten erscheinen frühzeitig zerstört (2).

In einer früheren Erhebung hatten wir die Elementgehalte bestimmt in den Nadeln gesunder und kranker Fichten, die jeweils direkt nebeneinander wuchsen, sich also im Wurzelraum nicht unterschieden. Die Nadelanalysen ergaben bei den gelben Fichten klar Mangelsituationen für Mg und Zn, außerdem niedrigere Gehalte an Ca und Mn. Die Versorgung mit N, P und K war bei gesunden und kranken Bäumen gleichermaßen sehr gut (7).

Die Vergilbungsphänomene und der dominierende Mg-Mangel sind auch aus dem Bayerischen Wald und Fichtelgebirge beschrieben (1,5). Als Ursache sieht man synergistisch auf die Assimilationsorgane wirkende Luftschadstoffe an, unter denen neben SO₂ die aus Stickoxiden in höheren Lagen gebildeten Photooxidantien eine entscheidende Rolle spielen dürften. Hierfür sprechen die Strahlungsexposition und Höhenlage der geschädigten Bestände. Bemerkenswert ist, daß einige epiphytische Flechten offenbar keine Schädigungen zeigen.

⁺Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre der Albert-Ludwigs-Universität, D-7800 Freiburg i. Br., Bertoldstr. 17.

Ziel der nachfolgend geschilderten Untersuchungen war es, gesunde und kranke Bestände von Fichten in einem größeren Gebiet hinsichtlich der Nährelementversorgung und Schadstoffbelastung durch Nadel- und Oberbodenanalysen zu vergleichen.

Untersuchungsgebiet und Methoden

Untersucht wurden 12 Fichtenökosysteme (je 6 gesund und geschädigt) im Alter 12-20 Jahre in Höhenlagen 800-1200 m ü. NN. mit ca. 1600 mm Jahresniederschlag im Raum Sirnitz - Belchen (westl. Südschwarzwald). Die Böden sind aus Solifluktionsschutt über Granit, Kulmschiefer, Porphyrtiefgründig entwickelt; es sind durchweg Moderbraunerden aus sandigem Lehm.

Die Entnahme der Nadel- und Bodenproben erfolgte im November '82. N wurde bestimmt nach Kjeldahl, P colorimetrisch, S nach Oxidation im Schöniger-Kolben mittels Titroprozessor und die übrigen Elemente mit AAS. In den Bodenproben wurden die effektiv austauschbaren Kationen nach Perkolatation mit 1 n NH₄Cl-Lösung ermittelt.

Ergebnisse und Diskussion

Die *nadelanalytischen Ergebnisse* sind in Tab. 1 enthalten. Gesunde und kranke Bestände sind gleichermaßen ausgezeichnet mit N, P und K versorgt. Auch Mn, Fe und Cu sind zwischen gesund und krank nicht signifikant differenziert und liegen im normalen Rahmen saurer Kristallinstandorte. Die Versorgung mit Ca ist relativ niedrig. Bei Mg und Zn werden extrem niedrige Werte mit signifikanten Unterschieden zwischen gesund und krank erreicht. Die Al-Gehalte liegen bei gesunden und kranken Beständen im normalen Rahmen, der aus unseren früheren Erhebungen bekannt ist (3). Bei Pb und Cd zeigt sich die geringe Fernimmissionsbelastung des Ge-

Tab. 1. Elementgehalte der 1- und 4-jährigen Fichtennadeln;

* = signifikante Differenz zwischen gesund (g) und krank (k)

	N	P	K	Ca	Mg	S
	mg/g					
1 g	15,1	2,92	12,4	2,89	0,83	1,66
1 k	13,9	2,63	11,2	2,10	0,35*	1,43
4 g	10,2	2,31	8,1	3,19	0,64	1,74
4 k	10,0	2,45	9,6	3,39	0,22*	1,56

	Mn	Fe	Zn	Cu	Al	Pb	Cd
	µg/g						
1 g	405	50	33	3,4	263	0,59	0,09
1 k	522	51	23*	4,8	216	0,91	0,07
4 g	515	99	40	2,9	486	1,53	0,09
4 k	784	84	24*	4,4	471	1,86	0,07

bietes (vergl. 4). Die S-Gehalte liegen durchweg unter 2 mg/g T.S., was keine bedrohliche Akkumulation erkennen läßt. Insgesamt ergibt sich somit ein sehr ähnliches Bild, wie es unsere Analysen an Baumpaaren aus dem Gebiet des Bärhaldegranits erbracht hatten (7).

Die *Bodenanalysen* aus den Hauptwurzelhorizonten (Tab. 2) zeigen niedrige Ca- und Mg-Gesamtgehalte aber hohe Werte für K. Dabei liegen die K-Gehalte in den gesunden und geschädigten Beständen ähnlich hoch, während Ca und insbesondere Mg im Oberboden der geschädigten Bestände signifikant niedriger liegen. In der austauschbaren Fraktion dominiert Al. Auch hier ist das K-Angebot bei gesund und krank ähnlich, bei Ca und Mg in den geschädigten Beständen jedoch weniger als halb so hoch wie in den gesunden. Die pH-Werte liegen im stark sauren Bereich und differieren nur wenig.

Tab. 2. Bodendaten gesunder (g) und kranker (k) Fichtenbestände;

* = signifikante Differenz

Gesamtgehalte ($\mu\text{mol/g T.S.}$)

Tiefe (cm)		Al	Ca	Mg	K	C:N
0-10	g	2820	25	270	780	16,0
	k	2940	16*	170*	810	14,7
20-30	g	3100	24	290	870	15,6
	k	3220	16*	170*	830	14,9

austauschbar ($\mu\text{eq/g T.S.}$)

Tiefe (cm)		Al	Ca	Mg	K	pH(CaCl ₂)
0-10	g	52,2	11,6	5,1	2,7	3,65
	k	75,3*	4,6*	2,2*	3,2	3,56*
20-30	g	43,9	6,8	2,4	1,6	3,43
	k	64,8	1,9*	0,8*	1,7	3,81

Das Mg- und Ca-Angebot ist also zwischen "gesund" und "krank" klar differenziert. Dies deckt sich mit den nadelanalytischen Befunden. Auch die korrelationsstatistische Analyse der Einzelwerte läßt signifikante Beziehungen zwischen dem Mg-Angebot im Wurzelraum und der Mg-Versorgung der Fichten erkennen (Abb. 1). Ähnliches gilt - mindestens tendenziell - für Zn. Auch das austauschbare Al in 0-10 cm Bodentiefe und der Al-Gehalt der 4-jährigen Nadeln sind positiv korreliert ($r=0,635^*$).

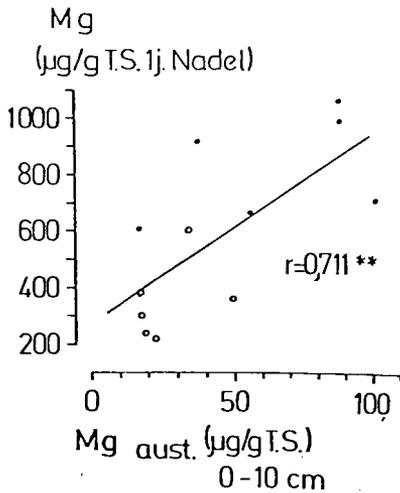


Abb. 1. Beziehung zwischen austauschbarem Mg im Oberboden und Mg-Gehalt der Nadeln (○ = krank; ● = gesund).

Es ist somit festzuhalten, daß sich die nadelanalytisch belegte Mangelsituation bei Mg und Zn in den geschädigten Beständen auch im durchwurzelten Boden zeigt. Für Al ergibt sich in Übereinstimmung mit früheren Befunden (6) eine dem bodenbedingten Angebot entsprechende Aufnahme durch die Fichten ohne Unterschiede zwischen gesunden und geschädigten Beständen. Auch diese Ergebnisse bringen keinen Hinweis auf direkte toxische Wirkung von Al. Natürlich besteht aber ein negativer Zusammenhang zwischen dem Angebot an austauschbarem Ca und Mg einerseits sowie Al andererseits.

Schlußfolgerungen

Die standörtliche Zuordnung der Untersuchungsbestände ergibt, daß die geschädigten auf extrem Ca- und Mg-armen Graniten dominieren und die gesunden Bestände auf den basenreicheren Schiefern und Vulkaniten der Kulmzone zu finden sind. Daraus läßt sich eine lithogene Mitwirkung an den Schädigungen ablesen. Andererseits kann auch erhöhter Säureeintrag zu stärkerer Mg-, Ca- und Zn-Auswaschung aus den Oberböden geführt haben. Die vorliegenden Analysendaten gestatten keine Aussage über die quantitative Beteiligung beider Faktoren. Es sei jedoch nochmals der früher geschilderte Befund (7) wiederholt, daß nämlich gesunde (also nicht vergilbte) Fichten im Gebiet des Bärhaldegranits nach den

wiederholten Nadelanalysen im Laufe der Jahre von 1975 bis 1983 eine Verschlechterung der Versorgung bei Mg und Zn zeigten (geringfügig auch bei Ca). Dies läßt sich als immissionsbedingte Veränderung interpretieren. Daß Nadelanalysen den aktuellen Belastungsgrad durch Schadstoffe sehr gut widerspiegeln, ist aus dem Absinken der Pb-Gehalte der Nadeln nach 1976 (letzte Reduzierung der Pb-Konzentration im Kraftfahrzeugbenzin) abzulesen (7).

Die diskutierten Analyseergebnisse gestatten die Formulierung folgender Hypothese. Kombiniert und synergistisch wirkende Luftschadstoffe führen zu einer Schädigung der Assimilationsorgane, vor allem einer Zerstörung der Chloroplasten. Hierdurch verstärkt sich die natürliche Auswaschung leicht beweglicher Elemente aus den Nadeln, nämlich von K, Mg, Mn und Zn. Die Bäume versuchen derartige Verluste durch erhöhte Aufnahme aus dem Boden zu kompensieren. Dies gelingt nur bei Elementen mit hoher Anlieferung im durchwurzelteten Bodenraum, also in unserem Untersuchungsgebiet bei K (lithogen bedingt) und Mn (hohe Mobilität in den feucht-sauren Böden), kaum jedoch bei Mg und Zn, die im Oberboden verarmt sind.

Literatur

- (1) BOSCH, C., E. PFANNKUCH, U. BAUM und K.E. REHFUESS: Über die Erkrankung der Fichte (*Picea abies* Karst.) in den Hochlagen des Bayerischen Waldes. Forstwiss.Cbl. 102, 167-181 (1983).
- (2) BRAUN, H.J. und J.J. SAUTER: Unterschiedliche Symptome des "Waldsterbens" im Schwarzwald - mögliche Kausalketten und Basisursachen. Allg.Forstz. Heft 26/27, S. 656-660 (1983).
- (3) FERRAZ, J. und H.W.ZÖTTL: Nährelementspiegel und Spurenelementverteilung in Fichtenbeständen des Grundgebirgsschwarzwaldes. Mitt.Dtsch.Bodenkundl.Ges. 29/II, 587-593 (1979).
- (4) RAISCH, W.: Bioelementverteilung in Fichtenökosystemen der Bärhalde (Südschwarzwald). Freiburger Bodenkundl. Abh. Heft 11, 239 S. (1983).
- (5) ZECH, W. und E. POPP: Magnesiummangel, einer der Gründe für das Fichten- und Tannensterben in NO-Bayern. Forstwiss.Cbl. 102, 50-55 (1983).
- (6) ZÖTTL, H.W.: Zur Frage der toxischen Wirkung von Aluminium auf Pflanzen. Allg.Forstz. Heft 8, 206-208 (1983).
- (7) ZÖTTL, H.W. und E.MIES: Die Fichtenerkrankung in den Hochlagen des Südschwarzwaldes. Allg.Forst- u. Jagdz. 154, 110-114 (1983).

- - -

Danksagung

Wir danken den chem.-techn. Assistentinnen L. Oswald und E. Weber für die Durchführung der Analysen, der Deutschen Forschungsgemeinschaft und der Wissenschaftlichen Gesellschaft in Freiburg i. Br. für die finanzielle Unterstützung.



K O M M I S S I O N

V



Bodenkartierung unter Einsatz von Reichsboden-
schätzung und Luftbild an Beispielen aus
Schleswig-Holstein

von

Ahlsdorf, B.⁺ und E. Mutert⁺⁺

Die Ziele dieser Arbeit sind die Informationsträger Reichsbodenschätzung (Rbs) und Luftbild auf ihre Verwendbarkeit bei moderner Bodenkartierung zu prüfen, und ferner das Übersetzungsprogramm für die Rbs des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung für den überregionalen Einsatz zu testen.

Dieser Fragestellung wurde in zwei verschiedenen Untersuchungsgebieten in Schleswig-Holstein nachgegangen. Das Hauptuntersuchungsgebiet Flintbek liegt südwestlich von Kiel, im Bereich weichseleiszeitlicher Endmoränen. Das zweite Gebiet Bimöhlen befindet sich östlich von Bad Bramstedt und umfaßt sowohl warthestadiale Moränen als auch jungpleistozäne Schmelzwassersande.

Die Vergleichsbasis im ca. 300 ha großen Gebiet Flintbek bildeten 900 Bohrpunkterhebungen gegenüber 184 Grablöchern der Rbs, wovon 160 bestimmend waren.

200 ha wurden in einem 50 m Raster erhoben, entsprechend dem Abstand der Rbs-Erhebungen (mit Angabe von ϕ Bodenart und Punktzahl, die zur Festlegung der bestimmenden Grablöcher erhoben wurden). Ein erhebliches Problem bei der Überprüfung der Rbs-Flächen, die nur durch ein bestimmendes Grabloch gekennzeichnet sein sollten, bestand darin, daß ca. 20% der Fläche mehrere (bis zu 6) bestimmende Grablöcher enthielten, die sich z.T. stark unterschieden; woraus abgeleitet werden kann, daß die kleinräumige Variabilität der Böden dieses Gebietes bereits die Entscheidungsfindung der Rbs erschwerte.

Der Vergleich wurde an Einzelbeschreibungen von Profilen vorgenommen, für die Darstellung 1 als Beispiel gelten kann.

⁺ Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Universität Kiel, Olshausenstr. 40 - 60, 2300 Kiel 1

⁺⁺ Landwirtschaftliche Forschungsanstalt Bünthehof, Bünteweg 8, 3000 Hannover 71

Darstellung 1

Rbs-Urdaten	Übersetzung Hannover	Vergleichsprofil
sL 3D 65/63	E3 B	K3 S-B
3.0 sL h	3.0 Ah Ls3 h3	3.0 ApM Sl4 h3
2.5 sL h'-h''	2.5 E Ls3 h2	1.5 M Sl3 h3
s-krL	2.0 Bv2 Ls3	1.0 M-Bv Ls4 h1
	2.5 Bv2 Lts3	2.5 S-Bv Ls4
		2.0 S-Bv Ls3

An diesem wie an anderen Vergleichsprofilen wurde, durch Laboranalysen abgesichert, z.B. sandiger Lehm (Ls4, Ls3) gefunden, der in den Rbs-Urdaten vom selben Standort als sandig-kräftiger Lehm (s-krL) verzeichnet ist und somit als sandiger Lehm (Ls3) bzw. als sandig-toniger Lehm (Lts) in der Übersetzung erscheint. Lokale Nachreichungen erweisen sich damit als unumgänglich.

Das Übersetzungsprogramm interpretiert die in Darstellung 1 gezeigten Rbs-Urdaten als Esch über Braunerde. Setzt man die Eschauflage mit dem in diesem Gebiet vorhandenen Kolluvium gleich, ergibt sich eine Übereinstimmung. Dagegen wird Pseudovergleichung nicht erkannt, da auch jegliche Hinweise darüber in den Rbs-Urdaten dieses Profiles fehlten.

Vergleicht man die Daten der Mächtigkeiten des humosen Oberbodens (Darstellung 2) von 100 Profilen (Maximalabstand 10m), ergibt sich eine Normalverteilung. Interpretierbare Verteilungen zeigen sich nach Zuordnung von Reliefeinheiten.

Auf der Kuppe, deutlicher noch am Hang, weisen die Schätzungen der Rbs größere, in den Senken hingegen wesentlich geringere Mächtigkeiten auf, woraus sich Hinweise auf die zwischen den Erhebungszeitpunkten ablaufende Morphodynamik ableiten lassen.

Auf Bodentypenniveau ergaben sich aufgrund der Übersetzung nur reine Braunerden, Pseudogleye und Gleye. Die Abweichungen gegenüber den Vergleichsprofilen lagen weniger an dem Prinzip des Übersetzungsprogramms als am Mangel über das Typenniveau hinaus differenzierbarer Information in den Rbs-Urdaten. Z.B. war bei den Gleyen die Unterscheidung zwischen Gleyen und Pseudogleyen erschwert, da oft von der Rbs der (zu tief liegende) Sd Horizont nicht erfasst wurde.

Beim Vergleich der Flächengültigkeit von Bodentypen (Darstellung 3) wird die grundsätzliche Problematik einer Bodenkartierung mit vorwiegend ökonomischer Zielsetzung (Rbs) in eine solche mit pedoge-

netischer umzuwandeln, deutlich. Z.B. erhalten die Gleye, obwohl leicht kartierbar, bei der Rbs eine viel zu hohe Flächenzuweisung (Darstellung 3 unten). Dagegen werden Pseudovergleyung und vor allem Lessivierung als verbreitete Prozesse im Endmoränengebiet Schleswig-Holsteins unterbewertet.

Die Bodenarten wurden anhand von Bodenartfolgetypen verglichen. Diese entstanden, indem der 1. m in zwei 50 cm Bereiche aufgeteilt wurde (Toleranzintervall 15 cm). Auf Gruppenebene zusammengefaßt, ließen sie sich den durchschnittlichen Bodenarten der Rbs, die im Klassenzeichen angegeben sind, eindeutig zuordnen. Beim Standortvergleich anhand der 100 Profile ergab sich eine 63%ige Übereinstimmung, bei Einbeziehung der Reliefdynamik sogar ca. 77%.

Allerdings zeigten sich zwischen den einzelnen Bodenartenfolgen erhebliche Unterschiede (Darstellung 4). Die Gruppe $\frac{S1}{Ls}$ hat mit 76% die höchste Übereinstimmung, während die Gruppe des durchgängigen Ls mit 29% die geringste aufweist, was auf eine Fehleinschätzung des Tongehaltes im Oberboden durch die Rbs-Kartierer zurückgeführt werden kann.

Nach entsprechender Flächenzuweisung sinkt die Vergleichbarkeit der Bodenartfolgetypen auf 43%, womit frühere Aussagen über die hohe Variabilität in diesem Landschaftsraum bestätigt werden.

Es stellt sich die Frage, inwieweit das Luftbild behilflich sein kann, die Variabilität dieses Landschaftsraumes besser zu kennzeichnen. Die Interpretation des Gebietes Flintbek, dessen mehr oder weniger ebener Charakter innerhalb der flachen Grundmoräne, neben dem Vorhandensein jungsteinzeitlicher bis bronzzeitlicher Grabhügel mit hohen Humusmächtigkeiten, die Kennzeichnung einheitlicher Flächen mit Hilfe des Luftbildes erschwerte, erbrachte nur z.T. zufriedenstellende Ergebnisse.

Ausnahmen bilden hier Senkenbereiche, bei denen durch das Luftbild sogar die Unterscheidung zwischen trockenen und feuchten Kolluvien in der jeweils entsprechenden Bodenvergesellschaftung ermöglicht wurde.

Wesentlich besser zeichnete das Luftbild in dem kleineren Untersuchungsgebiet Bimöhlen (ca. 70 ha, 200 Erhebungspunkte), da es sich hier um eine klar gegliederte Landschaft handelt (Darstellung 5 u.6). Die Einheiten der Bodenkarte und die der Luftbildinterpretation zeigen weitgehende Übereinstimmung, mit Ausnahmen in dem Niederungsbereich (N). Auch bei der Rbs waren mit Ausnahme der Gley-Bereiche sehr gute Übereinstimmungen vorhanden.

Allein das flächige Aufzeigen der lehmigen Bereiche auf den Alt-moränen in dem fast ausschließlich aus Sand bestehenden Gebiet würde bei Einsatz der Rbs-Daten die Geländearbeit deutlich verringern.

Zusammenfassung:

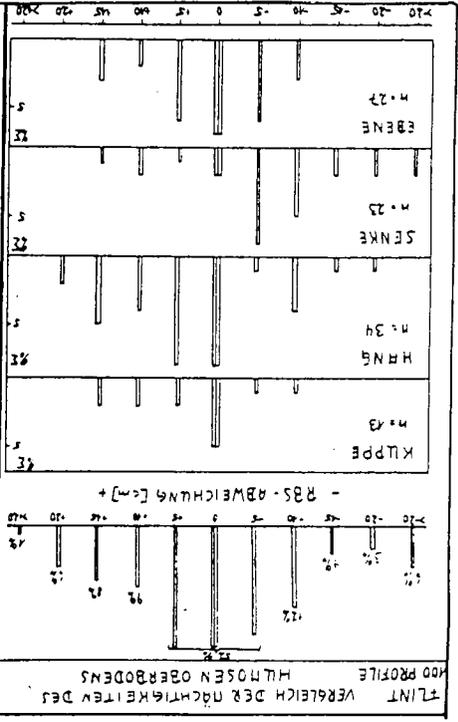
Gemessen an diesen Projekten in Schleswig-Holstein erweist sich, daß

1. Luftbild und die Rbs die Bodenkartierung erleichtern. Ihr wesentlicher Vorteil ist die flächendeckende Information.
 - 1.1 Beim Luftbild wächst in Abhängigkeit vom Befliegungszeitpunkt der Informationsgehalt mit der Deutlichkeit der Reliefgliederung und der Wassergehaltszeichnung.
Das Luftbild erwies sich insbesondere beim 2. Projekt der topografischen Karte überlegen.
 - 1.2 Der Vertrauensgehalt der Rbs wächst offenbar mit der Abnahme der Reliefdynamik und der abnehmenden Variabilität der Bodenlandschaft.
 - 1.3 Ihre Verwendbarkeit erhöht sich mit zunehmender Generalisierung des Kartenbildes, d.h. im mittel- bis kleinmaßstäblichen Bereich.
Im großmaßstäblichen Bereich 1:2000, 1:5000 ist die vorwiegend ökonomische Zielsetzung der Rbs bei der Flächenbildung schwerer mit der pedogenetischen einer modernen Kartierung in Einklang zu bringen.
2. Das Übersetzungsprogramm erwies sich als grundsätzlich geeignet. Wie nicht anders zu erwarten, bedarf es regionaler Nacheichnungen.

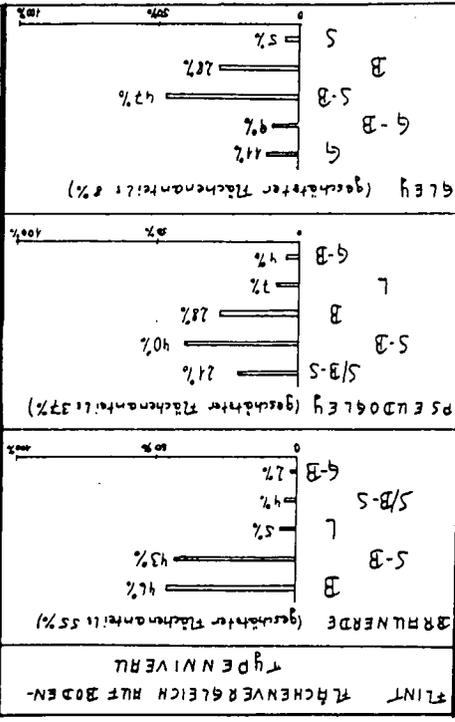
LITERATUR:

- BENNE, I., W.LAUCKART, K.-H.OELKERS, U.SCHIMPF (1983): Realisierung der DV-gestützten Herstellung bodenkundlicher Karten unter besonderer Berücksichtigung der Bodenschätzung.- Geol.Jb., A. Hannover (im Druck).
- RÜSCH, A., KURANDT, F.: Bodenschätzung u. Liegenschaftskataster (3. Auflage), Carl Heymanns Verlag, Berlin 1950
- JAKOB, J.: Zur Anwendbarkeit der konventionellen Fernerkundung von Böden in Norddeutschen Landschaften.
Diss. d. Agrarwiss. Fak. d. Univ. Kiel

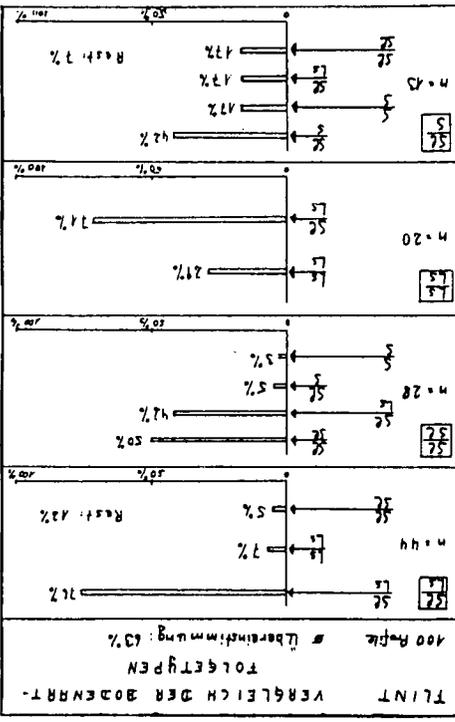
Darstellung 2

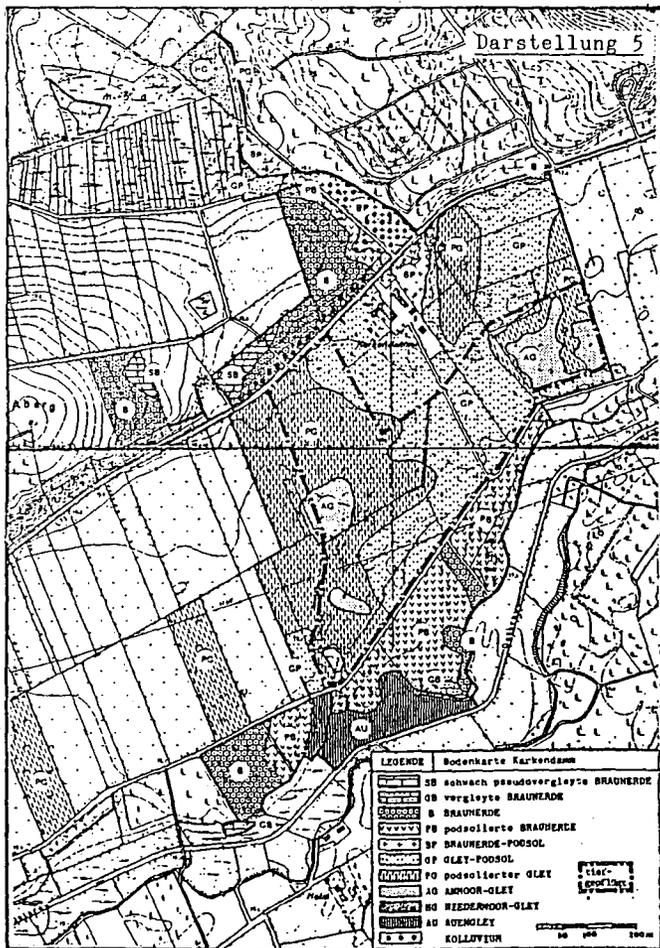


Darstellung 3



Darstellung 4





Bodengesellschaften der Vollwüste

Dakhla Becken - Ägypten

von

Alaily, F.⁺ und H.-P. Blume⁺⁺

Im Rahmen des DFG-Sonderforschungsbereiches "Geowissenschaftliche Probleme arider Gebiete" wird auf der Basis der FAO Bodenklassifikation eine Bodenkarte im Maßstab 1:500 000 für den SW-Bereich von Ägypten hergestellt. Die Bodenkarte soll als Grundlage für die Herstellung von ökologischen und Landnutzungskarten dienen.

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den größten Teil des Dakhla Beckens und erstreckt sich zwischen dem 22.-26. Breitengrad und dem 26.-30. Längengrad. Dieses Gebiet schließt den Gilf Kebir ein sowie den südlichen Teil des großen Sandsees, die Oasenketten von Kharga und Dakhla und den Bereich von Tarfawi an der sudanesischen Grenze.

Das Klima im Untersuchungsgebiet ist kontinental und extrem arid: < 1 mm Jahresniederschlag, > 2000 mm potentielle Verdunstung, 26 % durchschnittliche relative Luftfeuchte, 23° C durchschnittliche Jahrestemperatur. Die Ausgangsgesteine der Böden bestehen vorwiegend aus Sand- und Schluffsteinen der Jura- und Kreideformationen (Nubische Sandsteinserie) sowie aus Schwemm- und Dünenanden. Basalte, Granite und quarziti-sche Sandsteine sowie schluffige und tonige Playasedimente treten als kleine Flecken auf.

Die Geländeuntersuchungen zeigten, daß die Böden extrem arm an organischer Substanz sind und oft pH-Werte von 7-9 haben. Außerdem wurden folgende Eigenschaften beobachtet (Abb. 1):

- die Böden sind oft mit einer Flugsanddecke oder mit Steinen (manchmal mit Wüstenlack) und Flugsand bedeckt;

+ Institut für Ökologie, Technische Universität Berlin

++ Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Universität Kiel

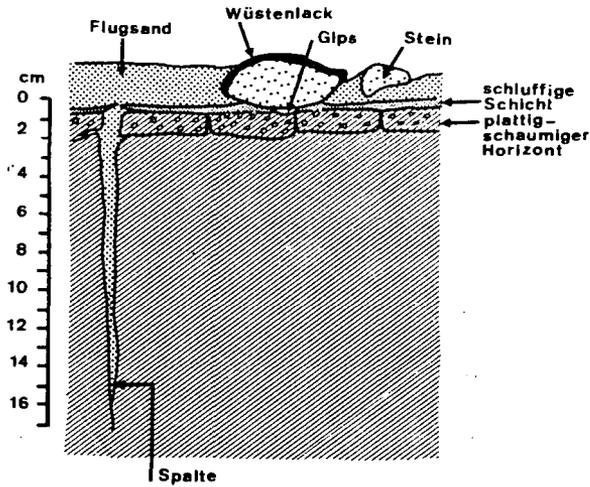


Abb. 1 Typische Bodenmerkmale der Vollwüste.

- unter der Flugsanddecke tritt immer eine millimeterdicke Schicht vor, die kalkhaltig bis kalkreich ist;
- unter Steinen, die an der Erdoberfläche liegen und Kontakt zum Oberboden haben, ist of Gips angereichert;
- unter der schluffigen Schicht tritt in der Regel (bei lehmigen Böden) ein plattiger Bodenhorizont von ca. 1 cm Mächtigkeit auf;
- der plattige Oberbodenhorizont und die schluffige Schicht zeigen oft ein schaumiges Gefüge, das unter dunkel gefärbten Steinen stark ausgeprägt ist;
- unabhängig von Bodenart haben die meisten Böden vertikale Spalten, die mit sandigem Material gefüllt sind.

Diese Eigenschaften sind, unabhängig von dem Bodentyp, sehr verbreitet und können als typisch für die Böden dieser Zone

betrachtet werden. Blume und Petermann (1979) machten ähnliche Beobachtungen in den Böden des Fezzans (Libyen). Aufgrund dieser Eigenschaften und vor allem des extrem geringen organischen Substanzgehaltes ist es zweckmäßig, die nicht-Yermosolen Wüstenböden als "Yermic oder Aridic" auf der Weltbodenkarte zu kennzeichnen, um sie von denjenigen abzugrenzen, die nicht unter den ariden Bedingungen entstanden sind.

In Abhängigkeit von Ausgangsgestein, Geländemorphologie, Grundwasserstand unter Flur und Landnutzung wurde das Gebiet anhand von LANDSAT-Aufnahmen und der daraus abgeleiteten geologischen Karte SW-Ägyptens (Klitzsch und List, 1980) in 8 Landschaftseinheiten mit unterschiedlichem Bodenmuster gegliedert. In Abbildung 2 sind die Landschaftseinheiten, ihre dominanten Böden und Bodentexturen dargestellt. Dabei bedeutet:

O = Oasenniederungen, H = Hügelland, D = Deflationsflächen,
S = Serires, SW = Serires mit Grundwasserstand < 5 m unter
Flur, E = Ergs, P = Plateaus, W = Wadis, l = lehmig,
s = sandig, t = tonig.

Für die Bodentypen wurden die Abkürzungen der FAO-Weltbodenkarte benutzt:

I = Lithosole, V = Vertisole, Zg = gleyic Solonshake,
Zo = orthic Solonshake, Qc = cambic Arenosole, Re = eutric
Regosole, Yk = calcic Yermosok und Yh = haplic Yermosole.

Aus Abbildung 2 geht hervor, daß

- die Böden auf dem Hügelland, den Deflationsflächen und Plateaus lehmig, auf den Serires, in den Erg- und Wadi-landschaften sandig, und im Bereich der Oasen z.t. tonig sind;
- lehmige haplic Yermosole vor allem auf dem Plateau der Gifl Kebir zu finden sind;
- gleyic Solonshake und Vertisole vor allem in Oasenbereichen vorkommen;

Bodentyp, Texture

Zo, Zg, V	O	1, t
I, Zo	H	1
Zo, I	D	1
Qc, Yh	S	s
Yk, Zo	W	s
Yh Dünen	E	s
Yh, Zo	P	1
Qc, Re	W	s

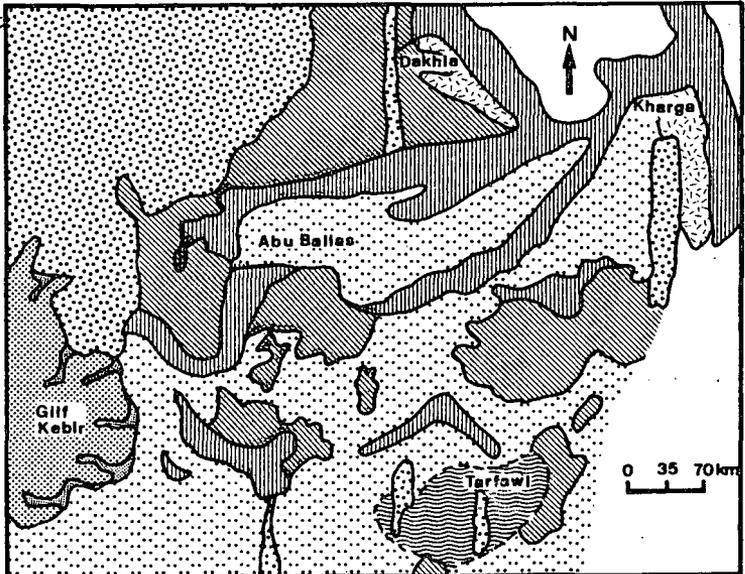


Abb. 2 Bodenregionen SW-Ägyptens

- orthic Solonshake selten in den Wadis, Ergs und den Serireflächen (S) zu finden sind.

Neben den dominanten Böden kommen als kleine Flecken takyric Yermosole im Bereich des Gifl Kebir, takyric Solonshake sowie sandige orthic Solonshake im Oasenbereich sowie in nördlichen Deflationsflächen, Lithosole sowie calcareic Regosole in den Serireflächen vor.

Die Vertisole in Oasenbereichen haben sehr hohe Salzgehalte (EC =>15 mS). Die Solonshake in nördlichen Bereichen sind stark mit Gips angereichert und zeigen oft ein sehr lockeres Oberbodengefüge (fesch fasch). Im Oasenbereich sind die gleyic Solonshake z.T. mit Salzausblühungen oder mit mm-dicken Salz-

krusten bedeckt. Bei Tarfawi zeigen die orthic Solonshake z.T. eine dm dicke und sehr harte Salzkruste im Oberboden.

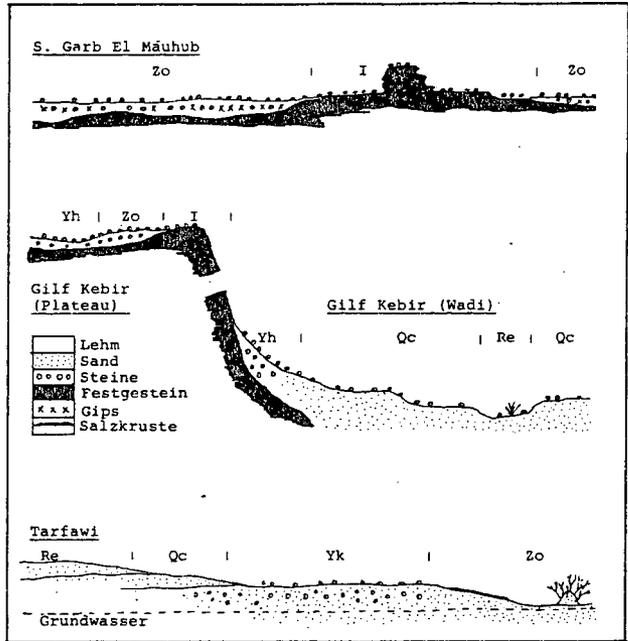


Abb. 3 Typische Bodengesellschaften in den Gebieten südlich von Garb El Mauhub, Gilf Kebir und Tarfawi, schematisch dargestellt (Symbole der Bodeneinheiten nach FAO Weltbodenkarte).

Die Vergesellschaftung und einige charakteristische Eigenschaften der Böden in der Deflationsfläche von Garb El Mauhub (südlich der Dakhla Oase), auf dem Plateau sowie in den Wadis des Gilf Kebir und auf dem Serire von Tarfawi sind exemplarisch anhand von drei idealen Schnitten in Abb. 3 dargestellt. Daraus geht hervor:

- die Böden in Garb El Mauhub und auf dem Plateau des Gilf Kebir sind oft lehmig und haben "lithic-", "petric-" sowie "stony phases".
- In den Wadis des Gilf Kebir sind die Yh lehmig, oft "petric", "stony" und manchmal "lithic". Die Qc und Re sind sandig und manchmal "stony".
- Im Gebiet von Tarfawi sind die Yk sandig, "petric" und "stony" aufgrund der verfestigten Kalkkonkretionen.
- Im terrestrischen Bereich sind die Zo nur an lehmigen Substraten gebunden. Diese hängt zusammen mit der geringen Wasserleitfähigkeit und der hohen Kapazität des Lehms, Niederschlagswasser zu speichern. Dadurch bleiben nach Verdunstung des Wassers die Niederschlagssalze in einem engen Bodenvolumen erhalten und führen in Laufe der Zeit zur Bildung der orthic Solonshake.
- Im Bereich des Gilf Kebir kommen in Senken und Mulden lehmige, salzarme Böden (Yh) vor. Das könnte darauf hinweisen, daß dort die Niederschläge höher sind und/oder häufiger in Gewitterregen fallen. Dadurch entsteht Oberflächenwasser, das die Salze in den Senkenböden auswäscht.
- Die Zo in den drei Landschaften unterscheiden sich hauptsächlich durch ihre Gipsgehalte und das Vorkommen einer Salzkruste. Da beide Eigenschaften regional verbreitet sind und genetische sowie ökologische Bedeutung haben, sollen die FAO-Bodenphases mit einer "gypsic" und einer "petrosaline" Phase ergänzt werden.

In Zusammenarbeit mit Dr. J. Pohlmann (Inst. f. Fernerkundung, FU Berlin) wurde eine Bodenkarte im Maßstab 1:250 000 für den Bereich des Gilf Kebir mit Hilfe digitaler Auswertung von LANDSAT-Aufnahmen und unseren Geländeuntersuchungen erstellt (Veröffentlichung in Vorbereitung).

Literatur

- Blume, H.-P. und Th. Petermann (1979): Yermosol-Solonshake-Bodenschaf t des Fezzan, I. Genese und Ökologie, Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 29, 799-810.
- Klitzsch, E. und F.K. List (1980): Egypt, Geological Interpretation Map 1:500 000 (Preliminary Edition), Technische Fachhochschule Berlin.
- FAO/UNESCO (1973): Soil map of the world 1:5000 000, UNESCO, Paris.



Geogenetische und pedogenetische Kennzeichnung

von H-Horizonten

von

Benzler, J.-H. und G. Roeschmann *)

Die Horizontierung von Moorböden erfolgte bisher aus pedogenetischer Sicht recht unbefriedigend. Die Horizontfolge - besser gesagt, die Schichtfolge - bestand anfangs aus einer Aufzählung von Schichten unterschiedlicher Torfarten, die von T1 bis T x durchnummeriert wurden ohne Berücksichtigung etwaiger bodenkundlicher Prozesse (MÜCKENHAUSEN 1962).

In der 1. Auflage der Kartieranleitung (1965) wurde das T durch H ersetzt, in der 2. Auflage (1971) die Schichtenansprache verfeinert durch Hinzufügen von Kennbuchstaben für die 3 Haupttorfarten Nieder-, Übergangs- und Hochmoortorf (Hn, Hü, Hh). Diese wurden dem Hauptsymbol nachgestellt, obwohl es sich um eine geogenetische Substratkennzeichnung und nicht um eine pedogenetische Horizontierung handelte.

Inzwischen ist (1983) durch den Arbeitskreis Bodensystematik der DBG der Entwurf zur "Quantifizierung der Bodenhorizonte mit Symbolen" vorgelegt worden. Darin wird, wie auch in der soeben erschienenen 3. Auflage der bodenkundlichen Kartieranleitung (1982), unterschieden zwischen vorangestellten geogenen und nachgestellten pedogenen Merkmalen. Nach geogenen Merkmalen werden die H-Horizonte unterteilt in die 3 Haupttorfarten mit vorgesetztem Merkmalssymbol (nH, uH, hH). Eine zusätzliche geogenetische Kennzeichnung der Torfarten - entsprechend den Vorschlägen für die geogenetische Kennzeichnung der C-Horizonte - wäre möglich nach den torfbildenden Pflanzenarten, z.B. shH für Hochmoor-Bleichmoostorf, ihH für Hochmoor-Reisertorf.

Die geogenetische Beschreibung der Torflagen reicht jedoch zur Kennzeichnung der Moorböden sowohl als Naturkörper und Bodentypen als auch als Pflanzenstandorte nicht aus. Bereits während des Torfwachstums (z.B. bei Hochmooren) bzw. der Sedi-

*) Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung

mentation organischer Substanzen - meistens zusammen mit Mineralsubstanzen - (z.B. bei manchen Niedermooren), sind die organischen Anteile je nach dem vorhandenen Wasser-, Luft-, Wärme- und Nährstoffhaushalt und der standortgemäßen Flora und Fauna unterschiedlichen pedogenetischen Mineralisierungs- und Humifizierungsprozessen (z.B. THOMAS 1961; JONGERIUS & PONS 1962; FLAIG 1962; GROSSE-BRAUCKMANN & PUFFE 1964) ausgesetzt (primäre Vertorfung nach OVERBECK 1975), die schließlich nach der Überwachsung bzw. Überdeckung mit weiteren Torflaggen oder Sedimentschichten z.B. im wassergesättigten Reduktionsmilieu mehr oder weniger eingeschränkt sind, die jedoch - wie z.B. das Entweichen von Sumpfgasen zeigt (u.a. BENDA 1957) - selten ganz aufhören (sekundäre Vertorfung nach OVERBECK). Der demnach größtenteils aus früheren Zeiten stammende, heute in der Regel reliktsche oder - bei tieferliegenden Torflaggen - fossile Humifizierungszustand der Torfe - der üblicherweise als "Zersetzungsgrad" bezeichnet wird (SCHNEIDER 1958) - stellt also das Ergebnis früherer, vorwiegend pedogenetischer Humifizierungs-Prozesse dar (ROESCHMANN 1982), wie sie heute in ähnlicher Art z.B. in Ah-Horizonten feuchter Mineralböden ablaufen. Er könnte also z.B. mit einigem Recht durch das pedogenetische Zusatzsymbol h gekennzeichnet werden, ergänzt durch eine den Zersetzungsgrad charakterisierende Ziffer (nach internationaler Absprache in drei Stufen, SCHNEEKLOTH 1977) und das vorangestellte f für fossile Bildungen. Beispiel: Fossiler, stark zersetzter Hochmoor-Bleichmoorstorf: fshHh4. Im Moor-Oberboden würde das f im Durchwurzelungsbereich durch r (= reliktsch) ersetzt werden. Bei nachweisbarer rezenter Humifizierung könnten f und r entfallen. Die Verwendbarkeit dieser auch pedogenetisch sinnvollen Horizontkennzeichnung wird jedoch eingeschränkt durch eine Vereinbarung der Internationalen Moor- und Torfgesellschaft von 1973, aufgrund der die nach botanischen Merkmalen definierten Torfarten bereits im nächsten Schritt nach ihrem Zersetzungsgrad unterliedert werden (SCHNEEKLOTH 1977). Berücksichtigt man dies bei der bodenkundlichen Horizontkennzeichnung, so erscheint es sinnvoll, die geogenetische Torfart direkt mit deren Zersetzungsgrad zu kombinieren, unter Fortfall des vorangestellten f und des nachgestellten h: Stark zersetzter Hochmoor-Bleichmoorstorf ("Schwarztorf") erhält das geogenetische Symbol sh4H. Das nachgestellte h würde dann nur für die im Gelände schwer feststellbaren, rezenten Humifizierungsmerkmale - nach JONGERIUS & PONS 1962: Bildung von Moder- oder Mull-Humus - Verwendung finden. Makromorphologisch auffälliger sind demgegenüber Veränderungen der Torfsubstanz des Moor-Oberbodens nach Entwässerung und Durchlüftung, die nach OKRUSZKO (1975) in Niedermooren als "Vermorschung" bezeichnet werden und mindestens zum großen Teil der auch in Hochmooren lange bekannten "Vererdung" entsprechen (z.B. JONGERIUS & PONS 1975). Hierbei handelt es sich, wie ILNICKI (1977) schreibt, besonders in den Oberböden entwässerter Moore um (bio-) chemische und physikalische, pedogenetische Prozesse, durch die die Torfsubstanz während der Zersetzung unter Zunahme der Makro- und Mikroporen und Abnahme der Mesoporen in eine "körnige" Masse verwandelt wird (Aggregatbildung). Die durch "Vermorschung" bzw. "Vererdung" rezent veränderten Torfhorizonte sollten in der

Horizontsymbolik gesondert gekennzeichnet werden, z.B. mit dem auch für die mineralischen Verbraunungshorizonte verwendeten, nachgestellten v.

Beispiele: vermurschter bzw. vererdeter Niedermoor-Erlenbruchwaldtorf-Horizont: eInHv.

Unter Verwendung weiterer für Mineralböden verwendeter Zusatzsymbole lassen sich auch andere Merkmale und Eigenschaften von Moorboden-Horizonten kennzeichnen, wie z.B.

H_o für im Grundwasserschwankungsbereich liegende, zeitweilig durchlüftete H-Horizonte

H_r für H-Horizonte, die unter reduzierenden Bedingungen ständig im GW-Bereich liegen

H_w für wasserleitende H-Horizonte oberhalb verdichteter wasserstauender Moor- oder Mineralbodenhorizonte

H_d für stark verdichtete, in der Regel wohl auch stark zersetzte H-Horizonte mit sehr geringer bzw. fehlender Wasserdurchlässigkeit.

In der 3. Auflage der bodenkundlichen Kartieranleitung (1982) werden bereits folgende pedogenetische Merkmalssymbole für H-Horizonte verwendet:

H_p durch regelmäßige Bodenbearbeitung geprägter H-Horizont

H_c H-Horizont mit makroskopisch erkennbarer sekundärer Carbonatanreicherung

H_z H-Horizont mit makroskopisch erkennbarer sekundärer Anreicherung leicht wasserlöslicher Salze

Zum Schluß sei darauf hingewiesen, daß die unterschiedlichen Eigenschaften von Moorböden natürlich bereits seit langer Zeit bekannt sind (z.B. v.BÜLOW 1929) und in der landwirtschaftlichen Praxis berücksichtigt werden (z.B. BRÜNE 1931; TACKE 1929). Die Bodenschätzung unterscheidet z.B. zwischen "torfigem", "rohem", "gutem" und "vererdetem" Moor, wobei das vererdete Moor die beste Zustandsstufe erhält (ROTHKEGEL 1950).

Literatur:

AG BODENKUNDE (1982) : Bodenkundliche Kartieranleitung, 1. Auflage 1965;
2. Auflage 1971; 3. Auflage: 336 Seiten; Hannover.

BENDA, I.(1957): Mikrobiologische Untersuchungen über das Auftreten von Schwefelwasserstoff in den anaeroben Zonen des Hochmoores. -
Archiv f. Mikrobiologie 27 : 337-374

BRÜNE, F. (1931): Die Kultur der Hochmoore.- Parey; Berlin

- BÜLOW, K.v. (1929) : Handbuch der Moorkunde. Allgemeine Moorgeologie. -
Bd.1; 308 S.; Borntraeger, Berlin
- FLAIG, W. (1962) : Zur Umwandlung von Lignin in Humusstoffe. -
Freiberger Forsch. Hefte A 254 : 39-56; Berlin
- GROSSE-BRAUCKMANN, G. & PUFFE, D. (1964) : Über Zersetzungsprozesse und Stoff-
bilanz im wachsenden Moor. - 8. Internat. Congr. Soil Sci.Proc.
Band V; 635-649; Bucarest.
- ILNICKI, P. (1977): Moore in Polen. - Telma 7: 203-213; Hannover.
- JONGERIUS, A. & PONS, L.J. (1962): Einige mikromorphologische Bemerkungen über
den Vererdungsvorgang im niederländischen Moor. - Z. Pflanzenernähr.
Düngung Bodenk. 97: 243-265; Weinheim
- MÜCKENHAUSEN, E. (1962): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der
Bundesrepublik Deutschland: - DLG-Verlag, Frankfurt/Main.
- OKRUSZKO, H. (1975): Classification and description of the peat soils of Poland.-
Soviet Soil Sci. 7, translated 4/75.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde. - Neumünster.
- ROESCHMANN, G. (m.e.Beitrag v. BENZLER, J.H.) (1982): Paläoböden sowie begrabene
und reliktsche Holozän-Böden im nordniedersächsischen Flachland ein-
schließlich Bremen. - Geol. Jb. 14: 256-291; Hannover.
- ROTHKEGEL, W. (1950): Landwirtschaftliche Schätzunglehre. - 149 S.; Ulmer Stutt-
gart.
- SCHNEEKLOTH, H. (1977): Zum Stand der internationalen Klassifizierung der Torfe. -
Telma 7, 271-276; Hannover.
- SCHNEIDER, S. (1958): Der Zersetzungsgrad des Torfes und seine Bedeutung. - Torf-
nachrichten 9, 1/2; Hannover u. Bad Zwischenahn.
- THOMAS, J. (1961): Besonderheiten der Bodenbildungsprozesse in Moorböden. -
Kali-Briefe 1961, Fachg. 7, 2. Folge: 1-8; Hannover
- TACKE, B. (1929): Die naturwissenschaftlichen Grundlagen der Moorkultur. -
Parcy; Berlin

Eisen- und Mangandynamik einer tiefenvergleyten Pseudogley-Parabraunerde im kuppigen Jungmoränengebiet bei Travemünde

von

Betzer, H.J. ⁺

1. Einleitung

In den vergangenen 25 Jahren wurden einige Verfahren beschrieben, die die Extraktion verschiedener Gruppen von Eisenverbindungen im Boden teilweise quantitativ erlauben (vgl. BASCOMB, 1968). Hierdurch lassen sich sowohl terrestrische als auch semiterrestrische Bodentypen anhand der Verteilung der Eisenverbindungen im Profil differenzieren und identifizieren (vgl. BLUME, 1968; BLUME & SCHWERTMANN, 1969). In ungeschichteten Böden ohne lateralen Stofftransport können anhand der Extraktionswerte zusätzlich Aussagen über die Intensität der Bodenentwicklungsprozesse gemacht werden, an denen das Eisen beteiligt ist.

2. Material und Methoden

Für die Untersuchungen wurden zwei ungeschichtete (vgl. BETZER, 1982), sekundär pseudovergleyte Parabraunerden (s. Abb. 1) aus dem oberflächlich entkalkten Geschiebemergel des Brodtener Ufers, nahe Travemünde, ausgewählt. Die Probenahme erfolgte im September und Oktober 1979. Folgende Analysen wurden am Feinboden durchgeführt: Gesamteisen und -mangan (Fe_t, Mn_t) nach BILTZ & BILTZ (1965), hydrolisierbares Eisen (Fe_h) nach BETZER (1982), dithionitlösliches Eisen und Mangan (Fe_d, Mn_d) nach SCHEFFER & MEYER & BABEL (1961), oxalatlösliches Eisen (Fe_o) nach SCHWERTMANN (1964), oxidierbarer Schwefel nach GRUNWALDT (1969). Die Trockendichte der Horizonte wurde mittels Stechzylinder-Proben ermittelt.

Zur Differenzierung der verschiedenen Gruppen von Eisenverbindungen wurden die Differenzen $Fe_t - Fe_h$, $Fe_h - Fe_d$ sowie $Fe_d - Fe_o$ gebildet. Durch die Kenngröße $Fe_t - Fe_h$ wird das sehr fest silikatisch gebundene Eisen wiedergegeben. Das $Fe_h - Fe_d$ umfasst in den untersuchten Böden das silikatisch, d. h. in oktaedrischer Bin-

⁺) Inst. f. Bodenkundl., v. Sieboldtstr. 4, 3400 Göttingen
jetzt: Geol. Landesamt, De Greiffstr. 195, 4150 Krefeld

dung oder als Bestandteil der Zwischenschicht von Dreischicht-Tonmineralen, weniger fest sowie karbonatisch gebundene Eisen (vgl. BLUME & SCHWERTMANN, 1969). Durch das Fe_d-Fe_o wird das mehr oder weniger kristalline, oxidische Eisen dieser Böden erfasst (vgl. McKEAGUE & BRYDON & MILES, 1971). Das oxalatlösliche Eisen stellt eine Gruppe von nichtkristallinen, aktiven Bindungsformen dar (MUNCH & HILLEBRAND & OTTOW, 1978).

Aufgrund der Untersuchung der Bodenfarbe, des Gehalts an oxidierbarem Schwefel sowie an Stickstoff spielen phosphatische und sulfidische Eisenverbindungen eine ganz untergeordnete Rolle in diesen Böden. Organische Eisenverbindungen treten allenfalls im entkalkten Bereich stärker auf (vgl. BETZER, 1982).

3. Ergebnisse und Diskussion

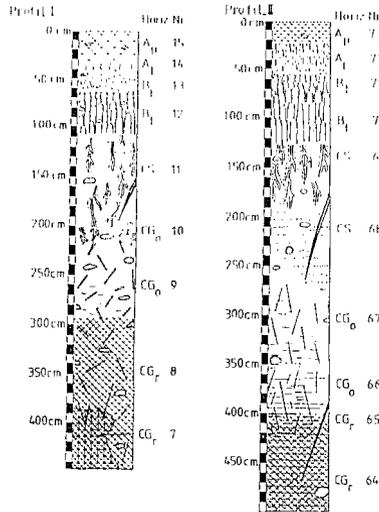
Da sich die beiden untersuchten Profile in der Eisenverteilung und in der Bodenentwicklung ähneln (s. Abb. 1-3), wird im Folgenden vorwiegend das bodengenetisch intensiver gezeichnete Profil II vorgestellt.

Der entkalkte obere Profilabschnitt wird sowohl optisch als auch für die analytisch bestimmte Eisenverteilung durch den Prozeß der Tonverlagerung bestimmt. Die teilweise marmorierten B_t -Horizonte treten als Stauwassersohle auf. Die Tonverlagerung hat neben einer Oxidanreicherung vor allem zu einer Akkumulation silikatisch gebundenen Eisens gegenüber den A-Horizonten geführt (s. Abb. 2,3). Auch wenn man eine laterale Auswaschung oxalatlöslicher Eisenformen im Grenzbereich A_1/B_t durch Hangzugwasser berücksichtigt, ist der Anteil der Oxide (Fe_d-Fe_o) an der Differenz des Gesamteisens mit 1/3 auffallend gering.

Da besonders in Profil I aufgrund der relativ hohen pH-Werte von 6,35 bzw 6,40 (vgl. BETZER, 1982) eine intensive Tonbildung oder Freisetzung silikatischen Eisens in den B-Horizonten auszuschließen ist, kann die Differenz von 3,5% Fe_t-Fe_d sowie die Differenz von 3% im Tongehalt zwischen den B- und den C-Horizonten des Profils I als Folge der Tonverlagerung angesehen werden. Hiernach sind in dem verlagerten Ton etwa 12% silikatisch gebundenes Eisen enthalten. Der entsprechende Wert für das bodengenetisch stärker entwickelte Profil II beträgt $9,2\% : 7,7\% = 12\%$. Die Profile wurden bereits mineralogisch untersucht (BETZER, 1982).

Die A-Horizonte lassen sich nicht direkt zur Eisen-Bilanzierung heranziehen, da in ihnen die eisenhaltigen Minerale stark ver-

Abb. 1 : Pedologie Parabraunerden (Bt-Steckstilf bei Truvemünde)



wittert sind. Dies wird durch ihre geringen Gehalte an sehr fest silikatisch gebundenem Eisen (s. Abb. 2+3) sowie die niedrigen Quotienten des $Fe_t - Fe_h$ / Tongehalt (s. Tab. 1) deutlich. Da die B_t-Horizonte auch unter Berücksichtigung des Tongehalts hohe Werte an silikatisch fest gebundenem Eisen aufweisen, hat die Tonverlagerung vor der intensiven Verwitterung der Minerale in den A-Horizonten eingesetzt. Da die Quotienten des $Fe_t - Fe_h$ / Tongehalt von den B_t- zu den C-Horizonten abfallen, ist der hohe Wert an silikatisch gebundenem Eisen im Illuvialbereich auf die Toneinlagerung zurückzuführen.

Auch die CG_r-Horizonte auf der einen und die CS- sowie G_o-Horizonte auf der anderen Seite weisen deutliche Unterschiede im Gehalt an silikatisch gebundenem Eisen auf (s. Abb. 2+3). Der Fehlbetrag erreicht in den G_o-Horizonten des Profils II etwa 3-4%. In den CS-Horizonten ist die Differenz zum reduzierten Bereich deutlich geringer. Diese Fehlbeträge im oberen C-Horizont sind anhand der Mineralzusammensetzung des Geschiebemergels und durch den Zerfallsgrad der Biotite und Chlorite (vgl. BETZER, 1982) nicht erklär-

Abb. 2 :

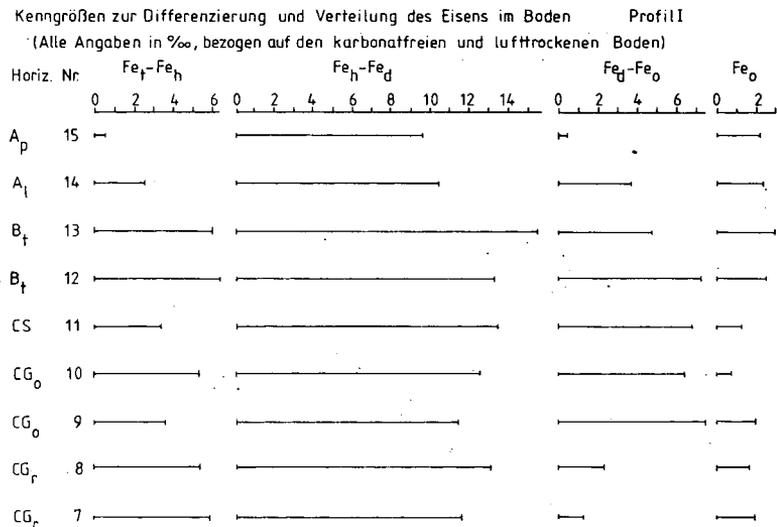
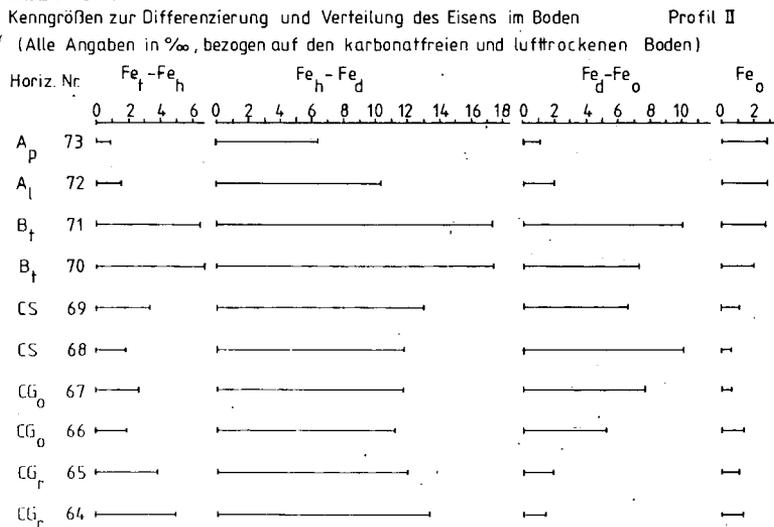


Abb. 3 :



bar. Sie sind nur durch Prozesse zu deuten, die eine Intensivierung der silikatischen Bindung im reduzierten Bereich gegenüber den G_O - und den CS -Horizonten fördern, oder die Auflösung einer solchen Bindung verzögern.

Der C-Horizont der Parabraunerden wird von zahlreichen, z.T. offenen Klüften durchzogen. Sie verdanken ihre Entstehung stauchenden Prozessen vor und drumlinisierenden Prozessen unter dem Inlandeis des Pommerschen Stadials (Weichsel-Glazial). An der Profilbasis ist das Kluftsystem wasserführend. Die grauen Farbtöne im G_R -Bereich sind teilweise auch auf die zur Basis hin zunehmende Trockendichte der Horizonte zurückzuführen.

In den G_O - und CS -Horizonten weist der Geschiebemergel eine Anreicherung oxidischer Eisen- und Manganverbindungen auf (s. Abb. 2+3). Dieses Verteilungsmuster ist durch die Zeichnung der Horizonte, die heutige, rezente Lage des Kapillarsaums im G_O - G_R -Grenzbereich, und mit dem Aufstieg eisen- bzw. manganhaltiger Lösungen aus dem heutigen G_R -Horizont nicht zu erklären. Es muß von einem teilweise sukzessivem Absinken der G_O / G_R -Grenze als Folge des Grundwasserspiegelabfalls im Kluftsystem ausgegangen werden. Hierbei

Profil II

Tab. 1: Kenngrößen zur Differenzierung der Bindungsformen des Eisens und Mangans im Boden

(Alle Angaben in %, bezogen auf den karbonstoffreien und lufttrockenen Boden)

Hor Nr	Fe_t	$\frac{Fe_t - Fe_d}{Fe_t - Fe_d}$	$Fe_t - Fe_h$ Ton	Fe_o Fe_d	Fe_d Ton	Mn_t	Mn_d
A_p 73	11,3	1,13	1,0	0,69	5,2	0,36	0,30
A_t 72	16,7	1,14	1,1	0,59	3,5	0,50	0,43
B_t 71	36,6	1,37	2,0	0,21	4,0	0,54	0,54
B_f 70	33,8	1,38	2,6	0,21	3,6	0,44	0,44
C_s 69	26,3	1,26	1,5	0,15	3,4	0,41	0,35
C_h 68	26,6	1,17	0,8	0,06	6,2	0,49	0,37
Cl_O 67	24,2	1,24	1,3	0,10	4,1	0,30	0,25
Cl_O 66	20,4	1,78	1,0	0,21	3,7	0,29	0,24
Cl_R 65	19,1	1,33	2,2	0,35	3,7	0,26	0,14
Cl_R 64	20,9	1,16	2,5	0,50	1,5	0,30	0,18

wurde auch die Anreicherungsfront der Eisen- und Manganoxide in die rezenten G_0 -Horizonte verlagert. Auch die geringen Aktivitätsgrade des Eisens im oberen G_0 -Bereich weisen darauf hin (s. Tab. 1). Da die Marmorierung eines Horizonts als Hinweis auf eine sehr geringe horizontüberschreitende Stoffverlagerung gewertet werden kann, kann sich die Pseudovergleyung unter der Enkalkungsgrenze nur nach Absinken des Grundwasserspiegels im Kluftsystem eingestellt haben.

4. Zusammenfassung

Es konnten folgende Umverteilungsprozesse des Eisens und Mangans zwischen unterschiedlichen Bindungsintensitäten sowie Verlagerungsprozesse im Bodenprofil nachgewiesen werden: 1) Tonverlagerung überwiegend unverwitterter Minerale, 2) intensive Mineralverwitterung im A-Horizont nach der Tonanreicherung im B_t -Horizont, 3) Absinken des Grundwasserspiegels und der Anreicherungsfront der Oxide, 4) Pseudovergleyung im oberen C-Horizont nach Absinken des Grundwassers, 5) erhöhte Extraktionsresistenz des silikatisch gebundenen Eisens in den G_r -Horizonten.

5. Literaturverzeichnis

- BASCOMB, C.L. (1968): Distribution of pyrophosphate-extractable iron and organic carbon in soils of various groups.-J. Soil Sci., 19:251-268.
- BETZER, H.J. (1982): Die Bodengesellschaft der weichselzeitlichen kuppigen Grundmoränenlandschaft Ostholsteins unter besonderer Berücksichtigung der periglazialen Oberflächenschichtung, dargestellt am Beispiel einer Bodensequenz des Brodtener Kliffs bei Travemünde.- Diss. Landwirtschaftl. Fak. Univ. Göttingen.
- BILTZ, H., & BILTZ, W. (1953): Ausführung quantitativer Analysen.- Stuttgart (Hirzel).
- BLUME, H.P. (1968): Stauwasserböden.- Arb. Univ. Hohenheim, 42, Stuttgart (Ulmer).
- BLUME, H.P., & SCHWERTMANN, U. (1969): Genetic evaluation of profile distribution of aluminium, iron and manganese oxides.-Soil Sci. Amer. Proc., 33:438-444.
- GRUNWALDT, H.-S. (1969): Untersuchungen zum Schwefelhaushalt schleswig-holsteinischer Böden.-Diss. Univ. Kiel.
- McKEAGUE, J.A., & BRYDON, J.E., & MILES, N.M. (1971): Differentiation of forms of extractable iron and aluminium in soils.-Soil Sci. Amer. Proc., 35:33-38.
- MUNCH, J.C., & HILLEBRAND, T., & OTTOW, C.G. (1978): Transformations in the Fe_0/Fe_d ratio of pedogenic iron oxides affected by iron-reducing bacteria.-Canad. J. Soil Sci., 58:475-486.
- SCHEFFER, F., & MEYER, B., & BABEL, U. (1967): Zur qualitativen Erfassung der freien Eisenoxide in Böden mittels Extraktionsverfahren.-Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 95:142-160.
- SCHWERTMANN, U. (1964): Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung.-Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 105:194-202.

Eine Lage von vulkanischen Gläsern im süddeutschen Jungpleistozän.

von

Bleich, K.E.⁺ und R. Wurster⁺⁺

Jungpleistozäner Löß kann auch bei geringer Mächtigkeit in verschiedenen Landschaften Baden-Württembergs von älterem getrennt werden, da er an seiner Unterkante eine Lage von schwarzen Gläsern wahrscheinlich vulkanischer Herkunft enthält. Im Gelände sind sie zwar nicht sichtbar, aber im Siebrückstand > 125 µm unter dem Binokular leicht auszusondern. Sie sind mit vorherrschend 0,1 bis 0,5 mm Durchmesser nicht im Löß verweht, sondern gesondert transportiert worden und kommen teils in bizarren Erstarrungsformen, teils in Scherben mit Abkühlungsrissen (manchmal mit erneuter Aufschmelzung) vor (Abb. 1). In Plateau- und Kuppenposition liegen sie eher vereinzelt, in Unterhang- und Senkprofilen kolluvial angereichert.

Bisher wurden die Gläser im Mainzer Becken in der oberen der drei "Mosbacher Humuszonen" nachgewiesen, im mittleren Neckarland und auf den Fildern in einer fossilen Schwarzerde vergleichbarer stratigraphischer Position, sowie an der Unterkante des jüngeren Lößes im Kraichgau, Albvorland und nördlichen Oberschwaben. In pollenanalytisch untersuchten Bohrprofilen oberschwäbischer Moore liegen sie in minerogenen über torfigen Sedimenten des mittleren Jungpleistozäns. Sie lassen sich damit in ein Interstadial mit lichtem Kiefern-/Birkenwald datieren, das eher trocken als kühl und von der Wärmezeit davor durch eine kalte Phase getrennt war (IGCP-Bericht 1976 und FRENZEL, mündl. Mitt.). Als vergleichbar (mit "vulkanischen Körnern") kann das Interstadial Ognon I von der Grande Pile in den Vogesen angesehen werden (WOILLARD 1978), das dem Odderade-Interstadial (AVERDIECK 1967) entsprechen oder auch jünger sein könnte, jedoch (entgegen der Ansicht von WOILLARD a.a.O. S.17) keinesfalls älter. Das von Füraamoos vorliegende ¹⁴C-Datum dürfte mit mindestens 44.000 Jahren v.h. jedoch viel zu niedrig sein.

Um Hinweise auf die Gleichartigkeit der Zusammensetzung wie auch auf Veränderungen im Boden zu erhalten, wurden von einem Ort zahlreiche Körner unterschiedlicher Form, von vier anderen Stellen Proben aus kalkhaltigen Horizonten neben solchen aus dem Grundwasserbereich und aus terrestrischen Böden genauer untersucht. Die Elemente wurden mit der Elektronenstrahl-

+ Institut für Bodenkunde u. Standortslehre ++ Institut für Physik
der Universität Hohenheim, D-7000 Stuttgart-70, Postfach 700562.

mikrosonde JXA 50 A (JEOL, Tokio) bestimmt. Wegen der großen Zahl der zu untersuchenden Partikel (ca. 300-400) wurde die schnelle, energiedispersive Methode der Röntgenspektrometrie mit einem Si(Li)-Detektor gewählt, wobei jedoch auf Aussagen über den Sauerstoffgehalt der Probe verzichtet werden muß. Die untersuchten Partikel hatten mittlere Abmessungen von mehr als 0,2 mm, also ein Volumen, welches um 7-8 Größenordnungen über dem bei der Elektronenstrahlmikroanalyse typischerweise erfaßten Analysenvolumen (ca. $1 \mu\text{m}^3$) liegt. Zur Vermeidung von Zufallsergebnissen wurde bei jedem Einzelpartikel eine Fläche von ca. $200 \times 250 \mu\text{m}^2$ abgetastet, so daß immerhin etwa 1 % des Partikelvolumens zur Messung beiträgt und auch etwaige Heterogenitäten anteilig erfaßt werden. Abb. 2 zeigt beispielhaft das energiedispersive Röntgenspektrum eines Tuffpartikels (Bausenberg). Die Elemente Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti, Mn und Fe sind problemlos zu trennen. Lediglich die Oberlagerungen der $\text{K}\beta$ - mit der $\text{Ca}\text{K}\alpha$ -Linie sowie der $\text{Mn}\text{K}\beta$ - mit der $\text{Fe}\text{K}\alpha$ -Linie sind zu berücksichtigen und zwar wenn die Gehalte an Mn bzw. K deutlich die Gehalte an Fe bzw. Ca übersteigen.

Im Gegensatz zur Nettointensität I ist das "Peak-to-background"-Verhältnis I/B ($B = \text{Bremsstrahlungsuntergrund}$) weitestgehend von der Partikelgröße und -form unabhängig (Small et al. 1978, Statham P. and Pawley J. 1978) und wurde deshalb im Folgenden als Maß für die Konzentration eines Elementes verwendet. Strahlstromschwankungen, Meßzeitunterschiede und unterschiedliche Detektoreffizienz ($\text{Al} \sim 80 \%$, $\text{Si} \sim 90 \%$) werden damit automatisch eliminiert. Die Bestimmung des Untergrundes B unter der charakteristischen Linie erfolgte durch einfache lineare Interpolation zwischen zwei reinen Untergrundfenstern. Für die 9 Hauptelemente (ohne Sauerstoff) wurden die I/B-Werte bezogen auf die Summe aller I/B-Werte über der äquidistant eingeteilten Abszisse aufgetragen. Die gewählte Darstellung impliziert einen für alle Einzelmessungen konstanten Sauerstoffanteil.

Es ergab sich für alle Proben eine ähnliche Zusammensetzung (Abb.3); in den Böden vielleicht Abnahme von Ca und S (bei Zunahme von Mn) im tieferen Oberboden und von Mn im tieferen Unterboden. Daß teilweise mehr Al als Si vorkommt, kann schon durch geringe Verwitterung bedingt sein, wie die unverwitterten Proben von Wallertheim und Böckingen zeigen. Gering verändert sind die Gläser im Grundwasserbereich; bei Seibranz könnte S angereichert sein.

Ti nimmt vom Mainzer Becken zum Kraichgau stark und von dort zum südöstlichen Oberschwaben deutlich ab. Das könnte ein Hinweis auf die Ausbreitungsrichtung sein. Da zudem die Orte mit höchster Streudichte und maximalem Durchmesser der Partikel etwa auf einer Achse SSO-NNW liegen, in deren Verlängerung sich das Vulkangebiet der Osteifel befindet, liegt es nahe, eine Herkunft der Gläser von dorthier anzunehmen. Eine Zuordnung zu den dortigen Ausbruchphasen aufgrund des Mineralbestandes scheidet daran, daß die Gläser keinerlei Kristallreste oder -neubildungen enthalten. Deren homogene Elementverteilung wurde mit Ca und Fe geprüft (Abb. 4); letzteres ist lediglich bei Konkretionsbil-

dung an Rissen etwas angereichert.

Die weiträumige Erhaltung der Gläser beruht auf ihrer Einschaltung in eine mehrphasige Lössanwehung, die nicht nur z.B. in Wallertheim, sondern auch in den süddeutschen fossilen Schwarzerden wie in Steinheim/Murr (Bleich 1983) als Schichtung erkennbar ist (Abb. 5), vor allem an dem parallelen Kurvenverlauf von $Ti:Zr$, K_t und Fe_t . Ob die Gläser darin (II f A_h der Abb.) bioturbat verteilt wurden, ist nicht geprüft. Ihre Bedeutung für bodengenetische Untersuchungen liegt darin, daß nun der Anteil jungpleistozänen Lösses von Böden in verschiedenen Landschaften (und eine Beteiligung vorverwitterten älteren Lösses am Unterboden) leicht ermittelt werden kann. Daraus ergaben sich Konsequenzen für die Deutung der Bodenbildungsintensität in den verglichenen Landschaften.

Dank: Da das Untersuchungsmaterial im Rahmen eines von der DFG geförderten Forschungsvorhabens zutage kam, sei dieser auch hier für ihre finanzielle Unterstützung gedankt. Herrn Prof. Dr. B. Frenzel vom Institut für Botanik danken wir für die verständnisvolle Überlassung von Bohrproben aus Oberschwaben sowie für Diskussionsbemerkungen, und Herrn Prof. Dr. H. Seiler vom Institut für Physik für die freundliche Bereitstellung der Apparatur.

Literatur:

- Averdieck, F.R.: Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein. *Fundamenta* 2, 1967, S. 101-125.
- Bleich, K.E.: Geschichte der eiszeitlichen Böden. In: *Urgeschichte in Baden-Württemberg*, Hj. Müller-Beck, ed., Stuttgart 1983, 65-89.
- Frenzel, B.: Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere" vom 5.-13. Sept. 1976; vervielfältigt von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bonn-Bad Godesberg, 1978.
- Small, J.A., K.F.J. Heinrich, D.E. Newbury, R.L. Myklebust, C.E. Fiori: Procedure for the quantitative Analysis of Single Particles with the Electron Probe. NBS Spec. Publ. 533, K.F. Heinrich ed., 1980, 29-38.
- Statham P. and Pawley J.: A New Method for Particle X-ray Micro-analysis Based on Peak Background Measurements. *Scanning Electron Microsc. I*, 1978, 469-478.
- Woillard G.: Grande Pile Peat Bog: A Continuous Pollen Record for the last 140000 Years. *Quaternary Research* 9, 1978, 1-21.

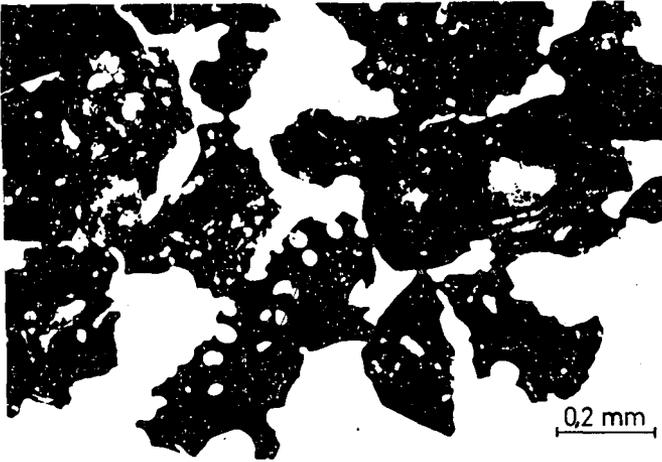


Abb. 1 Gläser aus dem Löß bei Echterdingen/Filder



a)

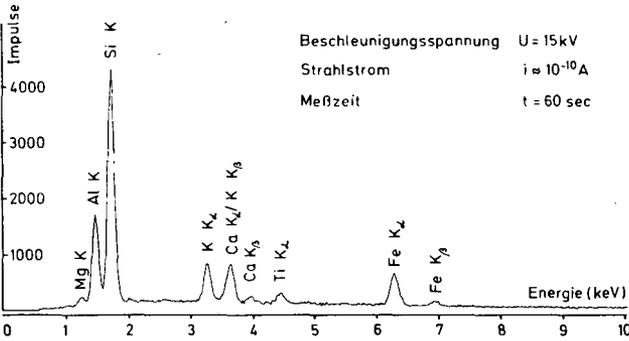
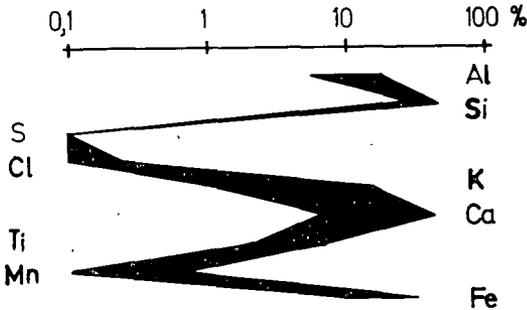


Abb. 2 Energiedispersives Röntgenspektrum eines Tuffpartikels vom Bausenberg, darunter als relative Elementkonzentration gezeichnet (mehrere Messungen)



b)

100µm



c)

Abb. 4 Schliffpräparat eines Partikels vom Harthäuser Wald, Rasterelektronenmikroskop-Aufnahme (a), Elementverteilungsbilder von Ca(b) und Fe(c)

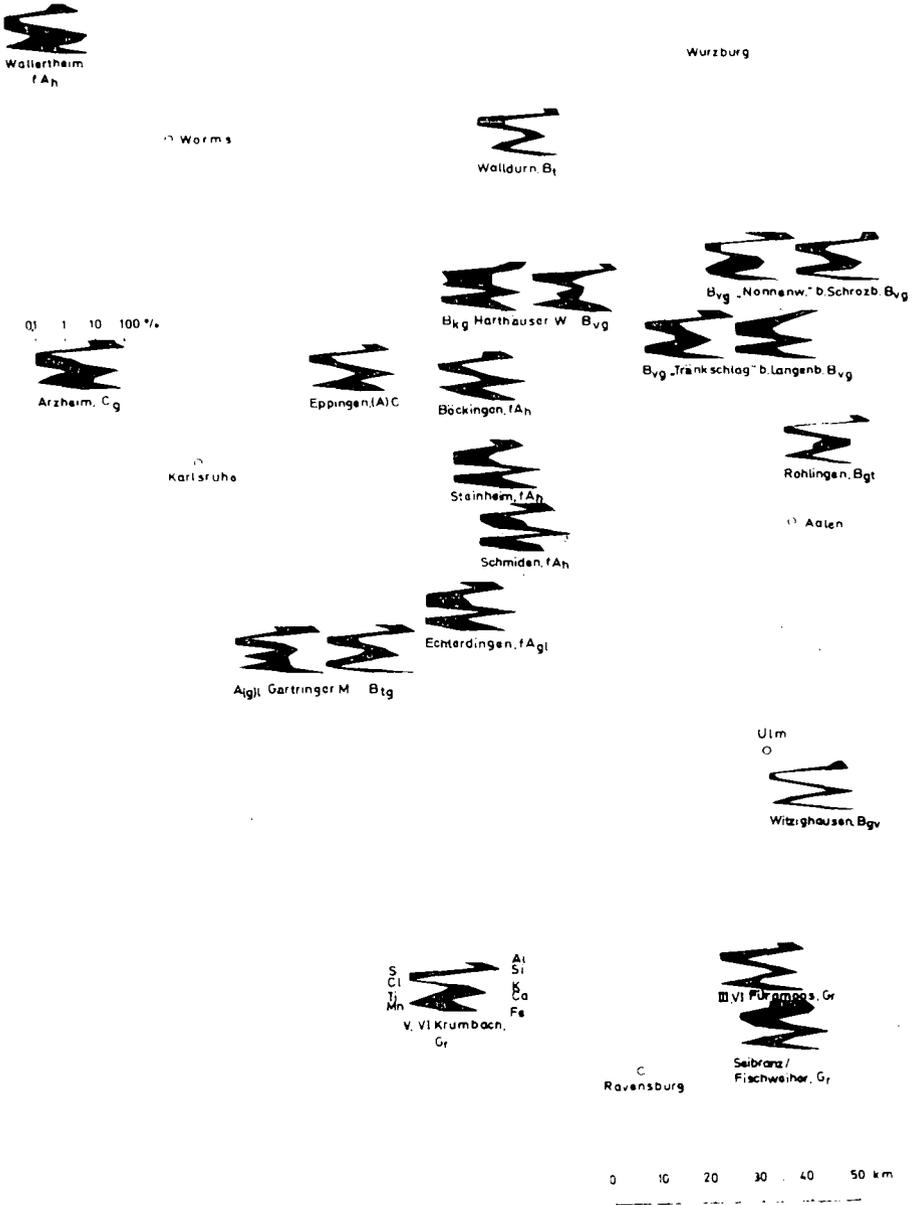


Abb. 3 Relative Elementkonzentrationen und deren Streubreite in den Glaspartikeln

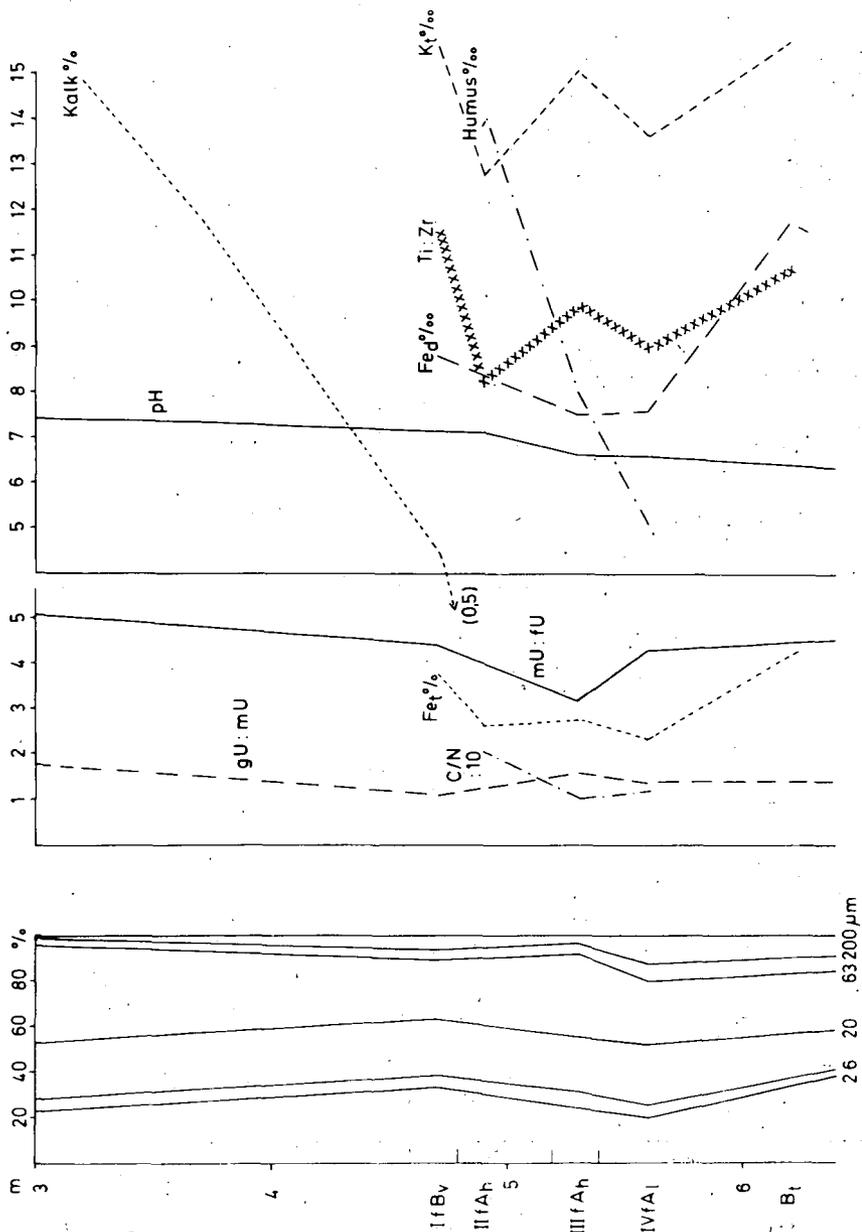


Abb. 5 Analysendaten der gläserführenden Schwarzerde II f A_h von Steinheim/Murr und ihrer benachbarten Horizonte.

Entstehung, Klassifikation und Bewertung
von Böden einer Toposequenz vom Troodos-
Massiv nach Nicosia/Zypern

von

Boje-Klein, G.[†]

Im Rahmen meiner Dissertation habe ich auf der Grundlage einer Toposequenz vom Troodos-Massiv nach Nicosia die typischen Böden auf den verschiedenen geologischen Formationen bzw. Gesteinsgruppen untersucht. Im Verlauf der ausgewählten Profilstrecke treten in Kombination vielfältige Unterschiede in Bezug auf Höhenlage, Geländeform, Art und Alter der Ausgangsgesteine, klimatische Bedingungen, Vegetation und Nutzungsarten auf.

Ausgangspunkt der Untersuchung war die deutliche Diskrepanz zwischen der geologischen Karte (i. M. 1:250.000) und der FAO-Bodenkarte (i. M. 1:200.000). Die dem differenzierten Gesteinsaufbau der Insel entsprechende Vielfalt von Böden kommt in der Bodenkarte nicht zum Ausdruck; sie zeigt nur rd. halb so viele Bodeneinheiten (sub units) wie geologische Formationen bzw. Gesteinsgruppen vorhanden sind. Die Bodentypen greifen unregelmäßig über die Grenzen der Gesteinseinheiten hinweg, insbesondere wird dadurch der konzentrische Bau der Gesteine des Troodos-Massivs verwischt.

Die Toposequenz hat ihren Anfangspunkt auf der höchsten Erhebung der Insel, dem Troodos-Gipfel mit 1952 m, verläuft auf einer rd. 57 km langen Strecke in generell nordöstlicher Richtung und endet bei Nicosia in 212 m Höhe.

Im Verlauf der Profilstrecke treten folgende Gesteinsgruppen auf: ultrabasische Gesteine, Gabbro, Granophyr, Diabas, Basal-

[†]Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nussallee 13

gruppe (enthält sowohl Diabas wie Kissenlava) und Kissenlava. Daran schließen sich die tertiären Formationen Lerkara Kreide, Pakhna Kalkmergel und Nicosia Mergel an. Den Abschluß bilden pleistozäne Fanglomerate und holozänes Alluvium.

Die FAO-Bodenkarte zeigt im Troodos-Bereich eutric Lithosol, eutric Regosol und eutric Cambisol (dieser überwiegend in lithic phase, d. h. geringmächtiger als 50 cm) in unregelmäßiger Verbreitung. Für die Zone der Carbonatgesteine am Gebirgsrand ist calcaric Lithosol angegeben. Zum Zentrum der Mesaoria hin sollen calcaric Regosol und vertic Cambisol, insbesondere entlang des Flusses Pedhieos, die vorherrschenden Bodentypen sein.

Geomorphologisch ist die Toposequenz in drei Teile zu gliedern: Das Troodos-Massiv ist ein schroffes Hochgebirge mit steilen Hängen und tief eingeschnittenen Tälern. Am Gebirgsfuß ist eine Hügellandschaft ausgeprägt, die in jeder Beziehung eine Übergangszone darstellt. Die Mesaoria-Ebene weist Flächen unterschiedlichen Niveaus auf.

Das Klima ist typisch mediterran (Winterregengebiet). Die Niederschlagsmengen variieren stark. So erhält der Troodos-Gipfel durchschnittlich 1166 mm jährlich und ist als Skigebiet bekannt. Dagegen fallen in Nicosia nur 323 mm Regen im Jahresdurchschnitt. Die Jahresmitteltemperatur steigt mit abnehmender Höhe von 9°C auf 19°C an.

Von der natürlichen Vegetation Zyperns sind nur Degradationsformen auf ungenutzten Flächen erhalten geblieben. Die Hochlagen des Troodos-Massivs sind erst in den letzten Jahrzehnten wieder aufgeforstet worden.

Im Troodos-Gebirge sind Obst- und Weinbau weit verbreitet. Die Mesaoria dagegen ist ein klassisches Getreidebau-Gebiet.

Die flächenmäßig größte Verbreitung haben Böden in steileren Hanglagen. Sie alle sind starker Erosion ausgesetzt und daher nur gering bis mäßig entwickelt. Dies gilt gleichermaßen für die Böden entlang der Täler des Troodos-Massivs, an den Flanken der Hügel am Gebirgsrand und an den Hängen zwischen den Flächen unterschiedlichen Niveaus in der Mesaoria-Ebene. Im Hangbereich liegen flach- bis mittelgründige, als Kolluvien auch tiefgründige, aber wenig differenzierte Böden vor.

Sie sind humusarm und meist stark steinig. Die unterschiedlichen Verwitterungsarten der Ausgangsgesteine kommen in der Bodentextur zum Ausdruck: Im Troodos-Gebiet sind sandig-lehmige, im Mesaoria-Bereich hingegen lehmig-tonige Bodenarten vorherrschend. Die Böden sind in unterschiedlichem Maße verbraunt. Am deutlichsten macht sich der Einfluß der Ausgangsgesteine beim Carbonatgehalt bemerkbar. Während die Böden aus basischen Magmatiten carbonatfrei sind und ihre pH-Werte im Bereich 6 bis 7 liegen, weisen die Böden der Mesaoria-Region bei pH-Werten von 7 bis 8 unterschiedlich hohe Carbonatgehalte entsprechend der Carbonatgehalte ihrer Ausgangsgesteine auf. Die Carbonate nehmen gewöhnlich einen Teil der Tonfraktion ein. Im Tonmineralbestand überwiegen bei allen Böden 3-Schicht-Tonminerale, während 2-Schicht-Tonminerale untergeordnet vertreten sind. Insgesamt liegt die Kationenaustauschkapazität bei diesen Böden im Bereich gering bis mittel.

Die Klassifikation der Böden wurde sowohl nach dem FAO-System mit zypriotischer Untergliederung wie auch nach Soil Taxonomy bis auf family-level vorgenommen.

Entsprechend der FAO-Klassifikation sind die Böden aus Festgestein den Einheiten Lithosol und "Ranker" zuzuordnen. Zwar ist für Lithosol keine Untergliederung in sub units vorgesehen, doch wird von den Zyprioten zweckmäßigerweise zwischen eutric Lithosol (aus basisch-magmatischem Ausgangsgestein) und calcare Lithosol (aus carbonathaltigem/carbonatischem Ausgangsmaterial) unterschieden.

Wo die Bodenmächtigkeit den Lithosol-Bereich (d. h. 10 cm Mächtigkeit) überschreitet, müßte der Boden als Ranker bezeichnet werden. Dem steht entgegen, daß der Begriff Ranker in der FAO-Klassifikation eindeutig als basenarmer Boden (mit umbric A-Horizont, d. h. einer Basensättigung geringer als 50 % nach der Ammoniumacetat-Methode) festgelegt worden ist. Hier wäre eine Erweiterung des Konzepts um eine basenreiche Variante, z. B. "eutric Ranker", dringend erforderlich. Die Bodengesellschaft einer jeden Gesteinsgruppe des Troodos-Komplexes setzt sich aus eutric Lithosol, "eutric Ranker", eutric Regosol und eutric Cambisol zusammen, die zumeist in kleinräumigem Wechsel auftreten. Die Verbreitung des jewei-

ligen Hauptbodentyps ist direkt reliefabhängig.

Die Böden aus Carbonatgesteinen und carbonathaltigen Sedimentgesteinen sind entsprechend als calcaric Lithosol, calcaric Regosol und calcaric Cambisol zu bezeichnen. Die Frage nach einem "calcaric Ranker" stellte sich hier nicht, da die betreffenden Ausgangsgesteine wenig verfestigt sind. Der Bodentyp der Rendzina ist wegen Armut an organischer Substanz nicht entwickelt. Ein calcaric Cambisol kommt wiederum in der FAO-Klassifikation nicht vor, ist jedoch fester Bestandteil der zypriotischen Bodenkartierung.

Wo durch eine ältere, ebene Fläche optimale Voraussetzungen gegeben sind, ist die Bodenentwicklung wesentlich weiter fortgeschritten. Im Bereich der Mesaoria hat sich aus der Fanglomeratdecke (Gesteinsmaterial zu 90 % aus dem Troodos-Massiv, mit 10 % Carbonat zementiert) ein tiefgründiger, deutlich differenzierter Boden gebildet. Der Oberboden ist rotbraun gefärbt und humusarm. Die Textur ist insgesamt tonig. Das für Böden des Mediterranklimas typische Ton-Maximum im B-Horizont ist deutlich ausgeprägt. Der B-Horizont ist sehr kompakt und zeigt keinerlei Ribildung. Unter den Tonmineralen ist Smectit stark dominant. Die Kationenaustauschkapazität ist dementsprechend sehr hoch. Es ist ein geringer Carbonatgehalt festzustellen. Dieser Boden ist als chromic Cambisol zu klassifizieren und entspricht im wesentlichen dem zonalen Bodentyp des roten tonigen Mediterranbodens.

Im Bereich der jüngsten ebenen Fläche, den alluvialen Sedimenten in Flußnähe, ist keine sekundäre autochthone Bodenbildung zu erkennen. Die dortigen Böden bestehen aus dem Bodenabtrag höher gelegener Gebiete und vereinigen deren Merkmale. Sie sind nach dem FAO-System als calcaric Fluvisols zu bezeichnen.

Der Einfluß der Ausgangsgesteine auf die Bodenbildung ist vom optischen Eindruck her sehr deutlich. Besonders die Böden im Mesaoria-Bereich sind aufgrund ihrer Farbe eindeutig den jeweiligen geologischen Formationen zuzuordnen. Diese auffäl-

lige Beziehung, die auch für weitere Merkmale und Eigenschaften besteht, wird jedoch erst auf der Stufe der zypriotischen Untergliederung der FAO-Klassifikation berücksichtigt. Auf der sub unit Stufe führen weder die relativ geringen Gesteinsunterschiede zwischen den basischen Magmatiten noch die unterschiedlichen Carbonatgehalte der Sedimentgesteine zu einer weitergehenden Differenzierung. Der unterschiedliche Grad der Differenzierung hat zur Folge, daß einer Vielzahl geologischer Einheiten eine kleinere Zahl von Bodentypen gegenübersteht. Insofern und unter Berücksichtigung des kleinen Maßstabs ist die Darstellung der FAO-Bodenkarte angemessen. Im Bereich des unteren Teils der Toposequenz liegt inzwischen eine völlig neu bearbeitete, regionale Bodenkarte vor.

In der Pitsilia-Region im Troodos-Gebirge im oberen Teil der Toposequenz wird ein Entwicklungsprojekt durchgeführt, um der fortschreitenden Landflucht der Bevölkerung entgegen zu wirken. Dieses Ziel soll durch die Erschließung neuer Anbaumöglichkeiten durch weiträumige Terrassierungen des Geländes und teilweise Bewässerung sowie durch begleitende Maßnahmen erreicht werden.

Die Bodenbewertung ist eine Hochrechnung der Bodenprofilaten aus diesem Gebiet. Dabei wurde das Parametersystem nach Verheye (1973) verwandt. Die Bewertung bezieht sich auf die Pflanzengruppen Kartoffeln & Gemüse einerseits und Baumkulturen wie Obst-, Oliven-, Zitrus- und Mandelbäume andererseits. Im Rahmen der Bewertungsskala, die von 0 bis 100 reicht, liegen die Werte für die aktuelle Nutzungseignung zwischen 4 und 44. Die durch Terrassierung stark gesteigerte potentielle Nutzungseignung weist Werte im Bereich von 41 bis 93 auf. Bei der Bewertung treten keine nennenswerten Unterschiede zwischen den Böden verschiedener Ausgangsgesteine auf. Dagegen macht sich jedoch die unterschiedlich weit fortgeschrittene Bodenentwicklung bemerkbar. Die Standortverhältnisse sind generell für Baumkulturen etwas vorteilhafter. Abschließend läßt sich feststellen, daß durch die Terrassierung die gegenwärtig meist schlecht nutzbaren zu meist mittleren, in Ausnahmefällen gut geeigneten Böden aufgewertet werden.

Literatur:

Pantaris, T.M.: An Outline of the Geology and Geomorphology of Cyprus. -In: Geographical Chronicles, Vol. I, NO. 1, Nicosia 1971.

Pitsilia Integrated Rural Development Project. -Ministry of Agriculture and Natural Resources, Nicosia 1977.

Report of the Soils and Plant Nutrition Section (for the years 1973-76) by G.C. Grivas. -Ministry of Agriculture and Natural Resources, Department of Agriculture, Nicosia 1977.

Verheye, W.: Formation, Classification and Land Evaluation of Soils in the Mediterranean Area. -Gent 1973.

Karten:

Geological Map of Cyprus 1:250.000, Geological Survey Dept., Hrsg.: Government of Cyprus, Cyprus 1979.

Soil Map of Cyprus 1:200.000, Section of Soils and Plant Nutrition, Ministry of Agriculture and Natural Resources, Nicosia 1970.

Soil Series 1:25.000, sheet Lakatamia, Soil Section, Department of Agriculture, Ministry of Agriculture and Natural Resources, Nicosia 1972.



Faktoren der spektralen Remission von Bodenoberflächen
und ihre Nutzbarkeit für die Bodenkartierung

von
Cordsen, E., J. Lamp und V. Wittje⁺

1. Einleitung

Im Gegensatz zur Luftbildanalyse, bei der auch Reliefeindrücke vom geübten Interpret morphogenetisch ausgewertet werden (Jakob et al., 1981), stehen bei modernen Verfahren der quantitativen Fernerkundung die multispektralen Eigenschaften der Bodenoberfläche im Vordergrund. Die Vorzüge dieser Methoden haben sich bei Erkundungen in den USA und anderen Ländern gezeigt, wo großflächig mit der digitalen Auswertung von Satellitenbildern gearbeitet wird. Von Interesse ist die Frage der Übertragbarkeit auf unsere kleinräumigen, intensiv kultivierten Landschaften, die mit Hilfe von Flugzeugmeßprogrammen der Deutschen Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DFVLR) in jung- und mittelpleistozänen Gebieten Schleswig-Holsteins untersucht wurde. Zusätzlich wurden Grundlagen über die spektralen Eigenschaften von Böden an Proben im Labor erarbeitet.

2. Messung der spektralen Remission

Zur Remissionsmessung im Labor wurden Multispektral-Photometer eingesetzt, die diskret an ausgewählten Punkten oder kontinuierlich im Wellenlängenbereich von 0.25 bis 0.74 bzw. 1.4 μm die Reflektion einer synthetischen Lichtquelle relativ zu einem Bariumsulfat-Weißstandard mit einer Photozelle erfassen. Die bestrahlte, leicht geglättete Bodenprobe remittiert je nach ihrer Beschaffenheit nur bestimmte Anteile des einfallenden Lichtes ($\% R_{\lambda}$).

Flächendeckende Messungen werden mit Methoden der Fernerkundung durchgeführt, für die Satelliten oder Meßflugzeuge als Plattformen mit Multispektral-Scannern ausgerüstet sind. Diese tasten die Bodenoberfläche rastermäßig mit unterschiedlicher Grundauflösung (Pixel) ab. Der im Meßflugzeug der DFVLR verwendete Bendix-Scanner ist mit elf Meßkanälen ausgestattet, die die Intensität der elektromagnetischen Rückstrahlung im Vergleich zu internen Standards (Schwarzkörper) messen

⁺ Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der
Christian-Albrechts-Universität Kiel,
Olshausenstr. 40, Haus S 20 a, 2300 Kiel 1

und auf Magnetbändern zwischenspeichern. Der Meßbereich beginnt bei 0.4 μm und reicht über das Sichtbare, nahe und mittlere bis zum thermischen Infrarot bei 12 μm . Von Landsat-Satellitendaten Schleswig-Holsteins kamen alle vier Kanäle (0.4 bis 1.1 μm) zur Auswertung (s.a. Jakob et al., 1982).

3. Bodenfaktoren der Remission

Faktoren, die die spektrale Remission von Bodenoberflächen beeinflussen, lassen sich in konstante, die sich im Zeitablauf nicht oder kaum ändern, und in variable Faktoren unterscheiden. Zu den konstanten Faktoren zählen die Gehalte und die Beschaffenheit der organischen Substanz und der Eisenoxide, die sich als Farbpigmente auf der Bodenmatrix ausbilden, sowie die Körnung und der sonstige Mineralbestand. Wassergehalt und -spannung sowie Rauigkeit und Gefüge der Bodenoberfläche ändern sich im Zeitablauf, insbesondere durch Kulturmaßnahmen häufig. Im weiteren soll nur der herausragende Einfluß der organischen Substanz als wichtigstem Faktor der Oberflächenfarbe beschrieben werden. Seine Bedeutung als dominierendes Farbpigment an der Bodenoberfläche wird dadurch verstärkt, daß eine große Anzahl anderer Faktoren, z.B. Wassergehalt und Gefüge, in enger Beziehung zu Änderungen seines Gehaltes stehen.

4. Remissionseinfluß der organischen Substanz

4.1 Labormessungen

Grundsätzlich fallen die Remissionswerte mit steigendem Gehalt an organischer Substanz. Dies zeigt sich an Probenreihen, die einen steigenden Gehalt an organischer Substanz aufweisen, wie auch an Einzelproben, bei denen eine Zerstörung der organischen Substanz vorgenommen wurde. Daneben treten Interaktionen des Remissionseffektes zum Tongehalt auf, da wegen der hohen spezifischen Oberfläche von Bodenkolloiden ein erhöhter Tongehalt die remissionsmindernde Wirkung der organischen Substanz abschwächt, d.h. tonige Böden sind bei gleichen Gehalten an organischer Substanz heller als sandige Proben.

Bei humuserstörten Proben werden Remissionswerte von nahezu 50 % erreicht. Dieser Wert tritt als Grenzwert in Schätzggleichungen auf, die aus Remissionskurven sandig-lehmiger Proben Ostholsteins und sandiger Geestproben berechnet wurden (Abb. 1). Auf der Ordinate ist die prozentuale Remission bei der optimalen Wellenlänge 0.7 μm aufgetragen. Die Gehalte an organischer Substanz stehen auf der Abszisse

In Ostholstein konzentriert sich die Masse der Probenpunkte auf den Bereich zwischen 0 und 10 % organischer Substanz, da hier Ackernutzung vorherrscht. Ledig-

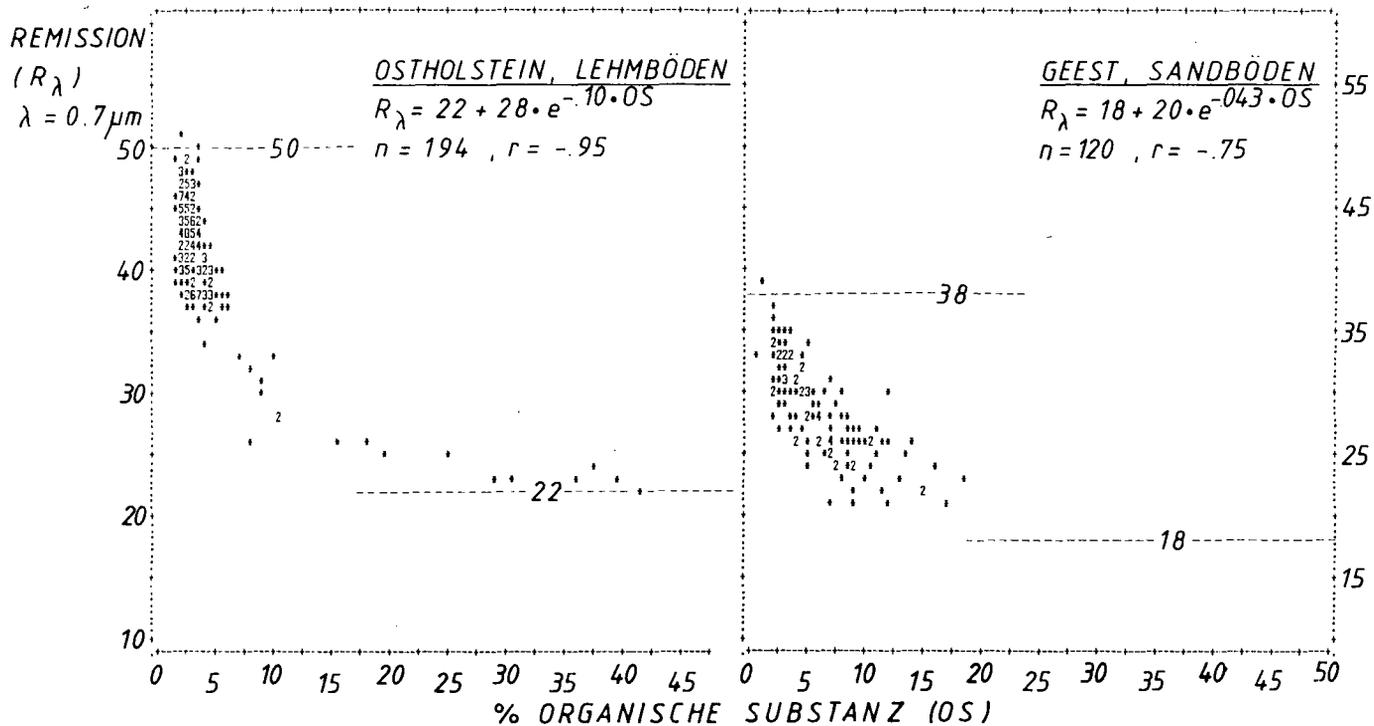


Abb. 1: Laboranalytische Remission (R_λ) von Oberbodenproben in Abhängigkeit vom Gehalt an organischer Substanz

lich in den Senkenbereichen dieses Gebietes hat sich organische Substanz so akkumuliert, daß Werte bis zu 42 % auftraten. Das rechte Diagramm läßt höhere Gehalte an organischer Substanz in Oberböden der Geest erkennen, die in einem Bereich zwischen 0 und 20 % liegen und die vermehrte Grünlandnutzung in diesem Gebiet anzeigen. Erhöhte Gehalte an organischer Substanz vermindern die Remission gesetzmäßig. Die allgemein höher liegenden Remissionswerte der lehmigen Proben Ostholsteins im Vergleich zu den Geestproben sind auf den o.a. Körnungseffekt zurückzuführen. Darauf kann auch die Obergrenze zurückzuführen sein, der sich die Werte der Remission annähern. Sie liegt bei den Geestproben mit 38 % niedriger als bei den ostholsteinischen Proben (50 %).

Durch Regressionsberechnungen wurde als unterer Grenzwert für die Ostholstein-Proben $R_\lambda = 22\%$ und als oberer $R_\lambda = 50\%$ ermittelt. Innerhalb dieser Spanne nimmt mit zunehmendem Gehalt an organischer Substanz die Remission entsprechend dem Gesetz vom abnehmenden Ertragszuwachs logarithmisch ab, so daß die Gleichung $R_\lambda = 22 + 28 \times e^{-0.10 \times OS}$ bei einer Korrelation von $r = -0.95$ gilt (s.a. Vinogradov, 1981).

Für die Sandböden der Geest lautet die Schätzgleichung

$R_\lambda = 18 + 20 \times e^{-0.043 \times OS}$. Basiswert ist hier $R_\lambda = 18\%$. Der Korrelationskoeffizient beträgt -0.75 .

4.2 Flugzeugmessungen

Zur Übertragung der Ergebnisse aus den Laboruntersuchungen in das Gelände sind Befliegungen mit Hilfe der DFVLR über Testgebieten in Ostholstein und in der Geest im Herbst 1979 und Frühjahr 1980 durchgeführt worden. Auch hier ergeben sich für unterschiedliche Bodeneinheiten charakteristische spektrale Signaturen insbesondere im roten und infraroten Bereich. Der Hauptteil der Effekte ist im engen Zusammenhang mit den Gehalten der Oberflächen an organischer Substanz zu sehen.

Unbedeckte Lehmböden im Gebiet von Preetz/Ostholstein remittieren am stärksten im erodierten Kuppenbereich, der an organischer Substanz verarmt ist (1 bis 2 %) und oft Bt-Horizonte gekappter Parabraunerden an der Oberfläche anstehen hat (Abb. 2). Weniger stark ausgeprägt ist die Remission im kolluvialen Hangbereich, was unter anderem auf höhere Gehalte an organischer Substanz (2 bis 4 %) schließen läßt. Eine Bodenbearbeitung durch Pflügen senkt die Remission weiter, da sich Feuchte und Rauigkeit der Bodenoberfläche erhöhen. Durch das Aufbrechen der Krume erscheinen frische Aggregate an der Oberfläche, die die Bodenoberfläche dunkler erscheinen lassen. Die geringsten Remissionswerte sind in den Senkenbe-

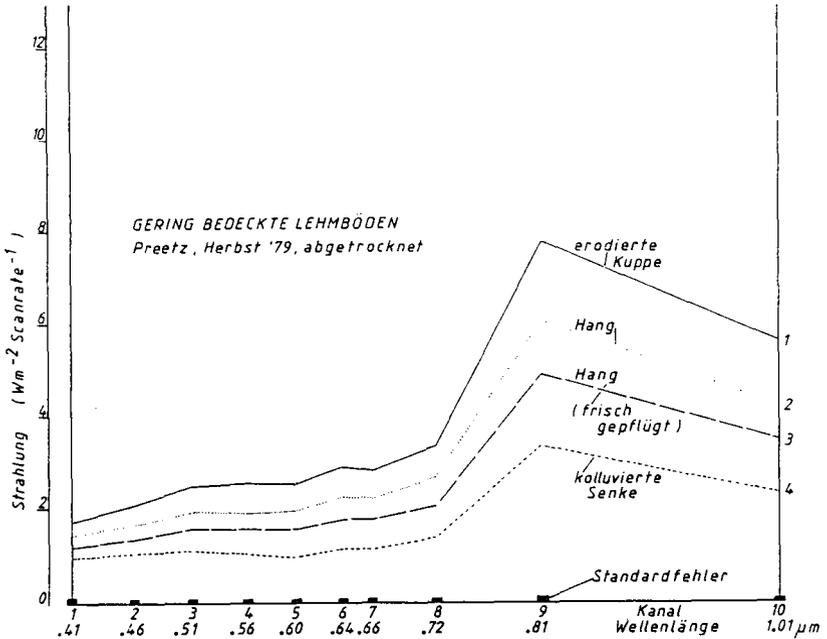


Abb. 2

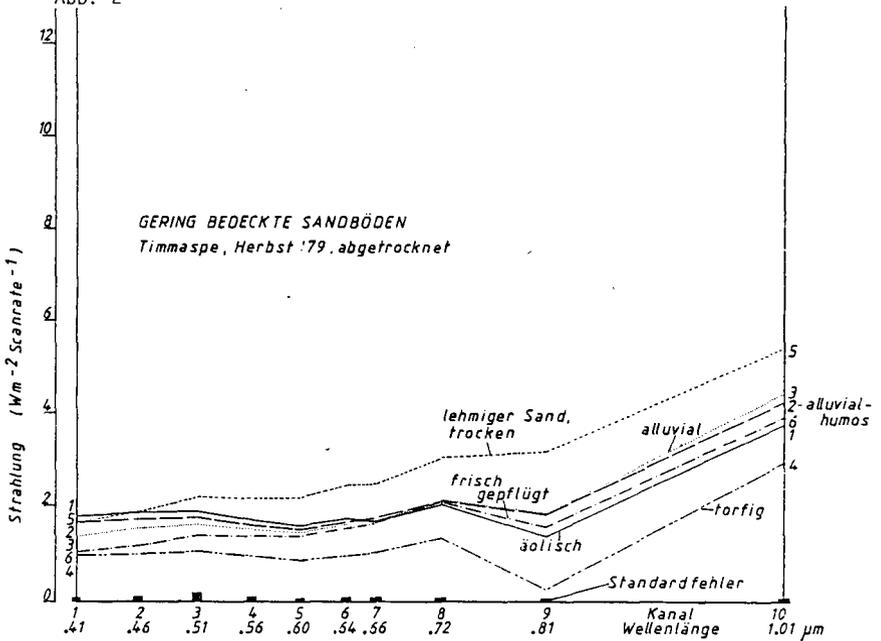


Abb. 3

Abb. 2/3: Flugzeuggemessene Rückstrahlung von Oberflächen ausgewählter Bodenareale in Schleswig-Holstein

reichen zu finden, wo eine Akkumulation organischen Materials oft 10 % überschreitet.

Für den Geest-Bereich lassen sich die Laboregebnisse im Vergleich zu den Ostholstein-Proben auch sehr gut auf die Fernerkundung übertragen (Abb 3). Wie zu erwarten, liegen die Remissionen hier schon wegen des Körnungseinflusses insgesamt einige Stufen niedriger. Dabei liegen die Remissionswerte trockener lehmiger Sande noch über denen mit höheren Gehalten an organischer Substanz. Frisch gepflügte Flächen dunkeln auch in diesem Gebiet stark nach im Vergleich zu unbearbeiteten Flächen. Die niedrigsten Remissionswerte sind für torfige Substrate festgestellt worden.

5. Bildbeispiele aus Flugzeugauswertungen

Digital ausgewertete Farbaufnahmen des Multispektral-Scanners der Testgebiete können hier leider nicht dargestellt werden. Es zeigen sich deutliche Bodensignaturen, die durch Kulturmaßnahmen und variierende Bedeckungsgrade der Pflanzen überlagert werden. Eine quantitative Schätzung der organischen Substanz ist deshalb nur unter optimalen Bedingungen und mit fortgeschrittenen multitemporalen und -spektralen Auswertungen möglich.

6. Literatur

- AL-ABBAS, A.H., SWAIN, P.H. and BAUMGARDNER, M.F : Relating organic matter and clay content to the multispectral radiance of soils. *Soil Sci.* 114, 477-485, 1972.
- JAKOB, J., LAMP, J. und SCHROEDER, D.: Möglichkeiten und Grenzen der Bodenfernerkundung in Norddeutschen Kulturlandschaften. *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 32, 731-744, 1981.
- JAKOB, J., LAMP, J. and LEHNER, M.: Computer-aided soil evaluation methods on Landsat-images in cultured landscapes. *Internat. Archives of ISPRS*, Vol. 24-VII/1, 397-405, 1982.
- VINOGRADOV, B.V.: Remote sensing of the humus content of soils. *Sov. Soil Sci.* 13, 103-113, 1981.

Die Böden auf Trias-Gesteinen

im ostwestfälischen Hügelland

von

Dahm-Arens, H. *)

Das ostwestfälische Hügelland wird im wesentlichen von den Ablagerungen der Trias eingenommen, die in relativ ungestörter und fast horizontaler Lage anstehen. Im Ost- und Südteil tritt der Buntsandstein großflächig zutage. Er grenzt im Süden an die hessische Senke mit ebenfalls Buntsandstein und im Osten an das Buntsandsteingewölbe des Solling und des Reinhardtswaldes, das seinerseits vom Leinetalgraben begrenzt wird. Im Westen sind der gesamte Muschelkalk sowie der Untere, der Mittlere und z.T. der Obere Keuper verbreitet. Den Westrand selbst bildet der tektonisch geprägte Teutoburger Wald, der aus den ihm östlich vorgelagerten Keupergräben bis zu 200 m Höhenunterschied fast unvermittelt ansteigt. Im Top lagern diskordant unterkretazische Sedimente der westlich anschließenden Kreidemulde auf den jüngsten triassischen Gesteinen. Im Norden und Nordwesten sind es jurassische Sedimente, die - steil gestellt im Weser- und Wiehengebirge - das ostwestfälische Hügelland mit der Vorherrschaft der Trias-Gesteine abgrenzen.

Im Tertiär war das Gebiet weitgehend Festland. Nur an wenigen Stellen sind Tertiärsedimente nachgewiesen worden, die z.T. marin, vorwiegend aber festländisch abgelagert worden sind, z.B. mit geringmächtigen miozänen Braunkohlenflözen. Im Pleistozän gehörte der größere Teil zum Periglazialgebiet. Die Wirksamkeit des Periglazialklimas beschränkte sich nicht nur auf den Löß, der ehemals das ostwestfälische Hügelland als geschlossene Decke überzogen hat, sie erfaßte vor allem die durch tiefreichende Verwitterung während der langen Festlandszeiten entstandenen feinerdereichen Decken. Dadurch wurden die Hochflächen - es handelt sich meist

*) Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195
4150 Krefeld

um Relikte tertiärzeitlicher Kappungsflächen - weitgehend entblößt und die Gesteine wurden herauspräpariert. Sie stehen in diesen Positionen heute fast überall bis zur Oberfläche an, wobei die große Vielfalt der Trias-Gesteine durch die wechselnde petrographische Zusammensetzung den entscheidenden Faktor für die unterschiedliche Bodenbildung und die differenzierte Geländegestaltung ausübt.

Das ostwestfälische Hügelland ist in den letzten Jahren vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen geologisch und bodenkundlich bevorzugt untersucht worden. Die Ergebnisse sind in Karten verschiedener Maßstäbe festgehalten, von denen ein Teil im Druck erschienen ist, z.B. die geologische Karte 1 : 100 000 Blatt C 4318 Paderborn (DAHM et al. 1979) sowie Blatt CC 4718 Kassel (MOTZKA et al. 1979). Letztere wurde in Zusammenarbeit mit den angrenzenden Ländern Hessen und Niedersachsen herausgegeben. Als Bodenkarte 1 : 50 000 ist zunächst das Blatt L 4320 Bad Driburg (DAHM-ARENS 1979) in der Konzeption der Geologischen Landesämter der Bundesrepublik Deutschland erschienen.

An Hand der Bodenkarte Bad Driburg, die im Kernbereich der ostwestfälischen Trias gelegen ist und somit als repräsentativ für das Gebiet gilt, werden die typischen Böden im Verband mit den stratigraphischen, petrographischen und morphologischen Gegebenheiten beschrieben, wobei die Abhängigkeit vom geologischen Substrat unmittelbar deutlich wird. Die jüngsten Schichten der Trias, der Obere und Mittlere Keuper, sind im Blattgebiet nur in den tektonisch bedingten Senken im Westen erhalten geblieben. Es handelt sich dabei vor allem um Sandsteine des Oberen Keupers, den Rhätquarzit, auf denen sich mittelgründige basenarme Braunerden und in exponierten Lagen Syrosem-Ranker entwickelt haben; ferner um Ton- und Mergelsteine des Mittleren Keupers, insbesondere des Gipskeupers und des Steinmergelkeupers, auf denen mittelgründige basenreiche Braunerden mit Tendenz zu Pelosol-Braunerden vorherrschend sind. Die Höhen innerhalb des Blattes - ca. NN +350 m - werden von silikatischen Sandsteinen des Unteren Keupers eingenommen. Es haben sich mittelgründige basenarme Braunerden aus stark sandigem Lehm mit hohem Steinanteil entwickelt. Darauf folgen, in fast ebener Hochflächenlage, die kalkhaltigen Ceratitenschichten des Oberen Muschelkalkes, auf denen sich ebenfalls

mittelgründige Braunerden entwickelt haben, aber basenreich und mit wesentlich höherem Tongehalt, der im Durchschnitt 30 % beträgt. Es schließen sich - als deutlicher Geländeknick und stets in Steilhanglage - die extrem harten Trochitenkalke des Oberen Muschelkalkes an. Es sind hochprozentige Kalke mit bis zu 95 % CaCO_3 und dementsprechend minimalem Lösungsrückstand. Sie tragen Böden geringer Entwicklungstiefe oder auch stattgehabter Erosion, die kaum über das Stadium der Rendzina hinausgekommen sind. Darauf folgt wieder eine Einebnungsfläche mit weicherem Kalkmergelstein des Mittleren Muschelkalkes, auf der sich mittel- bis tiefgründige basenreiche Braunerden entwickelt haben. Durch Gips- und Steinsalzauslaugungen treten lokal Dolinen auf, die vielfach mit Oberflächenwasser gefüllt sind. Die Böden auf Mittlerem Muschelkalk werden fast ausschließlich ackerbaulich genutzt. Die Grenze zum Unteren Muschelkalk ist auch Nutzungsgrenze Acker gegen Wald. Der Untere Muschelkalk verfügt über festeren Kalkstein und läßt stets stärkere Geländeneigungen erkennen, vor allem die drei zwischengeschalteten harten Bänke im Wellenkalk, die schroffe Geländekanten bilden und dieser Landschaft mit ihr reizvolles Aussehen verleihen. Flachgründige Rendzinen und mittelgründige basenreiche Braunerden sind die bestimmenden Bodentypen. Sie sind mit hohem Tongehalten und starkem Skelettanteil sowie sehr guten Humusformen ausgestattet. An der Basis des Muschelkalkes befindet sich der allmähliche Übergang in eine Einebnung mit roten und grauen Tonsteinen des Oberen Buntsandsteins. Die Böden haben sich zu mittel- bis tiefgründigen mäßig basenhaltigen Braunerden mit sehr hohem Tonanteil entwickelt, der im Mittel mehr als 40 % beträgt. Sie nehmen auf Grund der leichteren Verwitterbarkeit des Gesteins Ausräumungszonen oder Senken hin, so daß der Einfluß von Staunässe trotz der intensiven Gesteinsfarben vielerorts erkennbar ist. Übergänge zu Pseudogleyen sind häufig, die stellenweise als Pelosol-Pseudogleye anzusprechen sind. Der Mittlere Buntsandstein mit seinen vier Großzyklen, in ihrer jeweiligen Wechsellagerung von Sandstein und Tonstein, steht nur im tektonisch stark gestörten Westen des Blattes Bad Driburg kleinflächig an. Es sind mürbe graurote Sandsteine mit mittelgründigen basenarmen Podsoln und Podsol-Braunerden, die forstlich genutzt werden. Der Untere Buntsandstein, gegliedert in drei Folgen, die je aus Ton-, Schluff- und Feinsandstein bestehen, ist im Blattgebiet nicht

aufgeschlossen. Er tritt auch außerhalb nur an wenigen Stellen bis an die Oberfläche und ist deshalb in diesem Landesteil von untergeordneter Bedeutung. Die Böden gehören in die Klasse der Braunerden.

Im Bereich der Unterhanglagen und der zahlreichen überwiegend tiefeingeschnittenen Bach- und Flußtäler sind die triassischen Gesteine von Fließerden unterschiedlicher Mächtigkeit bedeckt. Sie enthalten, vor allem in den oberflächennahen Horizonten, einen sehr hohen Lößlehmanteil. So liegt in fast allen dieser Geländeformationen ein dem typischen Löß ähnliches Korngemisch vor. Die Entwicklung ist durch Lessivierung gekennzeichnet zu deutlichen Parabraunerden, die bevorzugte Ackerstandorte sind. In den Tälern selbst haben sich unter dem Einfluß von Grundwasser und Hangwasser basenreiche semiterrestrische Böden entwickelt. Sie gehören im Bereich der Bäche und Sieks zu den Gleyen mit Übergang zu Braunerden. In den breiteren Flußtälern sind dagegen Braune Auenböden verbreitet. Sie bestehen in der Talau der Nethe, einem Nebenfluß der Weser - im Niveau von NN +100 m -, aus schluffigem Lehm in Mächtigkeiten von mehr als 2 m über kalkhaltigen Kiesen und Schottern mit dünnbankigen Sinterkalken. Landwirtschaftliche Nutzung, insbesondere als Grünland, ist vorherrschend.

Reste fossiler, vorwiegend tertiärzeitlicher Bodenbildungen - Plastosole auf den silikatischen Gesteinen und Terraè calcis auf den karbonatischen Gesteinen - sind kleinflüchtig nur in den vor der Erosion geschützten Lagen erhalten geblieben.

Die Böden im ostwestfälischen Hügelland lassen deutlich die Abhängigkeit von den physikalischen und chemischen Eigenschaften der Trias-Gesteine erkennen, die ihrerseits wieder die Formung des Reliefs sowie die Gestaltung und Nutzung der Landschaft mitbestimmen.

Literatur:

DAHM, H.-D., & DEUTLOFF, O., & KNAPP, G., & KOCH, M., & MICHEL, G., & SKUPIN, K. (1979): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Blatt C 4310 Paderborn, mit Erläuterungen. - Geol.L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld.

DAHM-ARENS, H. (1979): Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen
1 : 50 000, Blatt L 4320 Bad Driburg. - Geol.L.-Amt
Nordrh.-Westf., Krefeld.

MOTZKA, R., & HORN, M., & HINZE, C., & JORDAN, H., & LEPPER, J.,
& REUTER, G., & WALDECK, H., & DAHM, H.-D. (1979):
Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000 der Bundesre-
publik Deutschland, Blatt CC 4718 Kassel. - Bundesanst.
für Geowiss. und Rohstoffe, Hannover.



Zur Genese und Vergesellschaftung von Böden auf den Altdünen
der nördlichen Goz-Region im Sudan

von

Felix-Henningsen, P.⁺⁾

Morphologie und Sedimente Nord- und Zentralkordofans im Norden der Republik Sudan werden weitflächig von einem Altdünenkomplex -dem Goz- geprägt. Durch Pflanzenwuchs und Bodenbildung weitgehend immobilisiert, grenzt er als Trockensavanne südlich an die Sahara. Während sich mit der Morphogenese der sudanesischen Goz-Zone mehrere Arbeiten befassen (u.a. BORN 1965, WARREN 1970, MENSCHING 1979), liegen über die Böden dieses Gebietes bis auf einzelne Beschreibungen (u.a. SCHOKALSKAJA 1953, FINCK 1963) keine detaillierten Untersuchungen vor. Im beschreibenden Sinne wird meist von einem "typischen Goz-Boden" gesprochen. Mehrmonatige Geländeuntersuchungen des Verf. in der nördlichen Goz-Region in Umgebung der Ortschaft Umm Badr ($14^{\circ}10'N$, $28^{\circ}E$, s. Abb.1)

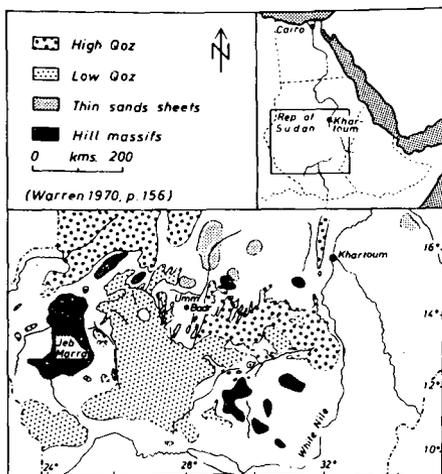


Abb. 1: Die Goz-Zone im Sudan u. Lage des Untersuchungsgebietes bei Umm Badr, 500 km WSW Khartoum.

⁺⁾ Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nußallee 13, 5300 Bonn.

ergaben ein wesentlich differenzierteres Bild von der Genese und Vergesellschaftung der Goz-Böden.

Landschaftsbildende Elemente im Untersuchungsgebiet sind die von Busch- und Grasvegetation bestandenen Altdünen, die durchragenden Inselberge (kristalline präkambrische Schiefer u. Nubischer Sandstein) sowie die eingetieften, meist dichter bewaldeten Wadi-Täler. Die gegenwärtige Niederschlagshöhe beläuft sich in dieser Region auf ein langjähriges Mittel von 200 mm/a.

Nach geomorphologischen Untersuchungen und ^{14}C -Datierungen (WARREN 1970, MENSCHING 1979) wurde der Altdünenkomplex während der vergangenen 20.000 Jahre angelegt, als sich der Sahara-Südrand in zwei ariden Klimaphasen jeweils um mehrere 100 km weit nach Süden verschob.

Das Relief der älteren, vor 15 000 BP aufgewehten Dünen wurde in einer anschließenden Feuchtzeit mit Humiditätsmaximum zwischen 11.000 und 7.000 BP (MENSCHING 1979) weitgehend eingeebnet. Die in Anlehnung an WARREN (1970) als "Niederer Goz" bezeichnete Dünenformation wird flächenhaft von einem tiefgründig verwitterten, rotbraunen Paläoboden aus dieser Feuchtzeit überprägt.

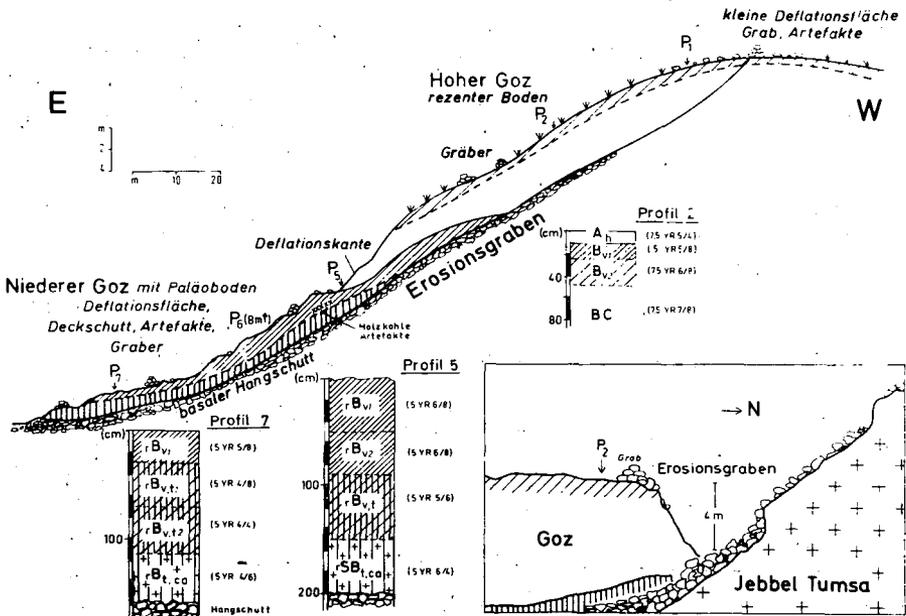


Abb. 2: Längsprofil der östlichen Lee-Dünenflanke in einem Erosionsgraben mit Bodenprofilen des Niederen und Hohen Goz.

In der zweiten Ariditätsphase zwischen 7.000 und 5.500 BP kam es zur Aufwehung von bis zu 40 m hohen Lee-Dünen des "Hohen Goz", die sich an den Flanken der Inselberge ansetzend oft mehrere km weit nach Süden erstrecken.

Ein Erosionsgraben im Kontaktbereich einer Lee-Düne mit dem Inselberghang bietet einen Aufschluß beider Goz-Formationen und läßt den stratigraphischen Zusammenhang erkennen (Abb. 2): Die Sedimente der Niederen Goz mit dem mächtigen, rotbraunen Paläoboden werden von den hellen, unverwitterten Sanden der Lee-Düne überlagert.

Der Boden auf der Lee-Düne (Abb. 2, Profil 2) ist im Vergleich zu dem Paläoboden nur schwach entwickelt, etwa 50 cm mächtig und zeigt eine nach oben hin zunehmende Rotfärbung. Der geringmächtige Ahi-Horizont fehlt stellenweise durch Deflationsprozesse oder erscheint durch Umlagerungsprozesse geschichtet. Die charakteristische rötliche Farbe des Bv-Horizontes geht auf eine makroskopischerkennbare Umhüllung der gerundeten, vornehmlich aus Quarz bestehenden Sandkörner mit oxidreicher Feinsubstanz zurück. Diese als "Wüstenquarz" bekannte Erscheinung wurde in der älteren Literatur als Umlagerung von Fe-Oxiden unter Beteiligung von Redox- bzw. Podsolierungsprozessen gedeutet (z.B. MOHR & v. BAREN 1954). Dünnschliffe zeigen in diesem Fall jedoch, daß es sich bei den Hüllen um orientierten, oxidreichen Ton handelt, der den Kornoberflächen auflagert. Deshalb wird vermutet, daß bei den kräftigen Niederschlägen eine kurzfristige Dispergierung von Feinsubstanz im Horizont bei dafür günstigen pH-Werten zwischen 6,5 und 5,8 erfolgt. Beim Austrocknungsvorgang zieht sich der Wasserfilm in die Kornzwickel und auf die Skelettoberflächen zurück, so daß hier die oberflächenparallel orientierte Ablagerung der Feinsubstanz erfolgt. Die Entwicklung dieses Bodens setzte nach Ablagerung der Lee-Düne mit dem Beginn der neolithischen Feuchtphase ein, die etwa von 5.500 bis 3.000 BP dauerte und der zunehmend aride Klimabedingungen bis heute folgten (WARREN 1970, BUTZER 1971). Die dadurch wieder verringerte Intensität der Bodenentwicklung und die nachlassende Stabilisierung der Dünensedimente durch Auflockerung der Vegetationsdecke, die durch menschliche Eingriffe (Überweidung, Zunahme des Hirsebaus) noch intensiviert wurde, spiegeln die Böden auf der Lee-Düne südlich des zuvor beschriebenen Profils (Abb. 2, Profil 2) wider, da sie sich außerhalb der Windschattenzone des Inselberges befinden. Ihnen fehlt eine Horizontierung, das hellgraubraune Substrat zeigt Einflüsse von Schichtung sowie einen erhöhten Grobsandgehalt (Abb. 3). Während fluviatile Umlagerungsprozesse infolge der hohen Infiltrationskapazität des Dünensandes nur eine geringe Rolle spielen, dominieren äolische Erosions- und Akkumulationsprozesse. Sie sind ständig wirksam und verhindern eine ungestörte Pro-

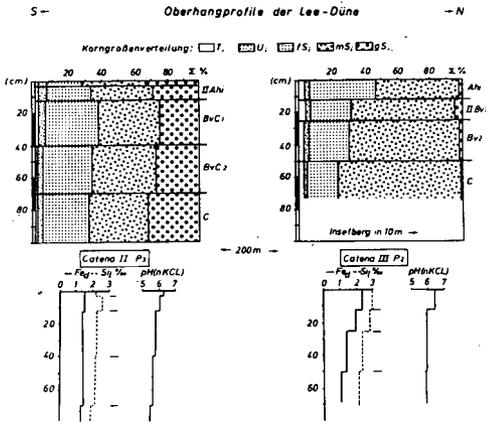


Abb. 3: Analysendaten von zwei Oberhangprofilen auf der Lee-Düne. Linkes Profil außerhalb, rechtes Profil innerhalb der Windschattenzone des Inselberges gelegen.

filentwicklung in diesem Bereich.

Der Feuchtzeitboden im Liegenden der Lee-Düne weist im Vergleich zu den jungen Böden krasse Unterschiede auf (Abb. 2, Profil 5): Seine Verwitterungstiefe beträgt über 2 m. Das Substrat ist von rotbrauner Farbe und durch einen erhöhten Feinsubstanzgehalt verdichtet. Für den basalen Horizont, oberhalb eines alten Hangschuttkörpers, ist eine Karbonatanreicherung in diffusen Flecken oder als Auskleidung von Wurzelröhren charakteristisch. Da das Ausgangsmaterial primär karbonatfrei erscheint und nur einen geringen Gehalt an Calciumhaltigen Silikaten aufweist, ist die Herkunft der Karbonate vermutlich auf Einwehung kalkhaltigen Staubs aus den saharischen Kreidegebieten zurückzuführen.

Der Tongehalt des Feuchtzeitbodens steigt mit zunehmender Tiefe an. Mikromorphologisch erkennbare, orientierte Feintoneinlagerungen belegen Tonilluviation, die bis zur Profilbasis in 2 m Tiefe wirksam war. Auf Kosten des Illits wurde in diesem Profil in starkem Maße Smectit neugebildet, während der vom Ausgangsmaterial ererbte Kaolinitanteil unverändert blieb.

Vergleicht man die Analysendaten des jungen Bodens auf der Lee-Düne mit denen des Paläobodens auf dem Niederen Goz (Abb. 4), so werden die morphologisch erkennbaren Unterschiede vollauf bestätigt: Der Feuchtzeitboden zeigt einen wesentlich höheren Gehalt an Verwitterungsprodukten (Ton, Salz, pedogene Oxide), wobei nennenswerte Unterschiede im Ausgangsmaterial beider Profile nicht vorhanden sind. Während darin die unterschiedliche Verwitterungsdauer und -intensität zum Ausdruck kommen, spiegelt sich der Humiditätsgrad

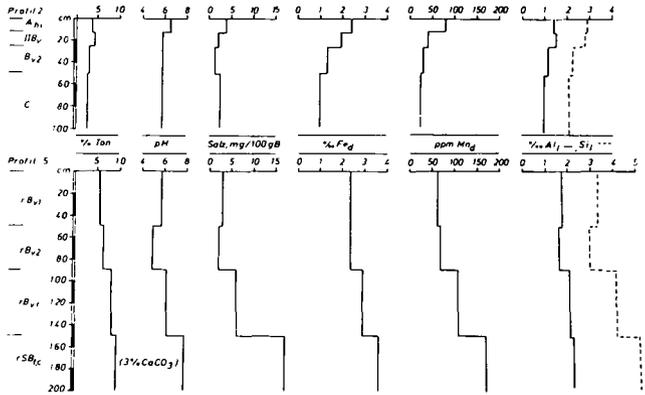


Abb. 4: Analysendaten des jungen Bodens auf der Lee-Düne (Profil 2) und des Feuchtzeitbodens auf dem Niederen Goz (Profil 5), Lage der Profile s. Abb. 2.

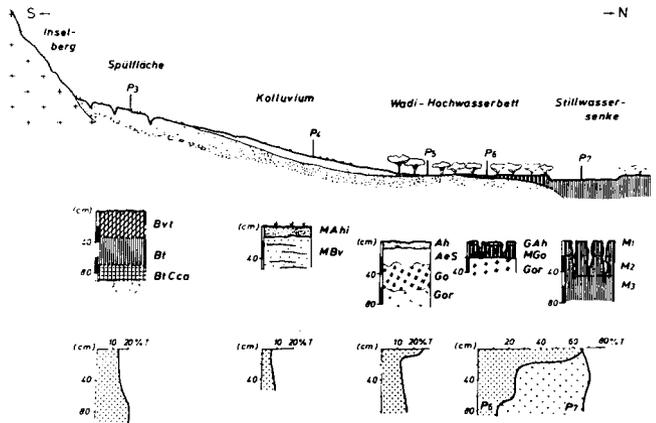


Abb. 5: Landschaftsquerschnitt und Bodencatena einer Niederen Goz-Fläche mit angrenzendem Wadi-Hochwasserbett, typische Profile und ihre Tongehalte.

der Verwitterungsphasen im Verlauf der Tiefenfunktionen wider: Semiaride Bedingungen dominierten während der Bodenentwicklung auf der Lee-Düne und verhinderten eine Tiefenverlagerung von Verwitterungsprodukten, die dagegen während der Genese des Feuchtzeitbodens unter semihumiden bis humiden Klimabedingungen intensiv stattfand.

Der Feuchtzeitboden ist in der beschriebenen, charakteristischen Weise flächenhaft auf den Altdünen des Niederen Goz ausgebildet. Während er durch seine pedogenetisch bedingte Verfestigung gegenüber Deflation weitgehend stabil ist, sind fluviale Erosionsprozesse sehr intensiv wirksam: Im Bereich der schwach geneigten Goz-Flächen tritt der Feuchtzeitboden durch flächenhafte Abspülung in allen Stadien der Abtragung auf und seine Oberfläche wird durch Gully-Erosion zerfurcht. Von den Inselberghängen her breitet sich ein Hangschuttsschleier aus. Die erodierten Sande werden im Mittel- und Unterhangbereich als tonarmes Kolluvium sedimentiert (s. Abb. 5), das wiederum äolisch umgelagert werden kann. Schluff- und Tonpartikel gelangen in die angrenzenden Wadi-Hochwasserbetten, in denen sich nach Niederschlägen durch Rückstau kurzfristig flache, nahezu stehende Gewässer bilden. Die Feinsubstanz wird hier sedimentiert. Durch abnehmende Fließgeschwindigkeit bei zunehmender Wassertiefe steigen die Mächtigkeit und der Tongehalt der Sedimentschicht vom Rand des Wadi-Hochwasserbettes zu seinem zentralen Teil, in dem nach Abfluß des Wassers Stillwassertümpel verbleiben (s. Abb. 5). Mit dem Tongehalt variieren nach Austrocknung die Struktur des Polygonmusters, die Tiefe der Schrumpfrisse und die vertisolartige Eigenschaften der Böden.

Literatur:

- BORN, M. (1965): Zentralkordofan.- Marburger Geogr. Schr. 25.
- BUTZER, W. (1971): Quartäre Vorzeitklimata der Sahara.- In: SCHIFFERS, H. (Hrsg.): Die Sahara und ihre Randgebiete, Bd. I, S. 349-387, Weltforum Verl. München.
- FINCK, A. (1963): Tropische Böden.- 188 S., Parey Hamburg & Berlin.
- MENSCHING, H. (1979): Beobachtungen und Bemerkungen zum alten Dünengürtel der Sahelzone südlich der Sahara als paläoklimatischer Anzeiger.- Stuttgarter Geogr. Stud., 93, 67-78.
- MOHR, E.C.J. & van BAREN, F.A. (1954): Tropical soils.- The Hague.
- SCHOKALSKAJA, S.J. (1953): Die Böden Afrikas.- 408 S., Akademie Verlag Berlin.
- WARREN, A. (1979): Dune trends and their implications in the central Sudan.- Z.f.Geomorphologie, Suppl.Bd., 10, 154-180.

Über tropische Podsolbildungen auf Strandwällen in
Malaysia und Westafrika

von
Fickel, W.[†]

Zu den Bodenbildungen in feuchttropischen Gebieten gehören die tropischen Podsole, von denen die Flachland- oder Feuchtpodsole am meisten verbreitet sind.

Bisher relativ wenig bekannt sind Podsole auf den Rücken dünenartiger Strandwälle, wie sie vereinzelt in den Küstenbereichen Malaysias und Afrikas beobachtet werden können.

Diese Strandwälle sind fast ausschließlich von Brakwasserlagunen, oftmals auch von Mangrovesümpfen umgeben.

Der Podsolierungsprozeß und die damit verbundene sehr starke Auswaschung im oberen Profilbereich (der A_e-Horizont ist z.T. mehr als 3 m mächtig) dürfte bei den Strandwällen durch die hohen Niederschläge bei extrem hohen Temperaturen verursacht worden sein.

Die nachfolgende Abbildung zeigt einen Querschnitt eines ca. 4 km vom Ozean entfernten Strandwalles im Raum südl. Kuala Trenganu in Ost-Malaysia.

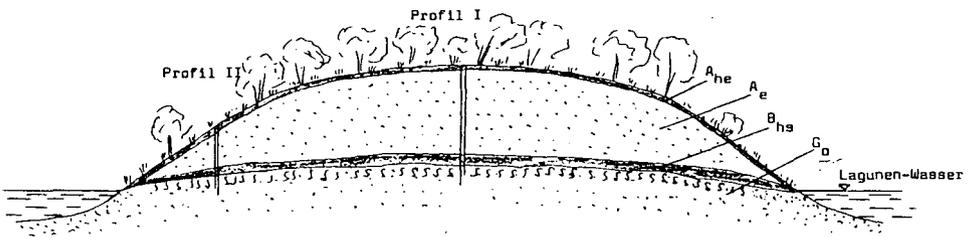


Abb. 1

[†]Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

An der Geländeoberfläche zeigt sich ein ca. 1-2 cm mächtiger grauweißer (N8) Bleichungshorizont über dem eigentlichen annähernd schwarzen (5 YR 4/1) A_{he} , dessen Mächtigkeit in der Regel zwischen 15 und 20 cm liegt. Darunter folgt ein grauweißer (N8) A_e -Horizont. Seine Mächtigkeit, maximal ca. 3 m, nimmt nach beiden Hangseiten hin kontinuierlich ab. Die Auswaschungs- und Lösungsprodukte wie Eisen-, Mangan- und Titanverbindungen, sowie Humus und Ton, sind hier in einem ca. 50 cm dunkelbraunem (5 YR 4/4 bis 7,5 YR 3/4) korbhakenförmigen B_{hs} -Horizont direkt oberhalb des geschlossenen Kapillarraumes oberhalb der Grundwasseroberfläche angereichert worden. Darunter folgt ein G_0 -Horizont aus braunem (10 YR 7/4) Sand.

Auf einigen Flächen der Strandwälle sind Versuchsfarmen errichtet worden. Die alte Niederbuschvegetation, wie Melaleuca leucodendron, Fagraea fragrans u.a., sowie niedere Sträucher, Farne, Orchideen und Hartgräser wurden ersetzt durch Kokosnußpalmen, cashew-nuts, Wassermelonen, Ananas und Tabakpflanzen. Die Erträge waren nach Angaben der Plantagenverwalter infolge Nährstoffarmut, trotz Düngung, nur mäßig.

In Tabelle 1 sind die Analysenwerte (RF-Verfahren) von Proben aus den beiden in der Abb. 1 dargestellten Profilen wiedergegeben.

Aus den Analysendaten ist ersichtlich, daß beide Profile im A_{he} und A_e ähnliche Werte aufweisen. Der C-Gehalt liegt bei Profil II im A_{he} etwas tiefer, im B_{hs} (bedingt durch seine geringere Mächtigkeit und der damit verbundenen höheren Konzentration) um 0,03 % höher. Entscheidend niedriger liegen die Werte von Al_2O_3 , Fe_2O_3 und TiO_2 . Entsprechend der Zunahme der A_e -Mächtigkeit nach der Mitte des Strandwalles hin, steigen die Al_2O_3 -, Fe_2O_3 - und TiO_2 -Werte im B_{hs} . Da die Mächtigkeit des A_{he} überall fast gleich ist, zeigt sich kein nennenswerter relativer Größenunterschied des C-Gehaltes im gesamten B_{hs} .

Aus den Werten der Korngrößenbestimmung ist ersichtlich, daß der Feinsandanteil (wahrscheinlich durch die Perkolationsvorgänge) nach unten allmählich zunimmt.

Frühere Sand-Analysen von Proben aus dem A_e -Horizont der Strandwälle in Südnigeria zeigten recht unterschiedliche Werte hinsichtlich des Fe_2O_3 -Gehaltes (z.T. über 0,2 %), obwohl der Sand vom visuellen Erscheinungsbild her weiß war. Der Grund hierfür lag im Vorhandensein von vereinzelt stark eisenhaltigen Mineralkörnchen, die, bedingt durch das Ausgangsgestein, dem Sand beigemischt waren. Mit Hilfe der Starkfeldmagnetscheidung konnten diese eisenreiche Minerale aus dem Silica-Sand ausgeschieden werden. Der Eisengehalt lag

Tabelle 1:

Profil I

Horizont	Entnahmetiefe in cm	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	TiO ₂ (%)	CaO (%)	MgO (%)	C (%)	pH
A _{he}	0 - 30	97,60	0,21	0,024	0,09	<0,01	<0,01	1,91	3,1
	30 - 50	99,3	0,18	0,027	0,111	<0,01	<0,01	n.b.	
	50 - 100	99,5	0,18	0,025	0,110	<0,01	<0,01	n.b.	
	100 - 150	99,4	0,18	0,029	0,113	<0,01	<0,01	n.b.	3,2
A _e	150 - 200	99,5	0,16	0,027	0,120	<0,01	<0,01	n.b.	
	200 - 250	99,4	0,17	0,037	0,117	<0,01	<0,01	n.b.	
	250 - 320	99,5	0,18	0,047	0,138	<0,01	<0,01	n.b.	
B _{hs}	320 - 380	92,62	1,83	0,901	0,204	<0,01	<0,01	0,98	4,7
G _o	> 380	98,74	0,68	0,165	0,092	<0,01	<0,01	n.b.	

Profil II

A _{he}	0 - 30	97,80	0,22	0,022	0,007	<0,01	<0,01	1,47
A _e	30 - 140	99,72	0,17	0,023	0,017	<0,01	<0,01	n.b.
B _{hs}	140 - 170	97,69	0,64	0,241	0,029	<0,01	<0,01	1,01
G _o	> 170	98,71	0,58	0,146	0,009	<0,01	<0,01	n.b.

Korngrößenbestimmung Profil I (A_e-Horizont)

Korngrößen in mm in % des Gesamtbodens	Entnahmetiefe in cm			
	30 - 50	50 - 100	150 - 200	250 - 300
> 2,0	0,6	0,0	0,0	0,0
1,0 - 2,0	4,5	0,0	0,0	0,0
0,8 - 1,0	7,1	0,0	0,0	0,0
0,63 - 0,8	20,0	5,8	5,6	5,2
0,5 - 0,63	20,2	8,1	7,3	6,8
0,4 - 0,5	26,2	26,7	22,0	22,3
0,315 - 0,4	13,2	27,9	28,6	30,2
0,2 - 0,315	6,3	26,9	31,3	30,7
0,1 - 0,2	1,3	3,7	4,3	3,8
< 0,1	0,6	0,9	0,9	1,0

danach unter 0,05 %.

Zusammenfassung und Schlußfolgerung

Die Vorkommen tropischer Podsolbildungen auf Strandwällen dürften im Gegensatz zu anderen tropischen Podsolvorkommen einzig und allein durch einen vertikalen Transport der gelösten Stoffe und Auswaschungsprodukte, wie Eisen-, Mangan- und Titanverbindungen, sowie Humus und Ton abgelaufen sein. Andere Einwirkungen, wie die zeitweisen geringen Anhebungen des Lagunenwasserspiegels, verbunden mit Grundwasserschwankungen, dürften die Podsolierungsprozesse aus morphologischen Gründen kaum wesentlich beeinflußt haben.

Literatur

- CHU, L.H. (1975): A brief report on the investigation of the beach sand deposits of Kelantan, Geological Survey of Malaysia. - Annual Report.
- SABEL, K.J. (1981): Beziehungen zwischen Relief und Nutzung im Küstengebiet des südlichen Mittelbrasilien. - Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 39: 95-107; Berlin, Stuttgart.
- SEMMEI, A. (1979): Untersuchungen zur Boden- und Reliefentwicklung in Südbrasilien. - CATENA, Vol. 6, 203-217; Braunschweig.
- McDONALD, E.H. (1975): Preliminary investigations of silica-sand-deposits in Thailand. - United Nations ESCAP, CCOP; Technical Bulletin 9: 71-82.

NEUE ASPEKTE ZUR PEDOGENESE VON MARSCHBÖDEN
DER REGION WESERMARSCH/UNTERWESER

von

Giani, L. und H. Gebhardt⁺)

In der Bundesrepublik Deutschland existieren zwei unterschiedliche Marschenklassifikationen. Die eine ist von Müller entwickelt worden und basiert auf der Vorstellung, daß die Sedimentationsbedingungen, insbesondere die Kationenverhältnisse des Wassers während der Ablagerung des Materials, von maßgeblicher Bedeutung sind ¹⁾. Demnach unterscheiden sich die Kationenverhältnisse vom Fluß- über das Brack- bis zum Meerwasser und damit auch der Kationenbelag der in diesen Zonen abgelagerten Sedimente. Die heutigen Merkmale, vor allem das Ca/Mg-Verhältnis der austauschbaren Kationen, lassen sich auf die sedimentationsbedingten Kationenverhältnisse zurückführen. Die andere Klassifikation ist von Brümmer entwickelt worden ²⁾. Im Gegensatz zu Müllers Konzeption sind bei Brümmer morpho-genetische Aspekte bedeutsam und - damit im Zusammenhang - der Schwefelmetabolismus tragendes Element seiner Klassifikation.

Zur Klärung dieses Widerstreites: Geogenese-Pedogenese wurden Marschbodenproben aus der Wesermarsch untersucht ³⁾.

Bezüglich der Gesamtgehalte an P, Ca, Mg, K und Na ergeben sich im bodentypologischen Vergleich Unterschiede. Die Seemarschen und kalkhaltigen Flußmarschen sind durch die höchsten Werte gekennzeichnet, gefolgt von der normalen Flußmarsch, während die Brackmarschen und Organomarschen die geringsten Werte aufweisen. In ihrer Tiefenfunktion sind die Gesamtgehalte im allgemeinen durch Kontinuität oder Zunahme zum Untergrund gekennzeichnet. Diese Tiefenfunktionen deuten bereits - im Zusam-

⁺) Fachbereich Biologie, Abt. Bodenkunde, der Universität,
D-2500 Oldenburg

menhang mit den pH-Werten und CaCO_3 -Gehalten, die ebenfalls die gleichen vertikalen Abfolgen zeigen - auf genetische Prozesse hin. ...

Es besteht eine besondere Beziehung zwischen dem Ca-Gesamt-Gehalt und dem Mg-Gesamt-Gehalt, insofern als in kalkhaltigen Proben viel Ca und Mg, relativer aber mehr Ca (weites Ca/Mg-Verhältnis) vorhanden ist, in kalkfreien Proben dagegen wenig Ca und Mg, relativer aber mehr Mg vorhanden ist (Ca/Mg-Verhältnis kleiner als 1). Das bedeutet, daß bei fortschreitender Entkalkung die Böden mehr Mg als Ca aufweisen, so daß sich ein enges Ca/Mg-Verhältnis aus dem Gesamtgehalt an Ca und Mg erklären läßt. Eine weitgehende Erschöpfung des Ca/Vorrates durch Entkalkung geht auch aus der Korrelation zwischen dem Gesamtgehalt an Ca und dem CaCO_3 -Gehalt hervor ($r=0,90^{+++}$; $N=10$). Demnach ist der Ca-Gehalt vom CaCO_3 -Gehalt abhängig, so daß bei Entkalkung keine Ca-Nachlieferung erfolgen kann.

Einen weiteren Hinweis auf die genetische Prägung des Ca/Mg-Verhältnisses der austauschbaren Kationen geben die errechneten Ton/K-Verhältnisse und Ton/Mg-Verhältnisse der untersuchten Proben (s. Tab. 1). Es zeigt sich, daß sich die Ton/K-Verhältnisse im bodentypologischen Vergleich kaum unterscheiden. Im Gegensatz dazu sind enge Ton/Mg-Verhältnisse bei See- und Flußmarschen feststellbar, während sich die Brackmarschen durch weite Ton/Mg-Verhältnisse auszeichnen, die auf eine silikatische Mg-Freisetzung schließen lassen.

Tab. 1: Ton/K-Verhältnisse und Ton/Mg-Verhältnisse typischer Proben unterschiedlicher Marschbodentypen								
Boden- typ Seem. Pr-nr.	Ton/K- Verh.	Ton/Mg- Verh.	Boden- typ Flußm. Pr-nr.	Ton/K- Verh.	Ton/Mg- Verh.	Boden- typ Brackm. Pr-nr.	Ton/K- Verh.	Ton/Mg- Verh.
1.1	2,2	0,8	10.1	1,7	1,1	6.1	2,3	3,1
1.2	1,9	0,7	10.2	2,0	1,1	6.2	2,1	5,5
1.3	1,6	0,5				6.3	2,0	0,7
2.1	2,2	1,6	12.1	2,4	1,6	7.1	2,3	4,2
2.2	2,9	1,1	12.2	2,8	2,0	7.2	1,8	4,0
2.3	2,2	1,0				7.3	1,8	1,6

Weitere Hinweise auf eine Mg-Freisetzung aus Silikaten ergeben sich aus den Gehalten an austauschbaren Kationen und

den Ca/Mg-Verhältnissen (s. Tab. 2). Es geht daraus hervor, daß sich weite Verhältnisse aufgrund von hohen Ca-Gehalten ergeben. Enge Verhältnisse lassen sich nicht mit einer Erhöhung der Mg-Gehalte erklären, sondern mit einer Verringerung der Ca-Gehalte (z.B. Profil 4 und 5). Wesentlich erhöhte Mg-Werte zeigt nur die knickige Brackmarsch (Profil 8), nicht aber andere Brackmarschen, so daß ein enges Ca/Mg-Verhältnis nicht sedimentationsbedingt sein kann.

Tab. 2: Austauschbare Kationen und Ca/Mg-Verhältnisse typischer Proben unterschiedlicher Marschbodentypen

Boden- typ	Pr.- nr.	Austauschbare Kationen					Σ	Ca/Mg- Verh.
		Ca	Mg	Na	K	mval/100g		
Seem.	1.1	21,6	2,6	0,1	0,7	25,0	8	
	1.2	18,1	2,4	0,5	0,1	21,1	9	
	1.3	16,3	3,0	0,2	0,3	19,8	5	
Seem.	4.1	20,2	5,7	0,1	0,4	26,6	4	
	4.2	24,4	3,8	0,2	0,4	28,8	4	
	4.3	21,4	3,5	0,6	0,4	25,9	6	
Flußm.	10.1	25,1	2,8	0,2	0,4	29,5	9	
	10.2	26,5	3,1	0,2	0,3	30,1	9	
Flußm.	12.1	25,2	3,4	0,2	0,6	29,4	6	
	12.2	18,7	5,3	0,2	0,3	24,5	4	
Brackm.	5.1	11,5	3,5	0,2	0,2	15,7	3	
	5.2	10,8	5,5	0,1	0,4	16,8	2	
	5.3	13,6	5,5	0,1	0,4	19,6	3	
Brackm.	8.1	5,8	4,4	0,1	0,7	11,0	1	
	8.2	10,1	10,8	0,2	0,5	21,6	1	

Weitere Untersuchungen, im besonderen Untersuchungen zum Schwefelmetabolismus geben zusätzliche Hinweise darauf, daß sich die Marschbodentypen nicht aufgrund unterschiedlicher Sedimentationsbedingungen, sondern unterschiedlichen Alters und Intensität der Pedogenese charakterisieren lassen.

Eine direkte Methode, Erkenntnisse über die ehemaligen Sedimentationsverhältnisse zu gewinnen, stellt die Untersuchung der Diatomeenzusammensetzung dar, da sich diese je nach NaCl-Gehalt unterscheidet. Es zeigte sich, daß alle Proben, ob aus einer See-, Fluß- oder Brackmarsch, eine ähnliche Diatomeenzusammensetzung aufwies. Die am häufigsten festgestellten Arten waren: *Aulacodiscus argus*, *Triceratium favus*, *Campylodiscus*

echenies, *Paralia sulcata*. Bei der Zuordnung der Diatomeen zu ihren Halobiotopen wird deutlich, daß alle Arten typisch für marine bzw. brackische Lebensräume sind.

Die Wahrscheinlichkeit einer marinen bis brackisch-marinen Sedimentation aller untersuchten Böden findet eine weitere Bestätigung durch die Einordnung der Probeentnahmestellen in bedeutende Abschnitte des Küstenholozäns. So liegen die Seemarschen und kalkhaltigen Flußmarschen in Gebieten, die im Mittelalter durch Meereseinbrüche mit mächtigen kalkhaltigen Sedimenten geprägt wurden, während die normale Flußmarsch an der Grenze zwischen diesen Gebieten und älteren Sedimentationsgebieten einzuordnen ist. Die Brackflußmarsch liegt eindeutig auf älterem Sedimentationsgebiet. Ebenso befinden sich die Brackmarschen ausnahmslos in oder am Rande älterer Sedimentationsgebiete. Es zeigt sich, daß die Böden zu unterschiedlicher Zeit sedimentiert sind, also unterschiedlich alt sind, und somit ihre heutigen Merkmale auf unterschiedlich lange und intensive Pedogenese zurückzuführen sind.

Bei Vergleich der Bodenkarte mit der geologischen Karte wird deutlich, daß Brackmarschgebiete grundsätzlich ältere Sedimentationsabschnitte darstellen, während die Gebiete der See- und Flußmarschen durch jüngere, kalkhaltige Sedimente geprägt sind (s. Abb. 1). Dieser Vergleich bezeichnet eine grundsätzliche Beziehung zwischen Bodentyp und Sedimentationsalter.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die als sedimentationsbedingt hergeleiteten Eigenschaften sich als Merkmale erweisen, die durch unterschiedlich lange und intensive Pedogenese geprägt sind. Von daher ist eine Gliederung mit den Begriffen Seemarsch, Flußmarsch und Brackmarsch, sowie die Herleitung des Ca/Mg-Verhältnisses aus den Sedimentationsbedingungen nicht länger haltbar.

Bei der Ordnung der untersuchten Bodenprofile unter genetischem Aspekt und bei Annahme einer einheitlichen marin-brackischen Sedimentation, können - ohne Berücksichtigung der Organomarschen - drei Gruppen unterschieden werden (s. Abb. 2, oben). Die Zusammenfassung der Seemarschen und kalkhaltigen Flußmarschen zu Gruppe I, sowie die der Brackmarschen (z.T. kalkhaltig) und der normalen Flußmarsch zu Gruppe II, als auch die der knickigen Brackmarschtypen und Brackflußmarsch zu Gruppe III erscheint aufgrund des Ca/Mg-Verhältnisses und anderer

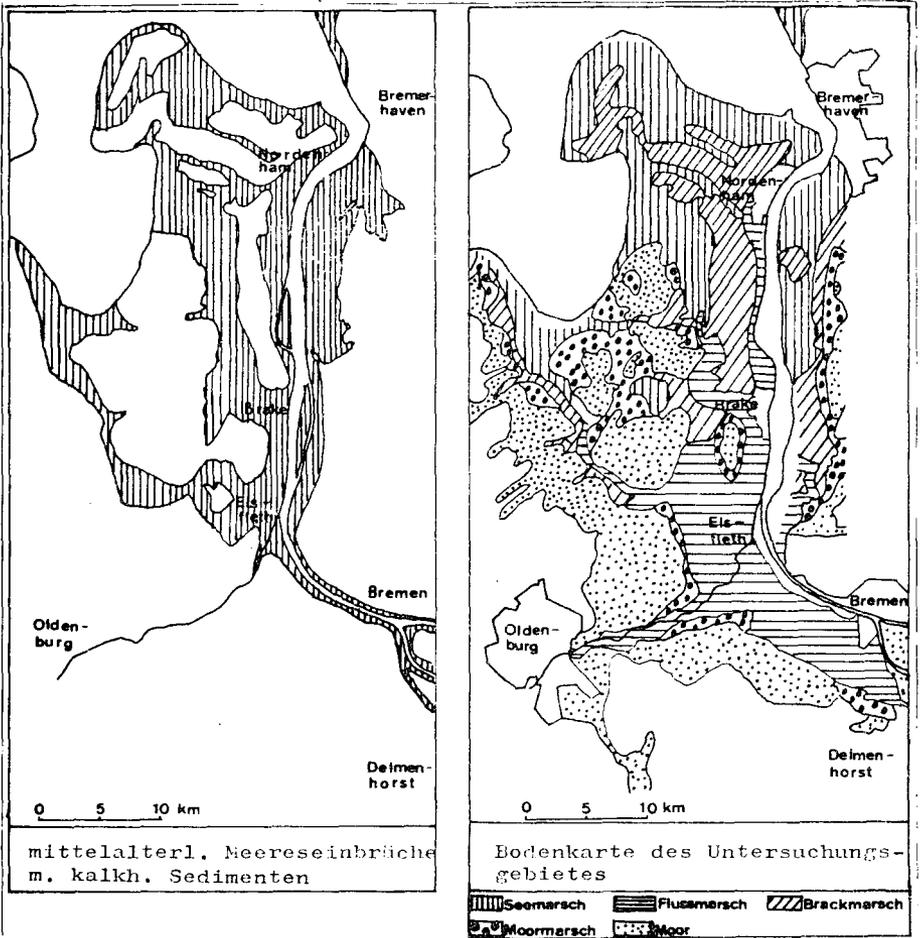


Abb. 1: Einordnung der Bodenkarte in einen bedeutenden Abschnitt des Küstenholozäns (Karten nach Müller et al. ¹¹)

Merkmalsübereinstimmung als sinnvoll.

Bei der Einordnung der untersuchten Profile in das Brümmersche Klassifikationsmodell (s. Abb. 2, unten) entsteht eine Einteilung, die sich, mit einer Ausnahme, mit der Ordnung nach dem genetisch interpretierten Ca/Mg-Verhältnis deckt. Beide Systeme führen also zur selben Gliederung.

Im Gegensatz zu Brümmers morpho-genetischer Merk-

Einordnung der untersuchten Profile nach dem Ca/Mg-Verhältnis			
Ca/Mg-Verh.	>5	4-2	<2
Gruppe	I	II	III
Pr.-nr.	1, 2, 3, 4, 10, 11	5, 6, 9, 12	7, 8, 13
Einordnung der untersuchten Profile nach Brümmers Klassifikationsmerkmalen 5)6)			
S-Geh; Knick	S in CaCO ₃	0-390ppm S	+ Knick
Bodentyp	Kalkmarsch	Kleimarsch	Knickmarsch
Pr.-nr.	1, 2, 3, 4, 10, 11	5, 6, 12	7, 8, 9, 13
Abb. 2: Ordnung der Profile nach dem Ca/Mg-Verhältnis und nach Brümmers Klassifikationsmerkmalen			

malskombination ist eine Gliederung nach dem Ca/Mg-Verhältnis als eine funktionalere Klassifikationsmöglichkeit anzusehen, da sie in ihrer Struktur weniger komplex und methodisch besser handhabbar ist.

Somit kann die niedersächsische Marschenklassifikation als eine sinnvolle, bestehende Klassifikation betrachtet werden, wenn die sedimentationsbedingte Herleitung nach Müller aufgegeben wird. Die Marschenklassifikation nach dem Ca/Mg-Verhältnis muß als ein, an bestehenden Merkmalen orientiertes, geogen-pedogenetisches Modell angesehen werden, das zudem eine ökologische und nutzungsorientierte Gliederung erlaubt.

Literatur:

- 1) Müller, W. Untersuchungen über die Bildung und Eigenschaften von Knickschichten in Marschböden. Diss., Univ. Gießen 1954.
- 2) Brümmers, G. Untersuchungen zur Genese der Marschen. Diss., Univ. Kiel 1968.
- 3) Giani, L. Pedogenese und Klassifizierung von Marschböden des Unterweserraumes. Diss., Univ. Oldenburg 1983.
- 4) Müller, W. et al. Bodentypen der Marsch. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 24, 12-100, 1977.
- 5) Brümmers, G. et al. Beiträge zur Genese und Klassifizierung der Marschen. III. Z. Pflanzenernähr., Bodenkunde, 129, 92-108, 1971.
- 6) Brümmers, G. & Schroeder, D. Die Marschlandschaft und ihre Böden. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 13, 22-33, 1971.

Schwierigkeiten bei der Ausgliederung von
Bodengesellschaften in typischen Land-
schaften des Münsterlandes

von

Grupe, M., B. Lassonczyk u. H. Wiechmann ⁺⁾

Bei Feldarbeiten in verschiedenen Gebieten der Münsterländer Bucht ergaben sich bezüglich der Abgrenzung von Bodeneinheiten immer wieder Schwierigkeiten wegen des sehr heterogenen Bodenmusters, das sich aus einem engräumigen Wechsel der Ausgangsgesteine ergibt. Verbreitete Ausgangsgesteine sind saale-eiszeitliche Geschiebelehme, die sandiger oder toniger ausgeprägt sein können und mit unterschiedlicher Mächtigkeit auf Oberkreidemergeln liegen. Lokal, aus dem Oberflächenrelief nicht ableitbar, treten Rinnen mit Schmelzwassersanden auf.

In diesen Landschaften kann oft kein dominierender Bodentyp zur Bildung hinreichend reiner Kartiereinheiten ausgeschieden werden. Eine Kartierung und Darstellung von Bodengesellschaften bei Maßstäben von kleiner 1:5.000 wäre daher wünschenswert bzw. notwendig.

Entsprechend den von REENTS (1983) zusammengefaßten Kriterien für die Bildung von Bodengesellschaften kann festgestellt werden:

- Auch in diesen ebenen bis flachwelligen Landschaften ist ein deutliches Relief ausgeprägt. Allerdings fehlen deutliche Wasserscheiden.
- Hydromorphe Böden, in denen lateral und vertikal ziehendes Wasser Stoffumlagerungsprozesse (Redox, Podsolierung) bedingt, machen einen großen Teil der Böden aus.

Bei der Abgrenzung von Bodengesellschaften, aufgrund einer funktionalen Beziehung der Böden zueinander, ergeben sich jedoch Schwierigkeiten.

Das Relief gibt dem Kartierer Hinweise bezüglich Wasserbewegung und Stoffaustausch und damit auf funktionale Beziehungen zwischen den Böden. Relief-

⁺⁾ Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nußallee 13, 5300 Bonn.

einheiten können in dieser fast ebenen oder höchstens flachwelligen Landschaft zwar abgegrenzt werden, so daß die Ausgliederung von Bodengesellschaften an Hand der Oberflächenformen möglich scheint, jedoch entscheidet in geschichteten Profilen nicht nur das Oberflächenrelief über die Wasserbewegung und damit über den Stofftransport in einer Landschaft, sondern auch das Untergrundrelief und zwar um so mehr, je undurchlässiger die liegenden Schichten sind.

Verdeutlicht wird dies durch zwei Geländeschnitte aus dem nord-westlichen Münsterland. Die Höhenunterschiede (Abb. 1) sind bei einer Länge von 2.500 m geringer als 0.5 m. Der Kreidemergel, der als Stauschicht wirkt, bildet ein welliges Untergrundrelief, das nicht dem Oberflächenrelief folgt. Wichtig sind Rinnen, die von Schmelzwassersanden ausgefüllt sind (B). Der Kreidemergel und oft auch die pleistozänen Sande werden von Geschiebelehm überlagert, der im linken Bereich der Abbildung sandiger und im rechten Bereich toniger ausgeprägt ist. Bei A steht der Kreidemergel hoch an und führt zur Pseudovergleyung der Böden. Wegen der sandigeren Komponente im Geschiebelehm ist ein Wasserzuzug von A nach B und damit eine Verknüpfung der Böden durch stoffliche Beziehung anzunehmen. Es zeigt sich, daß das Untergrundrelief über die Wasserbewegung und damit auch über den Stoffaustausch zwischen den Böden entscheidet. Daraus ergäbe sich eine Abgrenzung der Bodengesellschaft von \rightarrow bis \leftarrow . Im Bereich der toniger ausgeprägten Grundmoräne führt der hohe Feinporenanteil zu Haftnässe (C). Liegt der Geschiebelehm über pleistozänen Sanden wie hier, ist zwar im oberen Profilbereich kaum mit einem lateralen Stofftransport zu rechnen, während dagegen der untere Profilbereich am Stoffaustausch mit den benachbarten Böden teilnehmen kann. Dadurch ist eine Abgrenzung von Bodengesellschaften aufgrund gegenseitiger stofflicher Beeinflussung kaum möglich.

Auch in Abb. 2 läßt sich an Hand des Oberflächenreliefs keine Aussage über die stofflichen Zusammenhänge zwischen den Böden machen. Der laterale Wasserfluß verläuft nicht vom höchsten zum niedrigsten Punkt des Hanges, sondern folgt auch hier dem Untergrundrelief. Er verläuft sogar scheinbar "bergauf" in die Schmelzwasserrinnen und staut über dem Kreidemergel bzw. zieht seitlich weiter. Hier können nicht, wie sonst üblich, die Böden von der Kuppe bis zur Senke zu einer Bodengesellschaft zusammengefaßt werden. Eine Ausgliederung muß an Hand der "Wasserscheiden", die durch das Untergrundrelief vorgegeben sind, erfolgen.

Aus den Befunden ergibt sich:

1. Für die Böden einer Bodengesellschaft wird gleichartiges Ausgangsmaterial bzw. gleiche Herkunft des Substrates gefordert. Dies ist hier nicht gegeben, was gegen eine Einordnung der Böden in eine Bodengesellschaft spricht. Das gilt selbst für die Grundmoräne, die einmal sandig-tonig (= nordisch) und zum anderen durch starke Aufnahme liegenden Materials dem Kreidemergel zum Verwechseln ähnlich sein kann.

Bei weniger enger Abgrenzung der Ausgangsgesteine könnte man in dieser Landschaft den Geschiebelehm und die Sande als pleistozäne Sedimente zusammenfassen, wobei dann der engräumige Substratwechsel als typische Eigenschaft des Sedimentes angesehen werden muß.

2. Bodengesellschaften werden durch ein Bodenmosaik, d.h. durch eine typische Kombination von Böden, in der Landschaft beschrieben. Eine kartiermäßige Erfassung wird jedoch stark erschwert, wenn weniger das Relief der Oberfläche, als vielmehr das Untergrundrelief liegender Gesteine die Wasserbewegung und den Stoffaustausch in diesen Böden bestimmt.

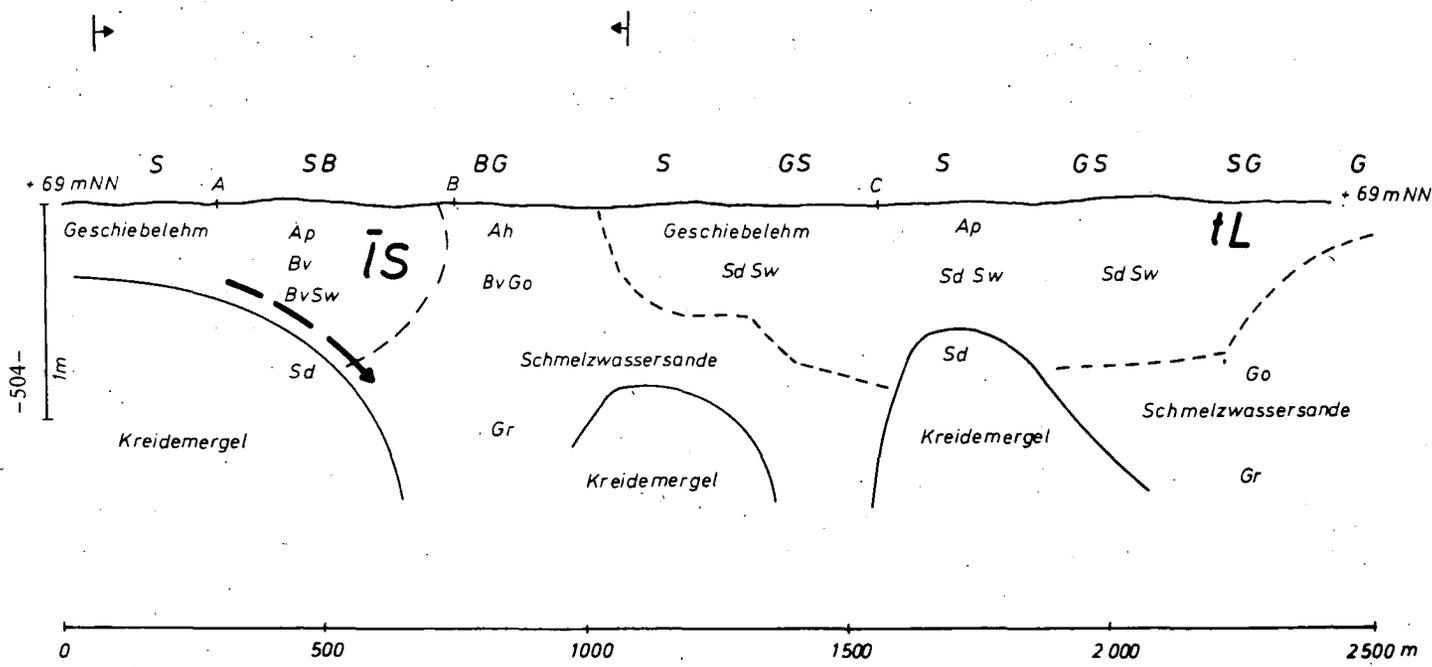
3. Funktionale Beziehungen zwischen den Böden sind aus der Wasserbewegung abzuleiten. Richtung und Ausmaß von Stofftransporten können aber auf analytischem Wege nur schwer bestimmt werden, da das Ausgangsmaterial sehr heterogen und so eine Bilanzierung unmöglich ist.

Kenntnisse in dieser Hinsicht wären besonders wünschenswert, da in diesem Gebiet vielfach durch Güllödüngung große Mengen an N- und P-Verbindungen in die Böden und das oberflächennahe Grundwasser gelangen.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß Bodenmuster und Stoffaustausch in den Landschaften der Münsterländer Bucht die Erfassung von Bodengesellschaften als zwingend notwendig erscheinen lassen. Heterogenität der Ausgangsgesteine und die vorwiegend durch ein nicht erkennbares Untergrundrelief bestimmte Wasserbewegung erschweren das Erkennen funktionaler Zusammenhänge und damit die Abgrenzung von Bodengesellschaften.

Literatur:

- REENTS, H.-J. (1982): Die Abgrenzung von Bodengesellschaften aufgrund funktionaler Beziehungen zwischen Böden -dargestellt an zwei Beispielen aus der Nordwestdeutschen Geestlandschaft.- Diss. Bonn.
- REENTS, H.-J. (1983): Die Ermittlung von Bodengesellschaften in der Nordwestdeutschen Geest.- Mitteilgn.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch., 37.



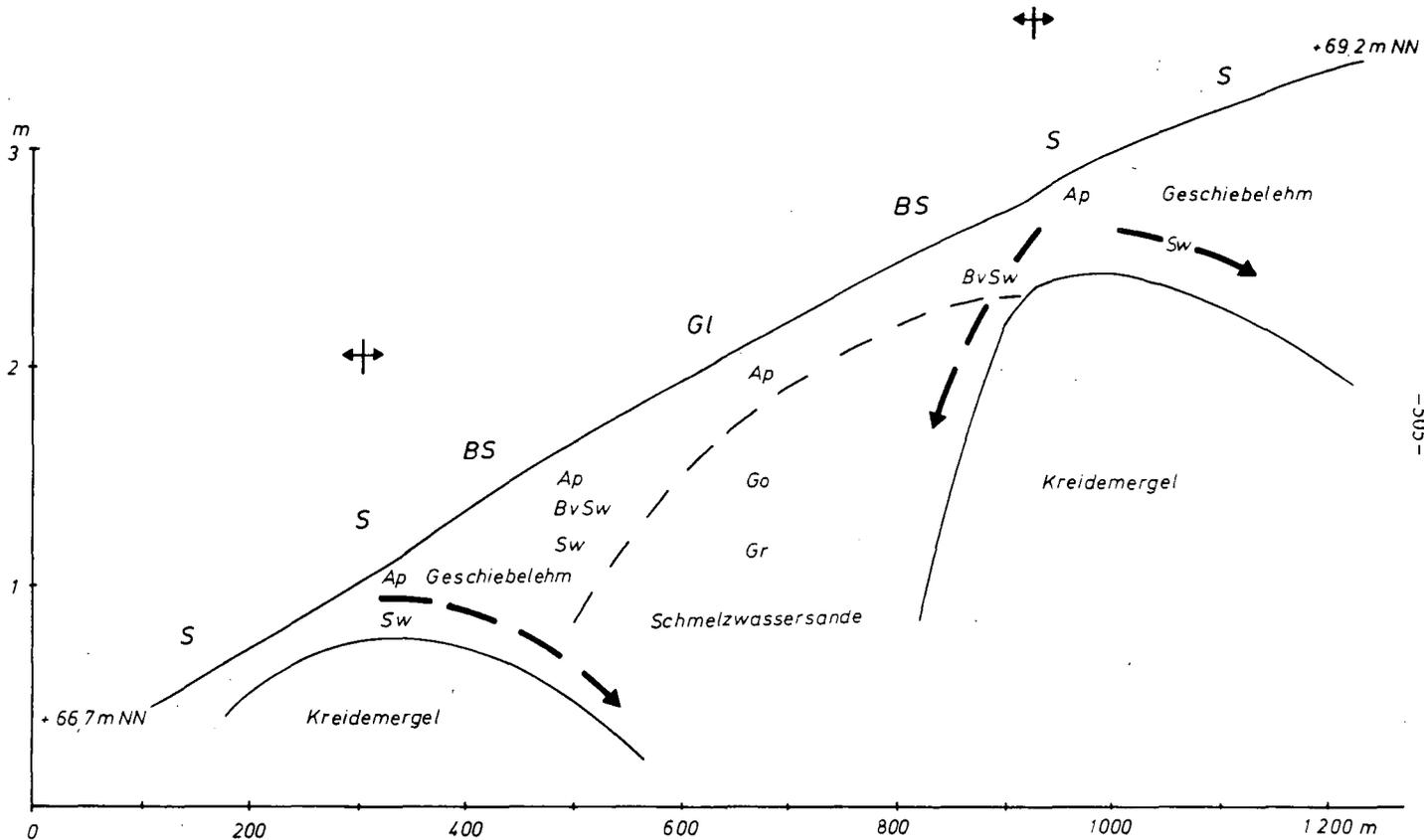


Abb. 2



Isotopenanalytische Methodik zum Einsatz
für bodenkundliche Fragestellungen

von

Kerpen, W.² und G.H. Schleser¹

Einleitung

Die Erscheinung der Isotopie ist bis ins 20. Jahrhundert hinein verborgen geblieben, weil die Isotope eines Elements in ihren chemischen Eigenschaften nahezu übereinstimmen. Erst in den letzten Jahrzehnten konnten die notwendigen Präparations- und Meßmethoden entwickelt werden, welche exakte Bestimmungen von Isotopen erlauben.

In der Vergangenheit durchgeführte Untersuchungen haben gezeigt, daß vielfach bereits aus der Größe der Verschiebung von Isotopen bei physikalischen oder chemischen Vorgängen Gesetzmäßigkeiten ableitbar sind. Die Isotopenverschiebungen eines Elements eröffnen eine recht subtile Möglichkeit, Einblicke in Reaktionsmechanismen, chemische sowie biochemische Reaktionswege und -Raten zu erhalten. Neben Laborarbeiten erlangen heute Anwendungen auf globaler Ebene, sei es zur Erforschung biogeochemischer Stoffzyklen, geologischer Entwicklungsprozesse oder paläoklimatologischer Fragestellungen immer größere Bedeutung.

In der vorliegenden Arbeit sollen neben der kurzen Darstellung einiger theoretischer Grundlagen, die Aufarbeitungsmethoden zur Messung der stabilen Isotope von Kohlenstoff, Stickstoff und Sauerstoff erläutert werden. Zum Abschluß werden einige Anwendungsmöglichkeiten der Isotopenanalytik bei bodenkundlichen Fragestellungen aufgezeigt.

Allgemeine und theoretische Betrachtungen

Im folgenden werden Vorgänge behandelt, bei denen die natürliche isotope Zusammensetzung der Elemente eine Veränderung erfährt. Die natürlichen relativen Häufigkeiten der zu diskutierenden Isotope sind Tabelle 1 zu entnehmen. Dabei zeigt sich, daß die seltenen Isotope, bis auf ¹³C, weit unter 1 % des Gesamtgehalts ausmachen.

Die aus den unterschiedlichen Eigenschaften der Isotope eines Elements resultierenden Wirkungen, ob physikalischer oder chemischer Natur, werden als Isotopieeffekte bezeichnet.

Der Isotopenaustausch in einem Molekül führt zu einer Veränderung seiner Schwingungsfrequenzen. Dementsprechend unterscheidet sich ein Molekül, welches z.B. ¹⁸O enthält, von einem welches ¹⁶O enthält, obwohl die Bindungen, welche die Isotope eines Elements eingehen, identisch sind. Die Isotope eines Elements unterscheiden sich nämlich in ihrer O-Punkt-Energie, welche für das leichtere Isotop etwas höher liegt als für das schwerere Isotop. Daraus resultiert, daß Bindungen, die über die leichteren Iso-

¹Inst. f. Chemie 2, ²Inst. f. Radioagronomie, Kernforschungsanlage Jülich, D-5170 Jülich 1

Tabelle 1: Natürliche Häufigkeit der stabilen Isotope von Kohlenstoff, Stickstoff und Sauerstoff

Element	Massenzahl	relative Häufigkeit der stabilen Isotope/%
C	12	98,89
	13	1,11
N	14	99,64
	15	0,36
O	16	99,765
	17	0,036
	18	0,199

Isotope eingegangen werden, etwas leichter aufzubrechen sind als jene der zugehörigen schwereren Isotope. Im Verlauf einer chemischen Reaktion werden daher im allgemeinen solche Moleküle etwas bereitwilliger reagieren, welche das leichte Isotop besitzen, als jene die das schwerere Isotop enthalten.

Ganz allgemein gilt, daß Fraktionierungen der Isotope bei Lösung, Kristallisation, Verdunstung, Kondensation, Diffusion sowie chemischen Umsetzungen auftreten können.

Generell werden aus Gründen der Genauigkeit nur Verhältnismessungen relativ zu einem Standard durchgeführt:

$$\delta^X E = \left\{ \frac{R_{\text{Probe}}}{R_{\text{Standard}}} - 1 \right\} \cdot 1000 \text{ (‰)}$$

Dabei stellt x die Massenzahl des seltenen Isotops des Elements E sowie R das Verhältnis des seltenen zum häufigen Isotop dar. δ -Werte können daher positiv oder negativ sein, je nachdem ob die zu untersuchende Probe einen höheren oder geringeren Gehalt des seltenen Isotops im Vergleich zum verwendeten Standard besitzt. Für Kohlenstoff ist heute ein Kalkstein aus der Peedee-Formation von Süd-Carolina; USA, in Gebrauch (Bezeichnung: $\delta_{\text{PDB}}^{13}\text{C}$). Als Standard für Stickstoff dient das sehr stabile Verhältnis der Stickstoffisotope von Luft. Für Sauerstoff existieren zwei Standards: Sauerstoff des Kalksteins aus der Peedee-Formation ($\delta_{\text{PDB}}^{18}\text{O}$) und jener aus bestimmten Meeresschichten, δ_{SMOW} genannt (Standard Mean Ocean Water).

Ein Fraktionierungsfaktor α , der bei einer Reaktion $A \rightarrow B$ auftritt, wird allgemein folgendermaßen definiert:

$$\alpha = R_B / R_A$$

Dabei soll das Isotopenverhältnis eines bestimmten Elements in den beiden Substanzen A und B mit R_A und R_B bezeichnet werden. Befinden sich A und B im Isotopenaustauschgleichgewicht, so ist der Fraktionierungsfaktor gleich dem Wert der Gleichgewichtskonstanten K für die Reaktion:



Hier enthalte die gestrichelte Größe jeweils das schwerere Isotop.

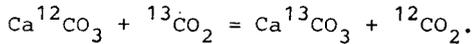
$$K = \alpha = \frac{(A) \cdot (B')}{(A') \cdot (B)} = \frac{(B') / (B)}{(A') / (A)} = \frac{R_B}{R_A}$$

Die Anreicherung ϵ der Substanz B relativ zu A bezüglich des seltenen Isotops wird folgendermaßen definiert:

$$\epsilon = \alpha - 1$$

Die Austauschgleichgewichtsreaktion von festem Kalziumkarbonat und

gasförmigem Kohlendioxid sei als Beispiel angeführt:



Daraus folgt ein Fraktionierungsfaktor α von:

$$\alpha = \frac{(\text{Ca}^{13}\text{CO}_3) \cdot ({}^{12}\text{CO}_2)}{(\text{Ca}^{12}\text{CO}_3) \cdot ({}^{13}\text{CO}_2)} = \frac{R\text{Ca}^{13}\text{CO}_3}{R^{13}\text{CO}_2}.$$

Der zugehörige Anreicherungsfaktor ϵ beträgt bei 10 °C etwa +10,8 ‰. Das heißt, daß im Isotopenaustauschgleichgewicht die feste Karbonatphase gegenüber dem gasförmigen Kohlendioxid um 10,8 ‰ angereichert ist.

Abbildung 1 zeigt die sehr unterschiedlich markierten Reservoire des Kohlenstoffs bezüglich seiner stabilen Isotope. Daraus geht z.B. hervor, daß Landpflanzen gegenüber atmosphärischem CO₂ sehr stark abgereichert sind, was primär auf einen kinetischen Isotopieffekt bei der Fixierung des CO₂ in den Blättern zurückgeht.

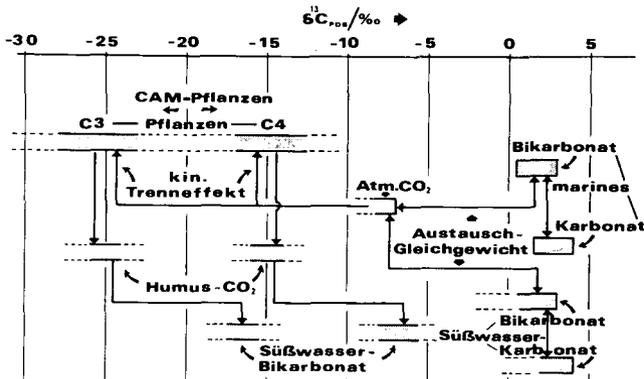


Abb. 1: Die natürliche Variation der Kohlenstoffisotope in verschiedenen Kompartimenten.

Methodik

Die Bestimmung der Isotopenverhältnisse für Kohlenstoff und Sauerstoff erfolgt unabhängig von der Herkunft der Proben über CO₂, die für Stickstoff erfolgt an molekularem Stickstoff. Von Bedeutung ist in allen Fällen, daß die Überführung von Proben quantitativ erfolgt. Anderenfalls kann es zu Verschiebungen des Isotopenverhältnisses und damit zu unbrauchbaren Ergebnissen kommen.

Kohlenstoff

Entsprechend der Herkunft der Proben und der zugehörigen Fragestellung, d.h. ob organischer oder anorganischer Kohlenstoff analysiert werden soll, sind die Methoden welche zum CO₂ führen unterschiedlich.

Organisches Material wird im Sauerstoffstrom bei einer Temperatur von etwa 1000 °C verbrannt. Das bei der Verbrennung entstehende CO wird an CuO bei 800 °C in CO₂ überführt. Eine Kühlfalle (-70 °C) befreit das CO₂ von vorhandenen Wassermolekülen. In einer weiteren Kühlfalle (-160 °C) wird CO₂ einkondensiert, um nach Abtrennung des Sauerstoffstroms die verbliebenen Restgase abzupumpen. Da organische Proben im allgemeinen Stickstoff enthalten, müssen bei der

Verbrennung entstehende Stickoxide, welche bei etwa gleicher Temperatur wie CO_2 kondensieren, nachträglich beseitigt werden. Dies erfolgt in einem Reduktionsofen an metallischem Kupfer bei 550°C . Stickoxide werden dabei in etwa 10 min reduziert. Nach Entfernung des molekularen Stickstoffs wird das CO_2 in ein Probenröhrchen übergeführt und dort eingeschmolzen (SCHLESER, POHLING 1980).

Mit anorganischen Proben wird exakt gleich verfahren. Lediglich der letzte Schritt, nämlich die Reduktion von Stickoxiden entfällt.

Mischproben, welche organisches und anorganisches Material enthalten, werden zur Ermittlung des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes mit Phosphorsäure vorbehandelt. Die Abtrennung organischen Materials zur Bestimmung des anorganischen $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes erfolgt in einem Vakuumröhrenofen bei etwa 450°C .

Sauerstoff

Die Extraktion von Sauerstoff und dessen Überführung in CO_2 erfolgt bei organischem Material über pyrolytischen Aufschluß (AGGETT et al. 1955) in Röhrchen aus Spezialglas, in welchen kein Isotopenaustausch zwischen dem Sauerstoff der Probe und dem der Glaswandungen auftritt.

Das organische Material wird mit HgCl_2 bei 550°C in sechs Stunden aufgeschlossen. Dabei reagiert Chlor mit dem in der Probe enthaltenen Wasserstoff und bindet ihn in Form von HCl . Dies ist notwendig, um die Bildung von Wassermolekülen zu verhindern. Anschließend werden die Gase aus dem Pyrolyseröhrchen, hauptsächlich CO_2 , CO und HCl in eine Vakuumanlage freigesetzt. Mit Hilfe von Benzochinolin wird HCl abgetrennt. Die verbliebenen Gase werden anschließend mit einer vakuumdichten Pumpe zyklisch über eine Entladungsröhre umgepumpt. In einem Kühlfinger erfolgt die Einkondensation von CO_2 mittels flüssigem Stickstoff. CO wird mit Hilfe einer Hochspannungsgleichstromentladung (max. 2,5 kV; 25 mA) in CO_2 überführt und ebenfalls sofort einkondensiert. Nach der Überführung von CO in CO_2 wird die erhaltene Menge an CO_2 manometrisch überprüft. Danach erfolgt die Überführung des CO_2 in ein Probenröhrchen, wo es eingeschmolzen wird.

Zur Aufarbeitung von Karbonaten wird im allgemeinen 95%-ige Orthophosphorsäure benutzt. Gemörserte Proben werden in einem Gefäß mit Seitenarm, welcher die Säure enthält, evakuiert. Bei 25°C wird die Säure anschließend auf die Probe geschüttet.

Nach etwa 20 h wird das entwickelte CO_2 in eine Vakuumanlage expandiert. Dabei wird das Wasser mittels einer Kühlfalle abgetrennt. Es folgt eine Mengenbestimmung und anschließend wird das CO_2 zur Isotopenanalyse in ein Glasgefäß eingeschmolzen. Bei diesem Verfahren werden jedoch nur zwei Sauerstoffatome des Karbonats extrahiert, wodurch eine Fraktionierung auftritt, die jedoch reproduzierbar ist und daher anschließend korrigiert werden kann (McCREA 1950).

Wasser wird bei 950°C mit Graphit und Quecksilberchlorid pyrolytisch aufgeschlossen. Die weitere Verarbeitung erfolgt wie für organisches Material.

Stickstoff

Die Aufarbeitung von Stickstoff erfolgt nach der Methode von KJELDAHL. Der organisch gebundene Stickstoff, der hier primär interessiert, wird dabei in Ammoniumsulfat überführt, welches unmittelbar vor der Messung des Isotopenverhältnisses mit Hilfe von Natriumhypobromit zu molekularem Stickstoff aufoxidiert wird.

Isotopenanalysen

Sämtliche Isotopenanalysen erfolgen massenspektrometrisch. Da-

zu dienen einfachfokussierende Geräte mit Doppeleinlaßsystem für Probe und Standard, sowie Doppel- bzw. Dreifach-Auffänger.

Für Kohlenstoffisotopenanalysen werden die Massen 45 und 44 entsprechend $^{13}\text{C}^{16}\text{O}$ und $^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2$ gemessen. Gegen störende andere Isotope, wie z.B. $^{12}\text{C}^{17}\text{O}^{16}\text{O}$ muß korrigiert werden.

Für Sauerstoffisotopenanalysen werden die Massen 46 und 44 entsprechend $^{12}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$ und $^{12}\text{C}^{16}\text{O}$ gemessen. Auch hier muß gegen Fremdisotope, wie z.B. $^{13}\text{C}^{17}\text{O}^{16}\text{O}$ korrigiert werden.

Bei der Analyse der Stickstoffisotope werden die Massen 29 und 28, gemäß $^{15}\text{N}^{14}\text{N}$ und $^{14}\text{N}_2$, ermittelt.

Die Genauigkeit von Kohlenstoff- oder Stickstoff-Isotopenanalysen liegt heute unter Berücksichtigung der gesamten Probenaufarbeitung unterhalb von 0.4 ‰. Bei Sauerstoff werden Werte von etwa 0.5 ‰ erreicht.

Beispiele bodenkundlicher Fragestellungen

Die im Boden ablaufenden Prozesse sind äußerst komplex und beruhen auf mannigfachen physikalischen, chemischen und biologischen Ursachen. Demzufolge müssen z.B. ^{13}C -Werte von Bodenproben immer als das Ergebnis vielfältiger, sich überlagernder Prozesse angesehen werden. Je nach der Intensität, mit der verschiedene Reaktionen ablaufen, kann jedoch der eine oder andere Fraktionierungseffekt stark gegenüber allen anderen überwiegen.

Bei vielen bodenkundlichen Problemen können isotopenanalytische Untersuchungen zu wertvollen Aussagen führen.

Fragen der Pedoturbation in Vertisolen können z.B. mittels ^{13}C -Analysen geklärt werden, wenn in solchen Böden die ursprünglichen organischen Substanzlieferanten C4-Pflanzen waren und diese später durch C3-Pflanzen ersetzt wurden. Der Grad der Vermischung durch Pedoturbation wird an den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten ersichtlich.

Aus den $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - und $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Daten kalkhaltiger Böden oder von Kalkkrusten kann unter gewissen Voraussetzungen auf die Ursache der Ablagerung geschlossen werden (SCHLESER, SCHARPENSEEL 1983).

Fraktionierungseffekte des Kohlenstoffs können Aussagen über die Mineralisation durch biologischen Abbau in der organischen Auflage sowie in organisch-substanzhaltigen Bodenhorizonten unter Einbeziehung der organischen Kohlenstoffgehalte, C/N-Verhältnisse und pH-Werte gestatten. Darüberhinaus dürfte unter gewissen Voraussetzungen die Aufspaltung von Huminstoffgruppen und ihr Verbleib bzw. ihre Fortführung erkennbar sein.

Für weitere Anwendungsmöglichkeiten der stabilen Isotope $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ und $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ sei auf weitere Artikel dieser Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft Nr. 38 verwiesen.

Literaturverzeichnis

AGGETT, J.; BUNTON, C.A.; LEWIS, T.A.; LLEWELLYN, D.R.; CHAIRMAN O'CONNOR and A.L. ODELL. 1955. The isotopic analysis of oxygen in organic compounds and in co-ordination compounds containing organic ligands. Int. J. Appl. Rad. Isot. 16: 165-170

McCREA, J.M. 1950 On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Palaeotemperature Scale. J. Chem. Phys. 18: 849-857

SCHLESER, G.H. and R. POHLING. 1980. δ^{13} -Record in Forest Soil using a rapid Method for preparing Carbon Dioxide samples. Int. J. Appl. Rad. Isot. 31: 769-773

SCHLESER, G.H. and H.W. SCHARPENSEEL. 1983. Investigations of calcareous crusts from Tunisia using stable isotope techniques. Proc. of 1st Maghrebien Soil Sci. Meeting, Tunis.

Charakterisierung bodendynamischer Vorgänge mittels der stabilen Isotope $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in verschiedenen Bodentypen

von

KERPEN, W.¹, G.H. SCHLESER² und H.G. BERTRAM²

Einleitung

Unterschiedliche Bodentypen, die durch unterschiedliche Prozesse entstanden sind, sollten diese Prozesse auch in ihrem Isotopenverhältnis widerspiegeln. Denn dieses reagiert bezüglich seiner Zusammensetzung sehr empfindlich auf physikalisch-chemische Vorgänge. Zur Überprüfung dieses Sachverhalts wurden zunächst eine Braunerde, ein Pseudogley, ein Podsol und ein Hochmoor gewählt, von denen hier der Pseudogley und der Podsol vorgestellt werden. Die ersten Ergebnisse beschränken sich auf die Charakterisierung von Bodenprozessen mittels der Isotope ^{13}C und ^{12}C .

Material und Methode

Die Bodenprobenahme erfolgte in einem engen Abstand von 1 bis 10 cm in Abhängigkeit vom organischen Substanzgehalt. Meist wurden kontinuierlich unter Beachtung der Horizontgrenzen Bodensegmente von 2 bis 4 cm Mächtigkeit entnommen. Die Bodenproben wurden 14 Stunden bei 60 °C getrocknet und anschließend in einem Achatmörser homogenisiert. Probenaufbereitung und Isotopenanalytik sind bei SCHLESER, POHLING 1980 und SCHLESER, KERPEN 1983 mitgeteilt.

Ergebnisse

Pseudogley aus Löß

Der untersuchte Pseudogley liegt im Hambacher Forst, in Nordrheinwestfalen (50° 54' N, 6° 25' O) unter einem 77 bis 147 jährigen Eichen-Rotbuchenbestand (Rotbuche 77 und 142 Jahre (35 %), Eiche 147 Jahre (65 %)). Das Profil (Abb. 1) setzt sich vermutlich aus drei Ausgangssubstraten zusammen: Die A_h-Horizonte und die den Staunässeleiter bildenden S_h-Horizonte bestehen aus einem jüngeren sandig-lehmigen Lößmaterial. Die folgende tonig-lehmige Staunässesohle des IIS_d ist von Eiskeilen und Polygonen durchzogen, also eiszeitlich geprägt. Im IIIS_d ist das tonig-lehmige Substrat zunehmend mit groben Kiesen der Maas-Terrasse durchsetzt. Der bis unter den Oberboden reichende Staunässeleiter kann sich während der kurzen Naßphase nur gelegentlich bis an die Oberfläche ausdehnen. Im Übergang vom stark sandig-lehmigen A_h zum Staunässeleiter weisen einzelne blanke Sandkörner auf eine geringe Podsolierung hin.

Die pH_{KCl}-Werte variieren von pH 3,5 bis pH 4,0. Die C_{org}-Werte nehmen von über 10 % im oberen A_h nahezu exponentiell mit der Tiefe bis auf Spuren im IIIS_d ab. Das C/N-Verhältnis liegt im A_h zwischen 16 und 18. Es nimmt im A_{eh} rapide auf etwa 6 und bis

¹ Inst. f. Radioagronomie, ² Inst. f. Chemie 2, Kernforschungsanlage Jülich, D-5170 Jülich 1

zum III S_d fast linear bis auf 4 ab.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Pseudogley

wechseln zwischen rund -28 ‰ und -25 ‰ .

O_L -, O_F - und O_H -Auflagen

Im Bestandesabfall der O_L -, O_F -, O_H -Auflagen von etwa 2 bis 3 cm Mächtigkeit nimmt der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von rund -30 ‰ im O_L auf -27 ‰ im O_H sehr stark zu. Demnach findet im Bestandesabfall bereits eine O_H bedeutende Aufbereitung der organischen Substanz durch biologischen Abbau statt.

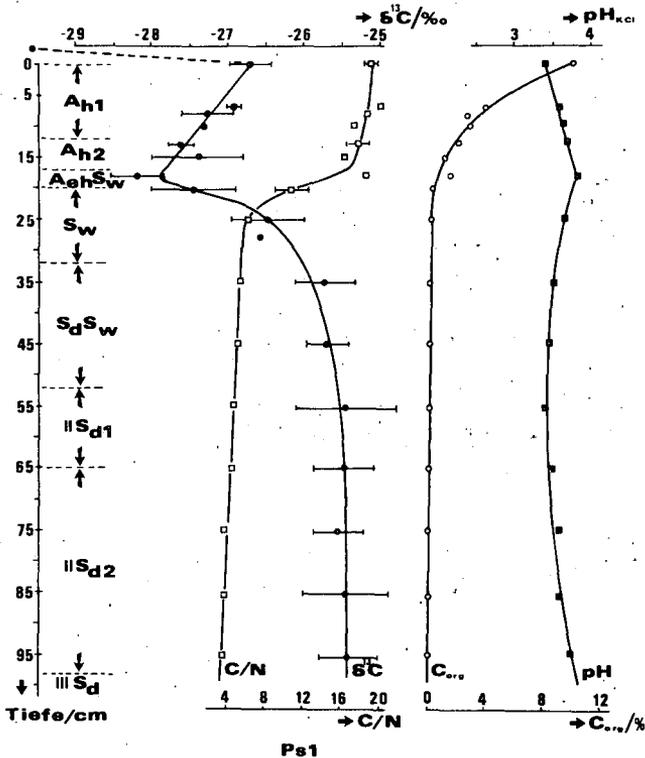


Abb. 1: Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, C_{org} -Gehalte, C/N-Verhältnisse und pH-Werte in einem P_{org} Pseudogley bei Jülich

A_h -Horizonte

Zu Beginn des A_{h1} -Horizontes kehrt sich die Tendenz des $\delta^{13}\text{C}$ -Verlaufs schlagartig um. Der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert fällt von Anfang A_{h1} bis Ende A_{h2} um rund 2 ‰ . Da das C/N-Verhältnis nahezu konstant bleibt, dürfte in den A_h -Horizonten keine nennenswerte Aufspaltung in verschiedene Huminstoffgruppen erfolgen. Wahrscheinlich ist eine Fraktionierung gleicher Huminstoffe in Anteile mit mehr leichteren ^{12}C - und schwereren ^{13}C -Isotopen. Die Humusmoleküle mit vorherrschend ^{13}C -Isotopen bleiben bevorzugt im oberen A_h -Bereich hängen, während jene mit vorwiegend leichteren ^{12}C -Isotopen nach

unten verlagert werden. Dieser Prozeß wird unterhalb der A_h -Horizonte abrup t unterbrochen.

$A_{ch}S_w$ -, S_w -, S_dS_w - und S_d -Horizonte

Am Anfang des $A_{ch}S_w$ kehrt sich der $\delta^{13}C$ -Verlauf um. Der $\delta^{13}C$ -Wert steigt von rund 28 ‰ im $A_{ch}S_w$ auf $-26,5 \text{ ‰}$ im S_w und schließlich auf $-25,5 \text{ ‰}$ im S_dS_w an. Im $A_{ch}S_w$ dürfte aufgrund des jäh abnehmenden C/N-Verhältnisses eine starke Aufspaltung der organischen Substanz in leichtlösliche mobile niedermolekulare und in schwerlösliche schwerbewegliche hochmolekulare Huminstoffe erfolgen. Die leichter löslichen Huminstoffe werden bevorzugt im Staunässeleiter durch das Stauwasser abgeführt und teils im unteren S_w - sowie im S_dS_w und in den S_d -Horizonten angelagert. Die niedermolekularen, leicht löslichen und mobileren Huminstoffe enthalten nach ersten Untersuchungen einen relativ höheren Anteil an ^{13}C -Isotopen. Nach Fortführung der mobileren Huminstoffe fällt das C/N-Verhältnis, weil diese niedrigpolymeren Huminstoffe - vermutlich vorwiegend Fulvosäuren - weit weniger N enthalten als die hochpolymeren Huminstoffe. Daher dürften die $\delta^{13}C$ -Variationen ab $A_{ch}S_w$ im wesentlichen das Verhalten der Huminstoffgruppen, vor allem der Fulvosäuren widerspiegeln. Zusammenfassend weist der untersuchte Pseudogley aufgrund der $\delta^{13}C$ -Daten einen starken biologischen Abbau in den organischen Auflagehorizonten und eine chromatographische Trennung und Verlagerung von Huminstoffen in den A -Horizonten auf. Im Staunässeleiter erfolgt eine Aufspaltung der Huminstoffe, wobei die leichter löslichen niedrigpolymeren Anteile mit dem Stauwasser fortgeführt und teils im tieferen Staunässeleiter sowie in der Staunässeleite angelagert werden.

Plaggenesch-Podsol

Der Plaggenesch-Podsol von der Varietät des Plaggenesch-Eisenhumuspodsol liegt nahe der Straße von Brobergen nach Grüpel bei Stade ($53^\circ 36' N$, $9^\circ 10' O$) etwa 5 m über NN, in welligem bis schwach hügeligem Gelände unter einer Weide*. Der A -Horizont erreicht infolge früherer Plaggenwirtschaft eine Mächtigkeit von 42 cm (Abb. 2). Die A -, A_e -, B_e - und B_{sh} -Horizonte entstanden aus holozänen Dünenständen. Der $hIIB_{sh}$ besitzt Anteile von Grundmoränen-Geschiebelehm. Die $hIIB_{sh}$ -, G_{sh} -, G_{or} - und G_r -Horizonte bestehen aus fluvioglazialen Sanden des Pleistozän. Zur Zeit der sommerlichen Probenahme stand das Grundwasser bei 237 cm. Der Grundwassereinfluß reicht jedoch zeitweise bis auf 125 cm hinauf.

Die pH_{KCl} -Werte bewegen sich zwischen pH 5,8 nahe der Oberfläche und pH 3,6 im B_e und zwischen pH 4,0 und 4,7 ab B_{sh} .

Die Fe-Gehalte variieren zwischen rund 0,5 und 7 ‰. Minima liegen im A_e , im oberen B_e sowie im Grundwasserbereich. Ein ausgeprägtes Maximum weist der B_{sh} auf.

Die Mn-Gehalte schwanken zwischen rund 10 und 230 ppm mit Maximalwerten im oberen A_e (≈ 230 ppm) und Minimalwerten im A_e (≈ 10 ppm) und im Grundwasserbereich (≈ 40 ppm).

Die C-Gehalte liegen im oberen A_e -Horizont bei 3 bis 4 %. In den unteren 10 cm des A_e steigen sie abrup t bis auf 14 % an. Im A_e fallen sie auf rund 0,5 % zurück. Dann folgt eine erneute extreme Zunahme in den B_e -Horizonten auf rund 8 % und ein Zurückfallen in den B_{sh} -Horizonten auf 0,1 %. Im Grundmoränen-IIB_{sh} und in den im Grundwasserbereich liegenden $hIIB_{sh}$ -, G_{or} - und G_r -Horizonten

* Herrn Prof. H. WIECHMANN, Inst. f. Bodenkunde, Bonn, sei für die Empfehlung dieses Profils gedankt.

erreicht der C_{org} -Gehalt nochmals Werte zwischen 0,5 und 1%.

Das C/N-Verhältnis nimmt im A_h von rund 20 auf über 45 zu. Im A_e fällt es auf unter 30 zurück und in den B_h -Horizonten steigt es wieder auf über 40 an. Im B_{sh} geht es bis zum Grundmoränen-Horizont auf Werte von 12 zurück, die es bis zum Ende der B_{sh} -Horizonte beibehält. Im Grundwasserschwankungsbereich, dem $III B_{sh} G$, nimmt es wieder bis auf über 35 zu. In den folgenden Grundwasserhorizonten fällt es allmählich auf 30 ab.

Die $\delta^{13}C$ -Werte des Plaggenesch-Podsol

variieren um über 4 ‰ von $\approx -30,5$ bis ≈ -26 ‰.

Grasbewuchs

Das grüne Gras liefert $\delta^{13}C$ -Werte von ≈ -30 ‰, während leicht vergilbtes Gras ^{13}C -angereicherte Werte von $-28,9$ ‰ aufweist, was auf biologischen Abbau zurückzuführen ist.

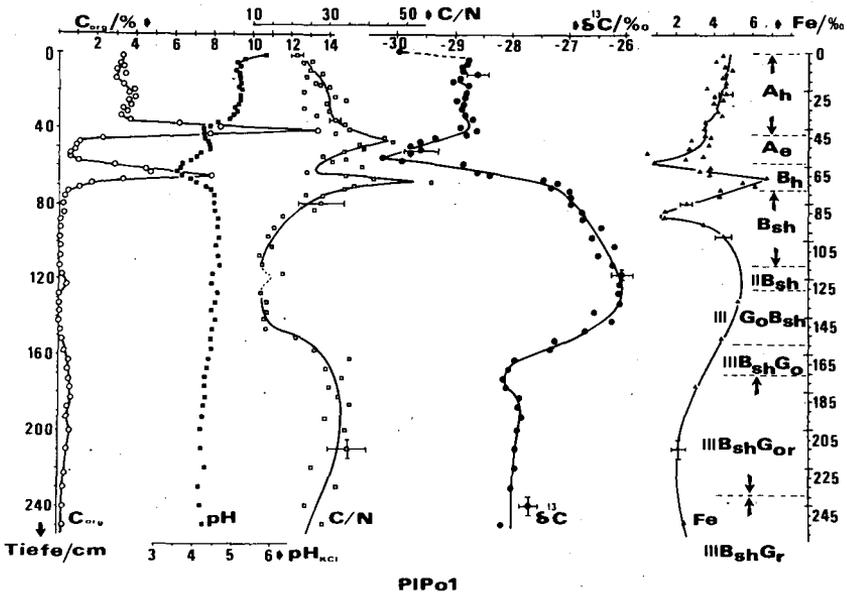


Abb. 2: $\delta^{13}C$ -Werte, C_{org} -Gehalte, C/N- und pH-Werte sowie Eisen-Gehalte in einem Plaggenesch-Eisen-Humuspodsol bei Stade

A_h -Horizont

Der A_h -Horizont zeigt $\delta^{13}C$ -Werte um -29 ‰. In dieser weitgehend stabilen Auflage sind nur kleinere Feinstrukturierungen wahrzunehmen, die vielleicht auf das Initialstadium eines Sekundärpodsols hindeuten. Auch im unteren A_h -Bereich bleibt trotz extremer C_{org} -Gehalte der $\delta^{13}C$ -Wert konstant. Dafür gibt es zwei Deutungsmöglichkeiten: Entweder rührt der hohe C_{org} -Gehalt des unteren

A_h-Bereiches von einem ursprünglichen A_h-Horizont vor der Plaggenwirtschaft, der mit der Plaggenauflage nicht vermischt wurde, oder es fand eine gleichmäßige Verlagerung aller Humusbestandteile aus dem heutigen oberen A_h in den unteren A_h statt. In beiden Fällen ist keine Veränderung^h des Isotopenverhältnisses zu erwarten, solange die Huminstoffgruppen zu gleichen Verhältnissen in einem Horizont verbleiben oder verlagert werden.

Da das C/N-Verhältnis des A_h zur Oberfläche hin abnimmt, kann auf eine Änderung der Plaggenwirtschaft geschlossen werden. Vermutlich wurden ursprünglich Heideplaggen verwendet und später Plaggen mit höherem bzw. angereicherterem N-Anteil.

A_e-Horizont

Den A_e-Horizont kennzeichnet ein starker Abfall des ¹³C-Gehaltes bis auf ^efast -30,5 ‰. Da der ¹³C-Gehalt im unteren A_h aber nicht zunimmt, müssen aus dem unteren A_h-Horizont die Huminstoffgruppen in ihrer Gesamtheit gleichmäßig^h abgegeben werden. Nach Eintritt in den Bleichhorizont wird alsbald die Humussubstanz in die einzelnen Huminstoffe aufgespalten, was auch durch das sich stark ändernde C/N-Verhältnis angedeutet wird. Der geringe C_{org}-Gehalt läßt erkennen, daß die Huminstoffgruppen weitgehend^{org} durch diesen Horizont hindurchwandern und nur zu einem geringen Anteil mit überwiegend leichteren ¹²C-Isotopen hängen bleiben. Da nach ersten Untersuchungen die höhermolekularen Huminstoffe gegenüber niedrigmolekularen ¹³C-abgereichert sind, dürfte es sich im A_e vorwiegend um Huminsäuren handeln.

B_h- und B_{sh}-Horizonte

Der Abreicherung an ¹³C im A_e entspricht eine starke ¹³C-Anreicherung in den B_e-Horizonten^e, die sich in den B_{sh}-Horizonten fortsetzt. Mineralisierungseffekte, die ebenfalls^{sh} zu einer ¹³C-Anreicherung führen können, scheiden in der verdichteten Ortsteinschicht aus. Parallel zu dieser starken Anreicherung erfolgt eine Änderung im C/N-Verhältnis, das im B_h ansteigt und dann im B_{sh} sehr stark abfällt. Gleichzeitig steigt der pH-Wert von rund^{sh} pH 3,5 auf 4,7 an. Das läßt auf eine weitere Aufgliederung der Huminstoffgruppen schließen, wobei die ¹³C-angereicherten Fraktionen vermehrt zu den tieferen B_{sh}-Horizonten oberhalb des Grundwasser-einflusses verlagert werden. Diese Prozesse gehen einher mit der Pantherung in den B_{sh}-Horizonten. Nach MÜCKENHAUSEN 1982 und anderen Autoren wird angenommen, daß die Pantherung durch Pilze erzeugt wird. Danach könnten die Vorgänge in diesem Bereich durch pilzbedingten Aufschluß der Huminstoffgruppen erklärt werden.

III_oB_{sh}- und III_oB_{sh}G_o-Horizonte

Zu Beginn des Grundwasserschwankungsbereiches kehrt sich der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert schlagartig um. In den III_oB_{sh}- bzw. III_oB_{sh}G_o-Horizonten werden vor allem Fulvosäuren vermehrt^{org} fortgeführt^{org}, was zu abgereicherten ¹³C-Gehalten führt.

III_oB_{sh}G_{or}- und III_oB_{sh}G_r-Horizonte

Im Grundwasserbereich der III_oB_{sh}G_o- und -G_r-Horizonte bleiben die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte fast konstant. Daraus^{org} folgert^r, daß keine weitere Isotopenfraktionierung auftritt und ein stationärer Zustand erreicht ist.

Insgesamt wird der Plaggenesch-Podsol durch eine sehr stark wechselnde $\delta^{13}\text{C}$ -Dynamik gekennzeichnet. Im A_h werden entweder die Huminstoffe insgesamt vom oberen zum unteren A_h-Bereich verlagert oder die C_{org}-Anreicherung im unteren A_h stammt aus einem

ursprünglichen, nicht vermischten A_n-Horizont.

Im A - sowie in den B_n - und B_{sh}-Horizonten finden Aufspaltungen der Huminstoffe statt. Dabei werden aus dem A die meisten Huminstoffe abgeführt, wobei bevorzugt die leichteren Isotopenfraktionen zurückgehalten werden. In den B_n - und den B_{sh}-Horizonten werden die ¹³C-abgereicherten Isotopenfraktionen bevorzugt im oberen Horizontbereich festgehalten und überwiegend die ¹³C-angereicherten, vermutlich vorwiegend Fulvosäuren, abwärts verlagert. Im oberen Grundwasserschwankungsbereich werden durch das fluktuierende Grundwasser diese ¹³C-angereicherten Fraktionen bevorzugt fortgeführt. Im Grundwasserbereich findet keine Isotopenfraktionierung mehr statt.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Untersuchungen des Pseudogleys und des Podsoles zeigen

sehr unterschiedliche ¹³C-Variationen, die dennoch zum Teil auf vergleichbare Prozesse hinweisen. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen unterscheiden sich sehr stark von denen der übrigen Bodenparameter. Sie gestatten daher unter Einbeziehung anderer Bodenparameter zusätzliche Aussagemöglichkeiten über bodendynamische Vorgänge.

Literaturverzeichnis

- BERTRAM, H.G., SCHLESER, G.H., 1982. The ¹³C/¹²C Isotope Ratios in a North-German Podzol. Stable Isotopes, Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam 115-120
- MÜCKENHAUSEN, E., 1982. Bodenkunde. DLG Verlag Frankfurt/Main, 631 S.
- SCHLESER, G.H., POHLING, R., 1980. $\delta^{13}\text{C}$ Record in Forest Soil using a Rapid Method for Preparing Carbon Dioxide Samples. Internat. J., appl. Radiat. Isotopes 31: 769-773
- SCHLESER, G.H., POHLING, R., KERPEN, W., 1981. Die Verteilung der stabilen Kohlenstoffisotope ¹³C/¹²C in einem Pseudogley unter Wald. Z. Pflanzenern. Bodenkunde 144: 149-155
- SCHLESER, G.H., KERPEN, W. Isotopenanalytische Methodik zum Einsatz für bodenkundliche Fragestellungen. Mitteil. Deutsch. Bodenkundl. Ges. 38 : im Druck
- WIECHMANN, H., 1975. Bildung von Humusakkumulationshorizonten in Podsolon. Mitteil. Deutsch. Bodenkundl. Ges. 22: 629-632
- WIECHMANN, H., 1983. Ein Vergleich von Eisenpodsolon im östlichen Niedersachsen mit Podsolon unter borealem Nadelwald in Finnland. Z. Pflanzenern. Bodenkunde 146: 53-61

Zwölf Thesen zur Bodensystematik

- gestützt auf morphometrische Auswertungen von Horizontklassifikationen

von

Lamp, J.

1. Optimierungsziele der Bodenklassifikation

Bodenkundliche Vorstellungen und Theorien einerseits, insbesondere über die Geo- und Pedogenese, sowie Auswahl von Boden"individuen" und Erhebung von Bodenmerkmalen andererseits dienen dazu, Bodenklassen aufzustellen und zu strukturieren oder Bodenhorizonte und -profile danach einzuordnen.

Die Aufstellung einer überregionalen Klassifikation, z B. einer internationalen Referenzbasis für die Bodenklassifikation, muß sich notwendigerweise verstärkt auf Deduktion stützen, während die folgenden Ergebnisse insbesondere induktiv gewonnen wurden. Es muß aber betont werden, daß die Bodenklassifikation letztlich einer fortschreitenden Optimierung unterliegen sollte, bei der sich Deduktion und Induktion wechselseitig überprüfen und ergänzen. Als Optimierungsziele können dabei gelten:

1. Maximale pedogenetische Ko-Varianz von Faktoren und Bodenmerkmalen
2. Maximale pedofunktionale Ko-Varianz von Ökocomponenten und Bodenmerkmalen
3. Minimale pedomorphologische Intra-Klassen-Varianz der Bodenmerkmale
4. Maximale pedoregionale Ko-Varianz zwischen Bodenklassen der Systematik und Bodeneinheiten der Kartierung
5. Zur Minimierung des gesamten Untersuchungsaufwandes innerhalb eines mehrschichtigen Erhebungsplanes sollten maximale Ko-Varianzen bestehen zwischen
 - 5.1 den durch Gelände- und Fernerkundung mit geringem Aufwand beobachtbaren Oberbodenmerkmalen einschl. der o.a. Faktoren und Ökocomponenten, und den an Bohrungen feststellbaren Feldmerkmalen sowie
 - 5.2 zwischen den Feldmerkmalen und den häufig nur mit hohem Aufwand analysierbaren Labormerkmalen
 - 5.3 Bei der Abgrenzung und Identifizierung von Böden ist eine kostengewichtete Minimierung der diagnostischen Merkmale anzustreben

*) Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Christian-Albrechts-Universität Kiel, Olshausenstr. 40, 2300 Kiel 1

Im Folgenden werden quantitative Verfahren und Ergebnisse einer induktiven Optimierung nur für die unter 3. und 5. genannten Zielpunkte und anhand ausgewählter Feld- und Labormerkmale, insbesondere Bodenfarbe (HUE, VALUE, CHROMA), Bodenart (BART), der Gehalte an Organischer Substanz (OS) und Dithionitlöslichem Eisen (FED) demonstriert. Die Merkmalswerte entstammen der "Pedon-Datenbank Bundesrepublik Deutschland", deren Erfassung, Kodierung und Transformation bereits dargestellt wurde (LAMP, 1979, 1983). Prinzipien der Farbbestimmung folgen im Beitrag von CORDESEN/LAMP/WITTJE (in diesem Band).

2. Korrelationen zwischen Feld- und Labormerkmalen

Aufgabe der Bodenklassifikation war es, Stoffbestand und -dynamik des gesamten Profils und einzelner Horizonte absolut und relativ, d.h. bezogen auf das Ausgangsmaterial, zu erfassen bzw. vorherzusagen. Wichtige Zielgrößen waren dabei die Gehalte an Organischer Substanz und an freigesetztem Dithionitlöslichem Eisen, die im Felde durch Farbangaben abgeschätzt werden. Aus der Farbhelligkeit, dem Value-Wert nach MUNSELL, wurde auf die Organische Substanz und aus der Farbreinheit, dem Chroma-Wert, auf die Gehalte an bestimmten Eisenformen geschlossen.

Der direkte Schluß von Feld- auf Labormerkmale ist allerdings mit beträchtlichen Unsicherheiten behaftet, wie in Tab. 1 anhand von Daten des Kieler Institutes bzw. der gesamten Bundesrepublik aufgezeigt wird. Die Korrelationen im Bereich von etwa 0.4 - 0.7 für die Beziehung OS/HUE bzw. von 0.1 - 0.3 für FED/CHROMA stimmen mit Befunden anderer Autoren generell überein.

Durch spektralanalytische Remissionsmessungen im Labor kann die Schätzung des Gehaltes an Organischer Substanz mäßig, die an Dithionitlöslichem Eisen aber kaum verbessert werden. Die Eisengehalte von sandigen Unterbodenhorizonten lassen sich nach KNEIB (1979) aber durch Bestimmung der Chromawerte von geglühten Proben eindeutiger vorhersagen.

Durch Bezug auf bestimmte Gebiete oder Körnungsklassen lassen sich bedingte Korrelationen errechnen, deren Absolutwerte z.T. beträchtlich ansteigen (s. Tab. 1). So läßt sich die Organische Substanz in Sanden bzw. Geschiebesanden mit Bestimmtheiten ($= \% r^2$) von 31 bzw. 48 % weitaus besser als in Lehmen oder Lössen schätzen (ca. 10 %). Ein solcher Effekt stellt sich nicht bei der Schätzung Dithionitlöslichen Eisens aus Chroma-Werten ein. Selbst aus relativen Änderungen der Farbreinheit von B- zu -Horizonten können Gehaltsdifferenzen zwischen diesen Horizonten kaum besser abgeschätzt werden

Tab. 1: Korrelationen zwischen Farbwerten und der Organ. Substanz bzw. dem Dithionitlös1. Eisen verschiedener Probengesamtheiten

Gebiet - Proben	Korrelationen (r) zwischen			
	OS/VALUE	n	FED/CHROMA ¹⁾	n
Ostholstein (Lehme)	-.44	116	.23	116
Hohe Geest (S-L)	-.52	123	.13	108
Nied. Geest (Sande)	-.66	253	.20	253
" " (geglüht)	- -	- -	.74	253
Schl.-Holstein (S,L,T)	-.56	37	.30	37
" " -Labor ²⁾	-.75	37	.35	37
BRD ³⁾	-.40	1987	.35	1491
			.40 ⁴⁾	77
" Lehme	-.32	150	.15	422
" Löss	-.39	311	.12	284
" Sande	-.59	769	.14	575
" Geschiebe Sand	-.69	94	.25	178

1) nur Proben mit Value > 3

2) OS bzw. FED korreliert mit Remission R₂

3) Daten der Uni.-Institute Kiel, Hohenheim und des Geol. Landesamtes Hessen

4) Korrelation der FED- und CHROMA-Differenzen von B- und zugehörigen C-Horizonten

3. Diskriminanz von Bodenmerkmalen

Aus den bisherigen Ergebnissen kann generell gefolgert werden, daß quantitative Aussagen über absolute und relative Stoffbestände in Horizonten nur mit großen Schätzungsfehlern im Gelände möglich sind. Dabei bleibt aber zu bedenken, daß erfahrene Bodenkundler bei der Felddiagnose von Horizonten weitaus mehr bodeninterne und -externe Informationsquellen nutzen, z. B. Relief und historische Nutzungsdaten, die sich einer quantitativen Analyse weitgehend (noch) entziehen. Im Folgenden soll deshalb von der gegebenen Horizontzuordnung ausgegangen werden und deren Abgrenzbarkeit durch Feld- und Labormerkmale mit Hilfe der multiplen Diskriminanzanalyse untersucht werden. Diese versucht, gegebene Gruppen im m-dimensionalen Merkmalsraum durch sogenannte kanonische Diskriminanzvariable maximal zu trennen. Das Verfahren kombiniert so die Vorteile deduktiver und induktiver Ansätze.

In Abbildung 1 sind für 11 Gruppen von Subhorizonten, das sind Übergänge zwischen Bv-, Bt-, Bfe- und Cv-Horizonten, die Zentren und die 90 %-Streubereiche gegen die ersten beiden kanonischen Variablen aufgetragen, die zusammen 70 % der Gesamtvarianz aller 25 Ausgangsmerkmale erfassen. Die Streukreise und -ellipsen lassen beträchtliche morphometrische Überlappungen der Horizontklassen erkennen, die sich beim Einbezug weiterer Diskriminanzvariablen nicht wesentlich reduzieren, so daß das SPSS-Computerprogramm über die Hälfte (58 %) aller Horizonte umgruppieren mußte, um möglichst einheitliche, d.h. isomorphe Gruppen zu erreichen. Im Durchschnitt erwiesen sich also nur 42 % der genetischen Horizonteinstufungen der Bodenkundler morphometrisch als richtig.

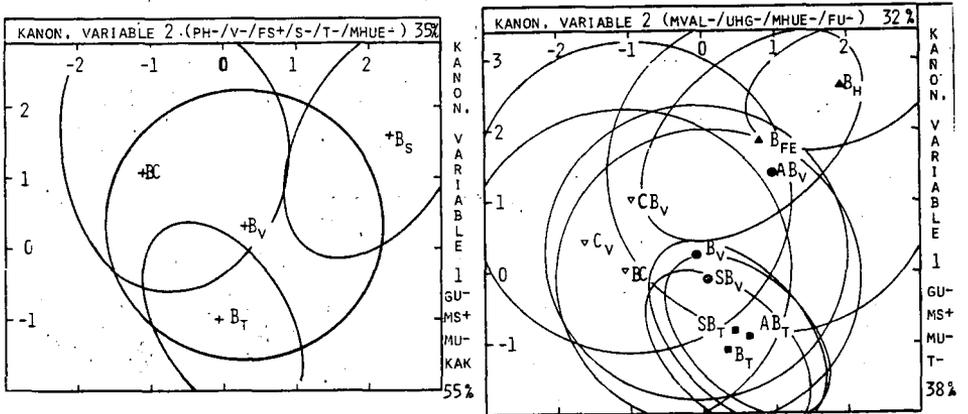


Abb. 1: Projektion der Zentren und 90 %-Streubereiche von 4 Haupt- und 11 Subhorizontklassen auf die ersten beiden kanonischen Variablen

Eine Reduktion der Anzahl auf die 4 Hauptklassen der Bv-, Bt-, Bfe- und (B)C-Horizonte verringerte die Mißklassifikation auf 33 %. Dabei überschneiden sich die sehr heteromorphen BC- und Bv-Horizonte und auch die Bv- und Bt- bzw. die Bv- und Bfe-Horizonte stark. Übergänge zwischen Bt- und Bfe-Horizonte sind sehr unwahrscheinlich, so daß dieser morphometrische Befund indirekt die These von den getrennten Entwicklungsreihen der Lessivierung und Podsolierung stützt.

4. Intra-Klassen-Varianz von Horizontmerkmalen

Die Diskriminanzanalyse ist eine komplexe Statistikmethode mit theoretischen Voraussetzungen, die für die gegebenen Bodendaten im Detail schwer zu überprüfen bzw. zu realisieren waren.

Im Folgenden werden deshalb die Intra-Klassen-Varianzen von ausgewählten Labormerkmalen gezeigt, die mit einfachen Verfahren der beschreibenden Statistik ermittelt wurden. Dazu wurden alle Horizonte hierarchisch in Klassen aufgegliedert, zuerst pedogenetisch in Haupthorizonte (z.B. Ah, Ap, Bv, Bo, C) und in Sub(Übergangs)-horizonte (z.B. AhBv, AhS oder BvS) und diese dann in geogenetisch definierte Substratklassen (z.B. AhBv aus Löss oder reiner Bv aus glazialen Sand). Für jede dieser Klassen wurden die Statistiken Mittelwert und Varianz berechnet und daraus "gepoolt" über die Einzelklassen - die auf die jeweilige Gesamtvarianz bezogene Intra-Klassen-Varianz ermittelt (s. Abb 2, die ausgewählten Merkmale Ton, Feinsand (FS), Organische Substanz (OS), Dithionit- und Oxalatlösliches Eisen (FED, FEO), den pH-Wert und die Kationenaustauschkapazität (KAK)). Für die erste Kategorie der Haupthorizonte ergibt sich eine taxonomische Varianzreduktion um durchschnittlich nur 11 %, die lediglich für den Tongehalt und die pH- und KAK-Werte größer ausfällt. Die Subhorizonte wirken sich, mit Ausnahme des Oxalat-Eisens, etwa um weitere 5 % aus und erst die geogenetische Einstufung der Horizonte bringt einen stärkeren taxonomischen Effekt auf etwa 50 % Intra-Klassen-Varianz (mit Ausnahme des Tongehaltes).

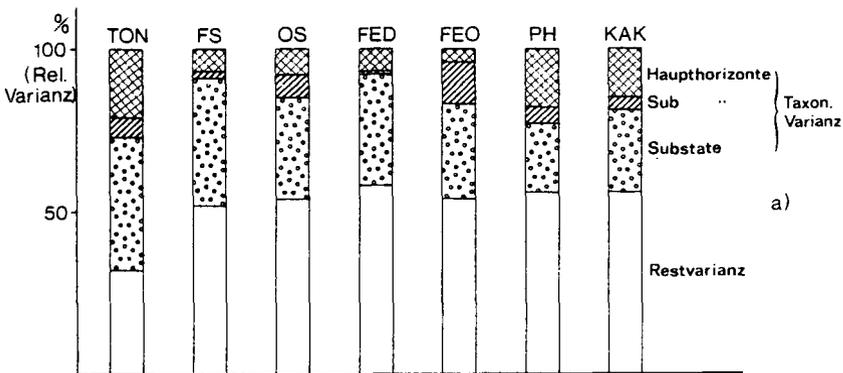


Abb. 2: Relative Intra-Klassen- und Restvarianzen ausgewählter Horizontmerkmale

5. Schlußfolgerungen

Die oben skizzierten Ergebnisse (s.a. LAMP, 1983) lassen sich zu zwölf Thesen komprimieren:

1. Die ständige induktive Optimierung der Bodenklassifikation erfordert den Aufbau von Datenbanken und Informationssystemen in einem regionalen/internationalen Verbund.
2. Dabei sind durch Koordination, Normierung und Quantifizierung die noch sehr große Datenheterogenität zu reduzieren.
3. Durch morphometrische Analysen können pedofunktionale Auswirkungen von pedogenetischen Deduktionen überprüft werden.
4. Die mathematisch-statistischen Verfahren der Pedometrie sind auf die Bodengenetik und -ökologie auszuweiten (es fehlen aber häufig geeignete Daten).
5. Aus 1) bis 4) läßt sich die Bodeninformatik als neues Teilgebiet der Bodenvorhersagen.
6. Die Bodensystematik, die Lehre vom Sammeln, Ordnen und Verteilen von Bodeninformationen, steht als eigenständige Teildisziplin gleichberechtigt neben der Bodengenetik.
7. Die Interaktionen zwischen Geo- und Pedogenese sind stärker zu beachten, das Klassifikationssystem ist unter Einbezug aller Substratklassen durchgehend bis zu den Bodenformen auszubauen.
8. Die Nachteile strenger Hierarchie lassen sich durch thematisch/regional überlappende Systeme mildern.
9. Eine interaktive Diagnostik von Computer/Bodenkundler ist möglich und vorteilhaft.
10. Bei der Bodeninventur sind die bisher unterschätzte kleinräumige Bodenvariabilität sowie intersubjektive und -institutionelle Methoden- und Klassifikationsfehler stärker zu beachten.
11. Eine bessere Abstimmung zwischen Feld- und Laboruntersuchungen sowie zu anderen Inventuren (Bodenschätzung, Ertragserhebungen, LUFA-Daten) ist sehr dringlich.
12. Bedenke: Klassifikationen kommen und gehen, Basisdaten bleiben bestehen.

Literatur

LAMP, J.: Boden-Informationssysteme und Pedometrie. Habil.schrift Kiel 1982

Pollenanalytische Untersuchungen an Smonicen und
Rheintal-Tschernosemen des nördlichen Oberrhein-
tales

von

Leßmann, U. u. H. Zakosek ^{†)}

Einleitung

Im nördlichen Oberrheintal kommen hauptsächlich auf jüngeren Würmlössen A-C-Böden vor, die schon Ende des letzten Jahrhunderts "Schwarzerden" genannt wurden. ZAKOSEK (1962), der die Böden näher untersucht hat, schlug für sie die Bezeichnung Rheintal-Tschernosem vor und nimmt an, daß sie unter kontinentalerem Klima als dem heutigen gebildet wurden.

Vergesellschaftet mit den Tschernosemen kommen auf tertiären Mergeln A-C-Böden vor, die von NEUGEBAUER und ZAKOSEK (1962) als Smonicen bezeichnet werden. Ihr Vorkommen im Untersuchungsgebiet und ihre Entstehung wurden von PLASS, POETSCH, TRIBUTH und ZAKOSEK (1975, 1977) beschrieben.

Mit Hilfe der Pollenanalyse von zwei Tschernosem- und zwei Smonica-Profilen sollen die Fragen geklärt werden, ob der Rheintal-Tschernosem ein Steppenboden ist und ob es sich bei den Smonicen um analoge Bildungen auf anderem Ausgangsmaterial handelt.

Material und Methode

Untersucht wurden zwei Rheintal-Tschernoseme im Alzeier Hügelland. Das Profil Wallertheim (TK 1:50.000, Bl. 6114 Mainz, r 343168 h 552197) ist auf jüngstem Würmlöß gebildet (ZAKOSEK 1976), Profil Friesenheim II auf älterem Würmlöß. Die Smonicen Friesenheim I (TK 1:50.000, Bl. 6114 Mainz, r 344792 h 552360) und Lörzweiler (TK 1:50.000, Bl. 6114 Mainz, r 344935 h 552901) sind aus Rupelton mit eingearbeiteter Lößkomponente entstanden. Beide Profile sind kolluvial überdeckt.

Die Aufarbeitung des Probenmaterials erfolgte nach der Methode FRENZEL,

^{†)} Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nußallee 13, 5300 Bonn.

modifiziert nach URBAN (1978). In je 5 bis 10 cm Abstand wurden zwei cm dicke Proben entnommen. Pro untersuchte Tiefe wurden mindestens 100 Pollenkörner bestimmt.

Ergebnisse

In den vier Diagrammen (Abb. 1-4) sind auf der Ordinate die Profiltiefe in cm und auf der Abszisse die Anteile einzelner Pollengruppen an der Gesamtpollensumme aufgetragen.

Die Diagramme sind durch relativ niedrige Gehalte an Baumpollen gekennzeichnet, wobei die Kiefer dominiert. Ihr Pollen wird aber häufig über weite Strecken mit dem Wind verfrachtet.

Das Profil Wallertheim unterscheidet sich von den übrigen durch das Fehlen des Pollens vom PINUS HAPLOXYLON-Typ, der wahrscheinlich von der Zirbelkiefer stammt. Das Vorkommen dieser Art im LÖB von Friesenheim unterstützt den stratigraphischen Befund (ZAKOSEK 1976), daß dieser älter als der LÖB von Wallertheim ist.

Die Pollenspektren der subfossilen Bodenbildung und des Lösses in Wallertheim und der Bodenbildungen von Friesenheim und Lörzweiler unterscheiden sich nicht wesentlich. Die Vegetation bestand hauptsächlich aus Kräutern. Es lassen sich keine sicheren kühl-kontinentalen Steppenelemente, wie EPHEDRA und HELIANTHEMUM, oder sogar Tundrenelemente nachweisen. Als mögliche Steppenelemente sind ARTEMISIA und CHENOPODIACEEN vertreten. Daneben kommen aber auch sogenannte Wiesenelemente vor, die auf eine offene, aber nicht durch ausgeprägte Trockenheit beeinflusste Vegetation schließen lassen.

Die Kräuterspektren der subfossilen und rezenten A-Horizonte unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung. In den oberen Bereichen sind ARTEMISIA und die Wiesenelemente nur noch in Spuren vertreten. Als sicheres siedlungsbegleitendes Element wurde VITIS in den Kolluvien der Smonicen nachgewiesen, womit sie als nachrömerzeitlich datiert sind. Die Kolluvien und die A_p-Horizonte sind durch eine Zunahme des Kiefernpollens charakterisiert. Er kann aus dem Fernflug dieses Pollentyps von den aufgeföresteten Dünen erklärt werden.

Zusammenfassung und Schlußbetrachtung.

Die Profile lassen sich auf Grund ihrer Pollenspektren, mit Ausnahme von Wallertheim, dreiteilen. Die C-Horizonte sind gekennzeichnet durch Kieferndominanz, besonders durch das Vorherrschen der Zirbelkiefer. Am Übergang

zum subfossilen Boden nimmt der Anteil des Nichtbaumpollens erheblich zu. Die Gruppe der Steppen- und Wiesenelemente haben in diesem Bereich ihr Maximum. In den A_p - bzw. M-Horizonten nimmt der Kiefernanteil in der Regel wieder zu, das Nichtbaumpollenspektrum verändert sich. Die fossile Bodenbildung und auch der Löß in Wallertheim haben das gleiche Spektrum wie die übrigen Bodenbildungen.

Eine genauere Altersansprache der Böden über die Pollenanalyse ist wegen der Nichtbaumpollen-Dominanz nicht möglich. Die Bodenbildungen in Friesenheim, Lörzweiler und die Bodenbildung und Sedimentation in Wallertheim lassen sich zeitlich nicht differenzieren. Diese Pollenspektren unterscheiden sich aber deutlich von den jungen der M- und A_p -Horizonte. Sie können die Vegetation wärmerer Phasen vom Alleröd bis zum Präboreal widerspiegeln.

Die Tschernoseme und die Smonicen sind unter vergleichbarer Vegetation gebildet worden. Es waren offene, höchstens von Gebüsch durchsetzte, kräuterreiche Pflanzengesellschaften.

Literatur

- NEUGEBAUER, V. & H. ZAKOSEK (1962): Die Smonica.- Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch., 90, 341-353.
- PLASS, W., T. POETSCH, H. TRIBUTH & H. ZAKOSEK (1975): Über Smonica-Vorkommen in Rheinhessen.- Mitteilgn.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch., 22, 595-596.
- PLASS, W., T. POETSCH, H. TRIBUTH & H. ZAKOSEK (1977): Zur Entstehung eines Smonica-Profiles in Rheinhessen.- Z.Pflanzenern.Bodenkde., 140, 317-328.
- URBAN, B. (1978): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Gliederung des Altquartärs der Niederrheinischen Bucht.- Sonderveröff.Geol.Inst. Univ.Köln, 34, 165 S.
- ZAKOSEK, H. (1962): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im Oberrheintal.- Abh.hess.L.-Amt Bodenforsch., 37, 46 S.
- ZAKOSEK, H. (1976): Über das Alter des Rheintal-Tschernosems und der würmeiszeitlichen Humuszone in der Ziegeleigrube Wallertheim (Rheinhessen).- Geol.Jb.Hessen, 104, 51-52.

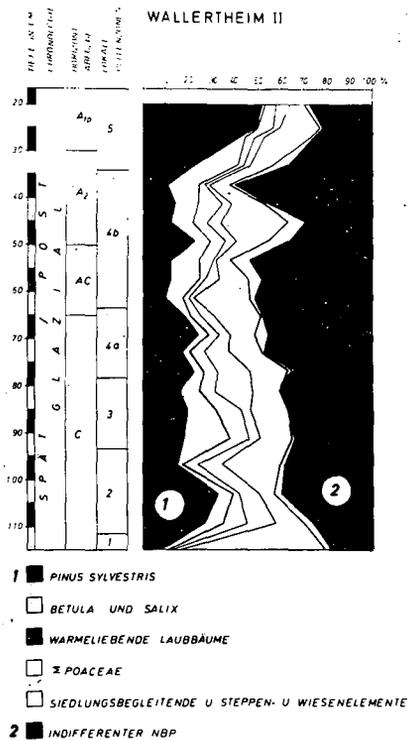


Abb. 1

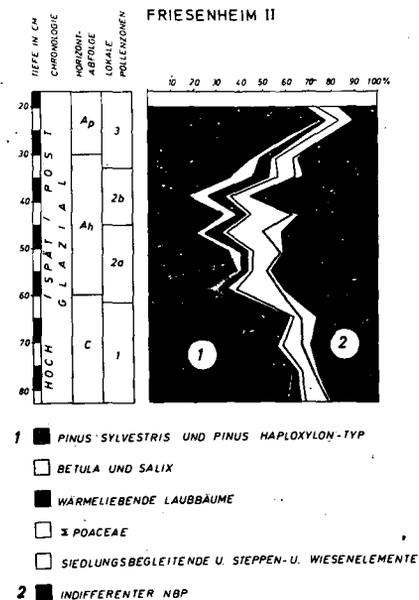
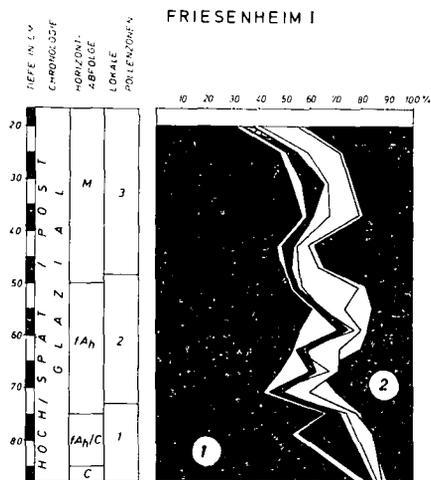
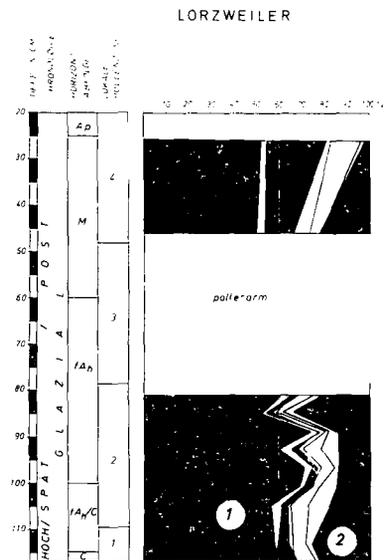


Abb. 2



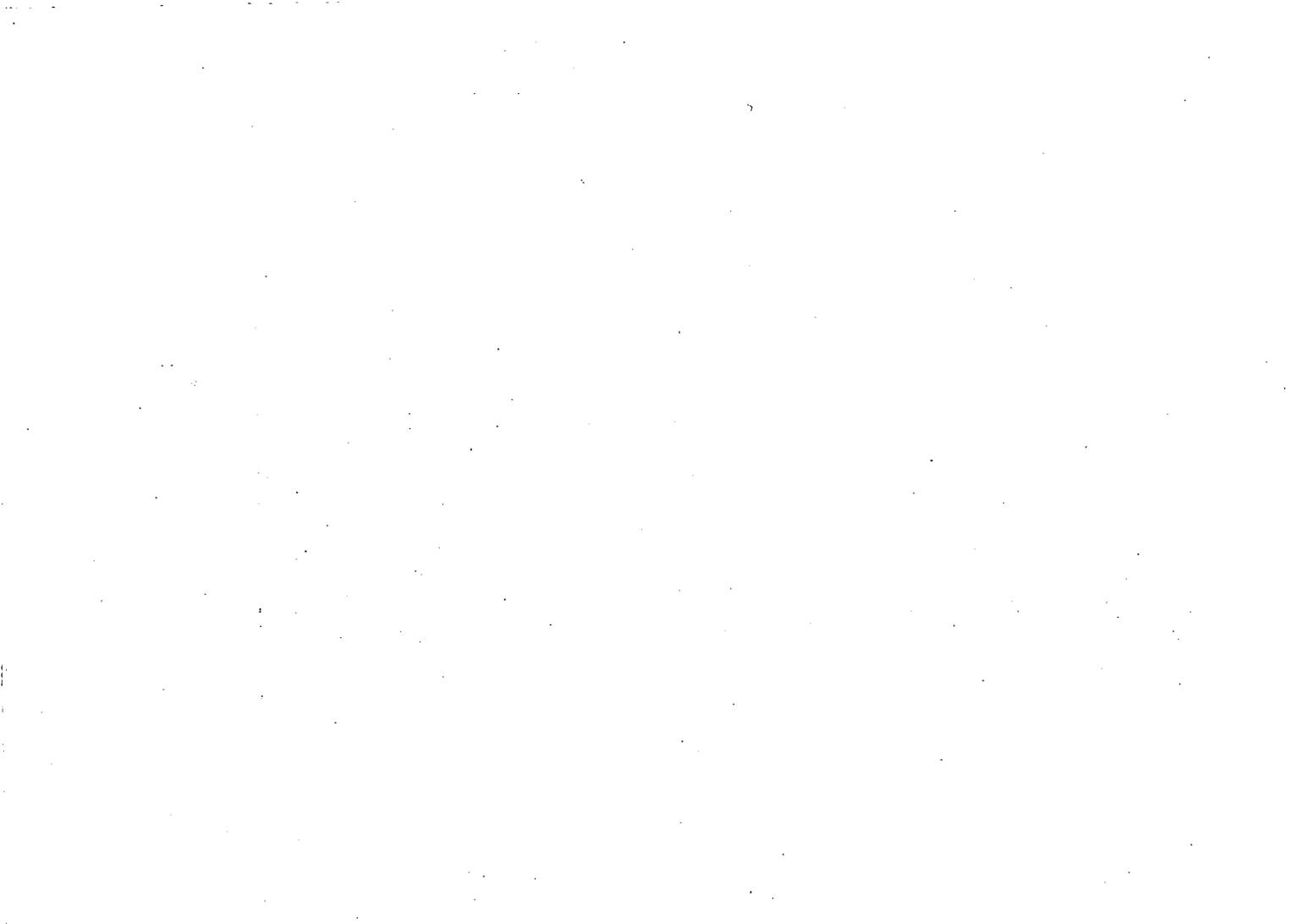
- 1 ■ PINUS SYLVESTRIS UND PINUS HAPLOXYLON-TYP
- BETULA UND SALIX
- WARMELIEBENDE LAUBBÄUME
- ≈ POACEAE
- SIEDLUNGSBEGLEITENDE U. STEPPEN- U. WIESENELEMENTE
- 2 ■ INDIFFERENTER NBP

Abb. 3



- 1 ■ PINUS SYLVESTRIS UND PINUS HAPLOXYLON-TYP
- BETULA UND SALIX
- WARMELIEBENDE LAUBBÄUME
- ≈ POACEAE
- SIEDLUNGSBEGLEITENDE U. STEPPEN- U. WIESENELEMENTE
- 2 ■ INDIFFERENTER NBP

Abb. 4



Jungpleistozäne Umlagerungen und Bodenbildungen
auf einer Moselhauptterrasse (Universität
Trier-Tarforst)

von

Müller, M.J.⁺ und D. Schröder⁺

1. Einführung

Das Untersuchungsgebiet liegt auf einer altpleistozänen Terrasse (Hauptterrasse) der Mosel in unmittelbarer Umgebung der Universität Trier.

Die fluvialen Sedimente werden von zwei solifluidal umgelagerten Lössen bedeckt (Müller 1976). Eine eingehende bodenkundliche Untersuchung der Deckschichten konnte seinerzeit nicht vorgenommen werden.

Die umfangreichen Baumaßnahmen auf dem sogenannten Tarforster Plateau in den letzten Jahren ermöglichten eine Wiederaufnahme der Untersuchungen unter geomorphologisch-bodenkundlichen Aspekten. Ziel der Arbeit war es, eine genauere Differenzierung der beiden Deckschichten zu erreichen.

2. Ergebnisse

2.1 Das anstehende Gestein

Es besteht aus den Hunsrückschiefern des Unterdevon. Unter den Terrassenablagerungen tritt es meist als wenig verwitterte Basis auf. Örtlich, am Rand der Terrasse, zu den kleinen Tälern hin, die die Terrassenfläche zerschnitten haben, wurde eine 1 m mächtige Verwitterungszone gefunden.

2.2 Der Aufbau der fluvialen Sedimente

Die Gesamtmächtigkeit der fluvialen Sedimente beträgt bis zu 9 m. Es gibt allerdings je nach Lage erhebliche Abweichungen. Der Auf-

⁺ Universität Trier, FB III, Geographie/Geowissenschaften, Postfach 3825, 5500 Trier

schluß Tarforst I, eine alte Kiesgrube, zeigte folgenden Aufbau: An der Basis liegt ein etwa 3 m mächtiger Schotterkörper. Im unteren Teil wird er von einer dünnen Sandschicht durchzogen. Es folgen 3,5 m mächtige graubraune Sande mit Schräg- und Kreuzschichtung. Eine leicht verfestigte 1 m mächtige Schicht rotbrauner bis rötlicher Mittel- und Feinsande überlagert die graubraunen Sande. Die Rotfärbung wird als Einfluß des nahen Buntsandsteins gedeutet. Ein etwa 1 m mächtiges Schotterpaket, dessen Schichtung durch Kryoturbation zerstört ist, bildet den Abschluß.

Zum Terrassenrand hin dünnen die Sande, Kiese und Schotter vielfach aus, oder sie sind umgelagert, was aus der Zerstörung der Schichtung hergeleitet werden kann.

2.3 Ältere Lößfließerden

Die Flußsedimente werden von zwei Lößfließerden überlagert. Als Beleg für die solifluidale Umlagerung des Lösses sehen wir die Vermischung mit Schieferplättchen und mit Geröllen, die von der Terrasse oberhalb eingemischt worden sind.

Die starke Rotfärbung läßt auf eine intensive interglaziale Bodenbildung schließen. Das Gefüge ist kohärent. Wir können zwar nicht belegen, in welchem Interglazial dieser Boden entstanden ist, nehmen aber an, daß es sich um einen Eemboden handelt. Ältere Böden aus früheren Interglazialen sind in dieser Position, auf einer sanft geneigten Ebene, nicht zu erwarten, weil sie durch mehrfache folgende Kaltzeiten mit entsprechender Solifluktion sicher abgetragen worden sind.

Als wichtigen Beleg für einen Interglazialboden sehen wir aber auf der anderen Seite die Verschleppung eines ursprünglichen Bleichspaltennetzes durch Fließvorgänge an. Zudem ist die untere Fließerde mit dem Hangenden verwürgt. Eiskeile wurden nicht beobachtet. Sie sind in diesem Raum überhaupt selten. Nach Washburn (1973) und anderen bedarf es zu ihrer Ausbildung einer Jahresmitteltemperatur von -6 bis -8°C , die wir während der letzten Kaltzeit in unserem Raum wegen des maritimen Einflusses offensichtlich nicht hatten.

+ Aus Platzgründen mußten wir auf eine Darstellung des Profilaufbaus verzichten.

2.4 Jüngere Lößfließerde

Die bis zu 3 m mächtige jüngere Fließerde unterscheidet sich von der älteren durch ihre Farbe, den Skelettanteil und das Gefüge.

Die Rotfärbung ist weit weniger intensiv, der Skelettanteil ist geringer, das Gefüge ist plattig. Beim Skelett überwiegt der Anteil kleiner eingeregelter Schieferplättchen. Flußkiese und Flußgerölle kommen aber auch vor.

Im oberen Teil ist sie fast immer pseudovergleyt, in ebener Lage herrscht starke Naßbleichung in den oberen 60 cm vor. In schwach geneigter Position, wo der Oberflächenabfluß höher ist, kann man Pseudovergleyung in Form von stark ausgeprägten Bleichspalten in brauner Matrix erkennen. Es finden sich überall Eisen-Mangan-Anreicherungen. Schwach ausgebildet ist die Pseudovergleyung an der Terrassenkante oder am Rand von Dellen. Sie ist entweder wegen der besseren externen Drainage nie ausgebildet gewesen oder durch Abtragung des oberen Profiltelles beseitigt worden.

Von jeder Fließerde wurden 3 Proben ausgewählt. Die Analyseergebnisse zeigen folgende Unterschiede:

1. Bei allen Proben der älteren Fließerde ist der Tongehalt deutlich höher; er liegt etwa zwischen 40% und 50% (Tab. 1).
2. Im großen und ganzen ist der oxalatlösliche Eisengehalt bei der älteren Fließerde niedriger als bei der jüngeren.
3. Der Gehalt an dithionitlöslichem Eisen liegt bei der älteren Fließerde höher als bei der jüngeren.
Daraus ergibt sich für die ältere ein niedrigerer Aktivitätsgrad des Eisens als für die jüngere Fließerde.
4. Hinsichtlich der Bodenreaktionen sind keine Unterschiede zu erkennen.

2.5 Spätglaziale Fließerdesequenz und Bodenbildungen in einer Delle

Ein besonders günstiger Aufschluß ermöglichte es, Einblick in die gesamte Sedimentfolge einer Dellenfüllung zu gewinnen. Der Aufschluß reichte bis in die fluvialen Kiese und Sande, die im oberen Teil solifluidal umgelagert sind. Die Mächtigkeit der Dellenfüllung beträgt hier 8,50 m. Das ist deutlich mehr, als

auf dem Plateau nachgewiesen werden konnte. Vor allem konnte eine Untergliederung vorgenommen werden, wie es in der jüngeren Lößfließerde auf dem Plateau nicht möglich war.

In 5,85-7,15 m Tiefe konnte ein fossiler Gley mit Roströhren nachgewiesen werden. Sein 14-C-Alter beträgt $21\ 000 \pm 340$ Jahre⁺, das Pollenspektrum deutet auf hochglaziale Verhältnisse⁺. Die über und unter dem Gley liegenden Lößfließerden unterscheiden sich durch Farbe, Gefüge, Skelettanteil, bodenchemische und -physikalische Eigenschaften (Tab. 2).

1. Die Körnung ist durchweg schluffig-lehmig, lediglich in dem fossilen Gley ist sie lehmig-tonig. Deshalb wird das Substrat als Beckenabsatz, möglicherweise in einem kleinen Weiher, angesehen.
2. Der Skelettanteil nimmt generell nach oben zu. Das Liefergebiet hat sich also geändert. Im obersten Meter nimmt der Skelettanteil wieder deutlich ab. Dies könnte darauf hindeuten, daß vor der letzten Solifluktionsphase noch einmal junger Löß angeweht wurde.
3. Innerhalb jeder Fließerde ist der obere Profilteil meist humusreicher als der untere. Dies belegt kurze Bodenbildungsphasen mit Humusakkumulation. Deutliche Ah-Horizonte sind allerdings nicht erkennbar, weil folgende Fließvorgänge dies überprägten.
4. Der pH-Wert nimmt von unten nach oben ab. Die Verwitterungsintensität ist also im Holozän stärker gewesen als während der kurzen Bodenbildungsphasen im Spätpleistozän.
5. Innerhalb jeder Fließerde nimmt der Aktivitätsgrad des Eisens mit der Tiefe ab. Absolut ist er recht niedrig. Der Anteil pedogenen Eisens am Gesamteisen zeigt kaum Differenzierungen zwischen den Fließerden. Eine nennenswerte Silikatverwitterung hat also nicht stattgefunden.

3. Diskussion der Ergebnisse

Auf der Terrassenfläche sind zwei klar voneinander zu unterscheidende Lößfließerden ausgebildet, deren Mächtigkeit stark

⁺ Wir danken Herrn Prof. Dr. Scharpenseel, Hamburg, für diese 14-C-Bestimmung und Frau Dr. Urban-Küttel, Bonn, für die Pollenanalyse.

schwankt. Die obere Fließerde muß als weichselzeitlich angenommen werden, auf ihr hat sich ein Parabraunerde-Pseudogley entwickelt. Die untere Fließerde unterscheidet sich erkennbar von der oberen. Es wird vermutet, daß sie warthezeitlichen Alters ist. Der auf ihr ausgebildete Boden wird ins Eem gestellt. Vermutlich hat er sich zunächst zu einer Parabraunerde entwickelt (mikromorphologische Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen). Während der folgenden Kaltzeit ist er frostdynamisch umgestaltet worden und wurde pseudovergleyt.

Genauer untersucht wurde von uns eine Fließerdesequenz aus der Weichselkaltzeit, die der jüngeren Fließerde des Plateaus entspricht, aber wesentlich stärker differenziert ist.

Die Dellen, die möglicherweise zeitweilig abflußlos waren, dienten als Sedimentfallen. Kurzzeitige Klimaschwankungen des Spätpleistozäns werden durch die schwachen Bodenbildungen belegt. Eine Zuordnung der durch Bodenbildung überprägten Fließerden zu einzelnen Klimaphasen ist mit den gewonnenen Ergebnissen bisher nicht möglich. Weitere Untersuchungen sind geplant.

Literatur

- JUVIGNÉ, E. (1977): La zone de dispersion des poussières émises par une des dernières éruptions du volcan du Laachersee (Eifel). - Zeitschrift für Geomorphologie N.F. 21: 323-342.
- MÜLLER, M.J. (1976): Untersuchungen zur pleistozänen Entwicklungsgeschichte des Trierer Moseltals und der Wittlicher Senke. - (= Forschungen zur deutschen Landeskunde 207), Trier.
- MÜLLER, M.J. und NEGENDANK, J.F.W. (1974): Untersuchungen von Schwermineralien in Moselsedimenten. - Geologische Rundschau 63: 998-1035.
- NEGENDANK, J.F.W. (1978): Zur känozoischen Geschichte von Eifel und Hunsrück. (Sedimentpetrographische Untersuchungen im Moselbereich) - (= Forschungen zur deutschen Landeskunde 211) Trier.
- SCHRÖDER, D. (1979): Bodenentwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehmen des Niederrheins. - Bonn
- VAN VLIET, B. u. LANGOHR, R. (1981): Correlations between Fragipans and Permafrost with Special Reference to Silty Weichselian Deposits in Belgium and Northern France. - Catena 8: 137-154.
- WASHBURN, A.L. (1973): Periglacial processes and environments. - London.
- ZÜLLER, L. (1983): Geomorphologische und quartärgeologische Untersuchungen im Hunsrück-Saar-Nahe-Raum. - Diss. Trier.

Tabelle 1 Eigenschaften einer älteren und jüngeren Fließerde auf einer Moselhauptterrasse

Probe	Sand %	Schluff %			Ton %	pH CaCl ₂	Fe _o %	Fe _d %	Fe _o /Fe _d %
		grob	mittel	fein					
1 jüngere Fließerde	14,80	20,65	21,20	12,60	31,38	5,1	0,24	3,53	6,8
2 jüngere Fließerde	16,41	26,77	24,97	12,30	19,55	5,1	0,30	1,35	22,2
3 jüngere Fließerde	19,22	28,13	20,40	10,20	22,05	6,1	0,41	2,23	18,4
4 ältere Fließerde	9,04	22,50	15,90	7,49	45,11	5,2	0,27	5,63	4,8
5 ältere Fließerde	13,60	21,80	11,55	4,00	49,05	5,7	0,17	4,18	4,1
6 ältere Fließerde	15,53	4,10	18,15	12,50	47,62	5,2	0,23	4,15	5,5

Tabelle 2

Eigenschaften einer Fließerdensequenz in einer Delle einer Moselhauptterrasse

Nr.	Probe Tiefe cm	Sand %	Schluff %			Ton %	Skelett %	C %	pH CaCl ₂	Fe _o %	Fe _d %	Fe _o /Fe _d %	Horizont	
			grob	mittel	fein									
1	30-60	11,28	35,52	19,75	7,10	26,35	5,47	0,27	5,1	0,33	1,56	21,2	Al	rez.
2	60-120	15,63	30,92	20,95	8,25	24,25	9,16	0,20	5,2	0,25	1,69	14,8	BtSd ₁	1. Fl.
3	120-200	21,00	23,15	19,60	8,90	27,35	12,68	0,23	5,2	0,22	1,95	11,3	BtSd ₂	
4	200-250	19,82	25,01	17,30	7,75	30,06	11,27	0,24	5,1	0,20	1,85	10,8		2. Fl.
5	250-300	18,86	31,39	15,10	5,60	28,05	16,92	0,19	5,2	0,13	1,78	7,3		
6	300-350	14,18	29,92	22,20	7,95	25,75	9,03	0,25	5,3	0,15	1,63	9,2		3. Fl.
7	350-400	12,43	31,97	22,70	7,65	25,25	6,96	0,21	5,4	0,10	1,57	6,4		
8	400-450	14,50	36,85	17,25	9,70	21,70	4,56	0,25	5,5	0,14	1,34	10,5		4. Fl.
9	450-510	12,61	37,74	14,55	4,65	30,45	4,05	0,19	5,6	0,10	1,85	5,4		
10	510-520	8,02	37,03	28,00	8,20	18,75	3,60	0,16	5,6	0,10	1,23	8,1		5. Fl.
11	520-550	7,80	26,80	27,65	10,05	27,70	3,85	0,19	5,5	0,12	1,72	7,0		
12	550-555	42,74	6,35	11,60	12,10	27,21	24,00	0,20	5,7	0,18	2,24	8,0		6. Fl.
13	555-585	13,96	15,65	20,85	14,25	35,29	6,06	0,23	5,7	0,31	2,07	15,0		
14	585-615	3,55	20,60	22,40	12,85	40,60	0,18	0,32	5,6	0,53	1,37	39,0	AhGo	
15	615-665	6,86	32,69	20,95	8,85	30,65	0,46	0,19	5,6	0,26	1,00	26,0	GoBv ₁	7. Fl. Gley
16	665-715	8,47	26,75	20,85	9,35	34,58	1,37	0,21	5,6	0,31	2,30	13,5	GoBv ₂	
17	715-785	9,35	41,12	15,65	6,55	27,35	1,73	0,94	5,7	0,08	2,43	3,3		8. Fl.
18	785-805	23,00	12,05	14,40	14,45	36,10	2,51	0,15	5,8	0,12	2,98	4,0		

Fl. = Fließerde

Die neue Kartieranleitung

- Aufbau, Verbesserungen, Erweiterungen -

von

Müller, W.⁺

1. Die Entwicklung der Kartieranleitungen

Mit der Neugründung der Geologischen Landesämter nach dem Kriege regte sich überall die Nachfrage nach Bodenkarten, zumal ja Fragen der Ernährungssicherung, des Wiederaufbaues und der Ansiedlung von Flüchtlingen in unserem kriegszerstörten Land riesige Probleme aufwarfen. Damals herrschte noch große Unsicherheit, wie man bei der Erfassung und Darstellung des Bodens vorgehen sollte. Zwecks Erfahrungsaustausch schlossen sich daher bereits 1947 die Bodenkundler der Geologischen Landesämter zu einer "Arbeitsgemeinschaft" zusammen (MÜCKENHAUSEN 1980).

Anfang bis Mitte der 50er Jahre begannen dann eine Reihe großmaßstäbiger Kartiervorhaben, so wurden z.B. in Nordrhein-Westfalen Geologisch-bodenkundliche Stadtrandkarten (MÜCKENHAUSEN u. MÜLLER 1951), in Niedersachsen Bodenkarten des Emsland- (HOLLSTEIN 1953) und des Küstenplangebietes (W.MÜLLER 1970) oder in Hessen (ZAKOSEK et al. 1967), Rheinland-Pfalz und Bayern (WEISE u. WITTMANN 1971) Weinbergkarten meist in den Maßstäben 1 : 10 000 und 1 : 5 000 hergestellt. Dabei standen unterschiedliche praktische Fragestellungen auch bei der Gestaltung von Kartenbild und Legende im Vordergrund. Schließlich wurden Ende der 50er Jahre in Bayern und in Niedersachsen Bodenkarten im Maßstab 1 : 25 000 hergestellt, bei denen erstmals Bodentyp, Bodenart und Ausgangsgestein zu Bodeneinheiten zusammengefaßt waren. Die Bezeichnung der Einheiten wurde aus dem jeweils vorherrschenden Bodentyp abgeleitet. Der 1. Entwurf einer Bodensystematik von MÜCKENHAUSEN 1952 war dabei eine wichtige Grundlage.

Aufgrund der bei diesen Kartierarbeiten gewonnenen Erfahrungen begannen - ich glaube, es war 1959 - die Arbeiten an einer Kartieranleitung der Landesämter. Daß diese dann 1965 vorgelegt werden konnte (ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE 1965), war nicht zuletzt dem damaligen Vorsitzenden der Arbeitsgemeinschaft

⁺ Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51

Bodenkunde der Landesämter, Fritz KOHL, zu verdanken, der immer wieder zum "Mut zur Lücke" drängte. Naturgemäß mußten ja bei dieser 1. Auflage noch viele Lücken bleiben, über die zu springen manchem Kollegen schwer fiel. Dennoch wurden in dieser 1. Anleitung mit 134 Seiten, 14 Abbildungen und 14 Tabellen wesentliche Rahmenbedingungen für die Kartierarbeit geschaffen, wie z.B. eine neue Horizontsymbolik, ein leichter anzuwendendes rechtwinkliges Bodenartendiagramm und eine bodensystematische Grundgliederung der wichtigsten Böden auf der Basis der Bodensystematik von MÜCKENHAUSEN 1962 bis zur Ebene der Subtypen.

Mit vielen Überarbeitungen, Ergänzungen und Einfügungen eines umfangreichen Kapitels "Bodenwasser" wurde dann 1971 eine 2. Auflage herausgegeben (ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE 1971), die 169 Seiten, 4 Abbildungen und 30 Tabellen umfaßte. Diese Auflage mußte wegen großer Nachfrage mehrfach nachgedruckt werden.

Zwölf Jahre später kann nun aufgrund der inzwischen vorliegenden umfangreichen Erfahrungen bei der Durchführung zahlreicher Kartierprojekte in den verschiedenen Bundesländern eine dritte, wesentlich verbesserte und erweiterte Auflage der Kartieranleitung vorgelegt werden, die nun 322 Seiten, 19 Abbildungen und 98 Tabellen umfaßt (ARBEITSGRUPPE BODENKUNDE 1982).

2. Grundsätze bei der Gestaltung der 3. Auflage

Bei der Gestaltung der neuen Kartieranleitung wurde versucht, einige Grundsätze möglichst strikt einzuhalten wie z.B.

1. Schaffung eines einheitlichen Rahmens für Kartierarbeiten in verschiedenen Maßstäben mit Aufstellung zu erfassender Begriffsfelder bei der Profilbeschreibung und Kennzeichnung der zwangsläufig je nach den Zielen der Aufnahme ja unterschiedlichen Aufnahmeintensität und -genauigkeit.
2. Kennzeichnung aller wichtiger Standortfaktoren, neben der natürlich im Vordergrund stehenden Bodenkennzeichnung auch einheitliche Kennzeichnungen von Klima, Relief, menschlicher Einflüsse, um so eine umfassende anwendungsorientierte Standortcharakterisierung zu ermöglichen.
3. Quantifizierung möglichst aller Erhebungen im Felde in Stufen, die bei genügender Erfahrung des Kartierers auch tatsächlich mit ausreichender Genauigkeit durch die Feldansprache nachvollziehbar sind. Ein Maß für diese Bemühungen sind die fast 100 Tabellen mit quantifizierten Bodenkennwerten.
4. Eichung der Feldansprache mit Hilfe standardisierter, einheitlicher Analyseverfahren, die in den Deutschen Normen festgelegt sind und daher breite Anwendung auch in der Praxis finden. Zur Erhaltung der Vergleichbarkeit sollten abweichende Analyseverfahren solange nur zusätzlich angewendet werden, bis neue Verfahren in die Normen eingegangen sind.
5. Erstellung eines einheitlichen Symbolschlüssels, der auch für die automatische Datenverarbeitung geeignet ist, die ja mit einiger Sicherheit innerhalb der nächsten 10 Jahre ihren Einzug auch in die Bodenkartierung finden wird.
6. Abstimmung des Inhaltes der Kartieranleitung mit maßgeblichen Institutionen von Wissenschaft und Praxis, wie z.B. mit diversen Hochschulinstitutionen, dem Arbeitskreis "Bodensystematik" und der Arbeitsgruppe "Waldhumusformen" der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, den kartierenden Geologen der Landesämter, dem Deutschen Wetterdienst, der Deutschen Gesellschaft für Geomorphologie, dem Deutschen Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau, dem Deutschen

Normeninstitut sowie mit verschiedenen land- und forstwirtschaftlichen Institutionen. Diese Abstimmung ist in erstaunlich großem Umfange gelungen, so daß dadurch Einheitlichkeit der Bodenansprache und die Anwendung der Bodenkarten auf allen Ebenen sehr erleichtert werden dürfte.

3. Aufbau und Inhalt der neuen Kartieranleitung mit Hinweisen auf einige Erweiterungen und Verbesserungen

Die neue Kartieranleitung beschäftigt sich in einigen Kapiteln (1 bis 4) zunächst mit mehr technischen Fragen, wie z.B. mit der Bedeutung des Kartenmaßstabes für Aufnahme und Anwendung von Bodenkarten (Kap. 1), mit der Vorbereitung (Kap. 2) und der technischen Durchführung (Kap. 3) der Kartierung sowie mit den bei der Aufnahme zu berücksichtigenden Begriffsfeldern und der Gestaltung von Kurzzeichen und Symbolen (Kap. 4).

Bei den Kurzzeichen und Symbolen haben wir uns bemüht, die zugrundeliegenden Begriffe zunächst möglichst unmißverständlich zu beschreiben und nach Maß und Zahl zu definieren. Sodann wurde jeder Begriff durch Buchstabenfolgen eindeutig gekennzeichnet. Dabei wurden solche Buchstabensymbole bevorzugt, die bereits eingefahren bzw. die leicht zu merken sind. Es war aber auch zu berücksichtigen, daß sie unser neuer Kollege, der Computer, mit seinem begrenzten Intelligenzquotienten nicht verwechseln kann. Das kann ein einfacher Buchstabe sein, wie h für humos oder eine Folge von Groß- und Kleinbuchstaben wie z.B. KWBv für klimatische Wasserbilanz der Hauptvegetationsperiode.

Nachgestellte Kennziffern geben dann die Quantifizierung in 3, 5 oder 7 Stufen an. Dreh- und Angelpunkt dieser Quantifizierung ist dabei die 3, die stets mittel oder mäßig bedeutet. Weniger als mittel gibt kleinere Ziffern als 3, also 2 bis 0, mehr als mittel wird durch Ziffern größer als 3 bis 6 gekennzeichnet. Die bisher übliche Kennzeichnung durch Hochkomma, Hochpunkt und Überstreichung ist natürlich ebenfalls aufgeführt. Sie sollte in Zukunft aber mehr und mehr entfallen.

Am Beispiel des Humusgehaltes wird das konventionelle und ADV-gerechte Quantifizierungssystem näher erläutert. h ohne Zusatz bedeutet humos ohne nähere Quantifizierung. h3 oder h· bedeutet mittel humos, h2 schwach, h4 stark humos usw.

Nun wenden wir uns dem Aufbau der Profilbeschreibung zu (Kap. 5). Sie beginnt mit Angabe der Titeldaten, wie z.B. Archivnummer der Bohrung, Blattnummer, Koordination der Bohrung usw., Angaben also, die zur eindeutigen Kennzeichnung des Profils dienen.

Es folgt die Kennzeichnung der Aufnahmesituation, wie z.B. Lage des Profils im geographischen Raum, Kennzeichnung des Reliefs am Aufnahmepunkt, des Klimaraumes, der Witterung vor und während der Aufnahme, des Bodennutzungs-, Meliorations- und Erosionszustandes.

Ein weiteres wichtiges Kapitel beschäftigt sich dann mit Definition, Bezeichnung und Kennzeichnung der geologischen Substrate (Kap. 6) in Abstimmung mit den kartierenden Geologen der Geologischen Landesämter. Damit ist die Möglichkeit gegeben, auch auf diesem für die Bodenkartierung so wichtigen Gebiet zu der bislang schmerzlich vermißten Einheitlichkeit für das gesamte Bundesgebiet zu kommen.

Das Kernstück der Bodenaufnahme im Felde ist natürlich die Horizontbeschreibung (Kap. 7). Hier gibt es auf fast allen Gebieten wichtige Weiterentwicklungen und Festlegungen, auf die hier im einzelnen nicht eingegangen werden kann.

Das Thema "Horizontsymbole" (Kap. 7.1) wird gesondert behandelt (WITTMANN, "Berichte aus der Kommission, V - Bodengenetik, Klassifikation und Kartierung"). Hier kann ich mich mit dem Hinweis begnügen, daß die Horizontsymbole in enger Abstimmung mit dem Arbeitskreis "Bodensystematik" und die Quantifizierung in weitgehender Anlehnung an die Vorschläge von SCHLICHTING-BLUME festgelegt wurden. Allerdings konnten wir uns nicht entschließen, eine freie Kombinierbarkeit von Hauptsymbolen und Merkmalssymbolen zuzulassen. Wir befürchten nämlich, daß das Perfektionsstreben mancher Kollegen dann zu kaum noch überschaubaren Riesensymbolen führen würde. Daher sind alle "amtlich zugelassenen" Symbolkombinationen aufgeführt. Natürlich sind Ausnahmefälle denkbar, dies sollten dann aber auch wirklich Ausnahmen bleiben.

Weitere Neuentwicklungen sind u.a. Regeln zur Farbkennzeichnung, wenn die Munsellkarten nicht benutzt werden, eine genauere Kennzeichnung der Bodenarten-Untergruppen bei Sanden sowie die Quantifizierung der Erscheinungsformen von Eisen- und Manganverbindungen in hydromorphen Böden, die Benennung carbonathaltiger Substrate, Humusqualität und Humusformen, Kennzeichnung der Torfe und Müdden, Vereinfachung der Gefügeansprache und deren Umsetzung in den wichtigen Grundwert "Effektive Lagerungsdichte" sowie Kennzeichnung der effektiven Durchwurzelungstiefe.

Das Kapitel "Wasser- und Lufthaushalt" (Kap. 8) ist aufgrund gut 15-jähriger Erfahrungen noch wesentlich ergänzt und weiter ausgebaut worden. Das gleiche gilt auch für das Kapitel "Bodenerosion" (Kap. 9), das nun auch die Erosion durch Windeinwirkung und die Erfassung des Bodenabtrages durch Wasser nach WISCHMEIER berücksichtigt.

Um wichtige Fragen der Praxis an die Bodenkartierung besser behandeln zu können, wurden spezielle Kapitel zum Thema "Bodenmelioration" (Kap. 10) und Filtereigenschaften der Böden für Schadstoffe (Kap. 11) aufgeführt. Fragen, die für die praktische Anwendung der Bodenkarten von außerordentlicher Bedeutung sind.

Naturgemäß nimmt die typologische Gliederung der Böden einen breiten Raum ein (Kap.12 und 13), die wegen ihrer Bedeutung gesondert behandelt wird (WITTMANN, Berichte aus Kommission V - Bodengenetik, Klassifikation und Kartierung). Hier kann ich mich mit dem Hinweis begnügen, daß Grundlage die Bodensystematik von MÜCKENHAUSEN 1977 ist, die in einigen Fällen in Abstimmung mit dem Arbeitskreis "Bodensystematik" ergänzt und geändert wurde. Allerdings muß hier gesagt werden, daß in den Bodenkarten der meisten Länder nur eine etwas gekürzte und vereinfachte Fassung dieser Systematik bei der Bildung der Bodeneinheiten verwendet wird, da hierbei neben der systematischen Ordnung der Böden ja auch noch andere Gesichtspunkte berücksichtigt werden müssen.

Diese Richtlinien für die Bildung, Benennung und Kennzeichnung der Bodeneinheiten in Abhängigkeit von Kartenmaßstäben, der Vielgestaltigkeit und Unterschiedlichkeit der Böden des Kartengebietes sowie von der Engräumigkeit des Bodenwechsels werden schließlich in einem abschließenden Kapitel (Kap.14) behandelt.

Zum Thema "Bodeneinheiten" kann ich noch anmerken, daß im Gegensatz zu den vorläufigen "Kartiereinheiten", die im Zuge der Feldarbeit erarbeitet werden, die "Bodeneinheiten" die endgültigen Darstellungseinheiten auf der Karte sind. Sie stellen in der Regel eine Einheit aus Bodentyp, Bodenart und Ausgangsgestein dar. Ihre Benennung erfolgt meist nach dem jeweiligen Leitbodentyp. Wenn ein solcher nicht eindeutig genug auftritt, kann die Benennung auch nach Bodengesellschaften erfolgen.

4. Hinweise auf Analysenvorschriften und spezielle Untersuchungsgänge

Im Anhang (Kap.15) sind schließlich noch die Analysenvorschriften entsprechend den Normen DIN 19681-86 (Kap.15.1) und andere spezielle Untersuchungsgänge aufgeführt, z.B. solche zur Ermittlung der standortkundlichen Feuchtestufe (Kap.15.2) oder zur Standortbeurteilung mit Hilfe der Vegetation (Kap.15.3). Auch ist der Weg zur Ermittlung des Bodenabtrages durch Erosion nach WISCHMEIER (Kap.15.4) im einzelnen aufgeführt.

5. Hinweise auf Bezugsquellen

Die Kartieranleitung kann zum Preise von DM 19,60 bezogen werden bei

E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller)
Johannesstraße 3 A, Tel. 0711 - 625001
7000 Stuttgart 1

Die Normenblätter "Durchführung von Feld- und Laboruntersuchungen" DIN 19681-84, "Klimatologische und vegetationskundliche Standortuntersuchungen" DIN 19685/86 sind über den Beuth-Vertrieb GmbH, Berlin 30 oder Köln erhältlich.

6. Literatur

- ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE (1965): Die Bodenkarte 1 : 25 000. -
NLFB-Hannover.
- ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE (1971): Kartieranleitung 1 : 25 000 2. Auflage. -
NLFB-Hannover.
- ARBEITSGRUPPE BODENKUNDE (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung 3. Auflage. -
NLFB-Hannover.
- ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT:
Eine Quantifizierung der Bodenhorizonte mit Symbolen. -
2. Entwurf (1983).
- DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU (DVWK) (1980, 1982, 1984):
Regeln zur Wasserwirtschaft "Bodenkundliche Grunduntersuchungen im
Felde zur Ermittlung von Kennwerten meliorationsbedürftiger Stand-
orte, Teil 1-3, H.115-117.
- FACHNORMEN WASSERWESEN (1970-1982): Boden- und Standortuntersuchungen DIN 19681-
19686.
- HOLLSTEIN, W. (1953): Die Bodenkartierung im Emsland. -
Z.Praxis und Forschung, 5.J., Nr.4.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1977): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der
Bundesrepublik Deutschland, 2. Auflage.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1980): Bodenkarten und ihre Anwendung. -
Geol.Jb. F 8, 7-21, Hannover.
- MÜCKENHAUSEN, E. u. E.H.MÜLLER (1951): Geologisch-bodenkundliche Kartierung des
Stadtkreises Bottrop i.w. für Zwecke der Stadtplanung. -
Geol.Jb. 66.
- MÜLLER, W. (1970): Die Bodenkartierung in Niedersachsen unter besonderer Berück-
sichtigung der Karten der Marschlandschaften 1 : 25 000 u. 1 : 5 000. -
Mitteilgn.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch. 10, 20-24, Göttingen.
- MÜLLER, W. (1970): Die Bodenkartierung in Niedersachsen. -
Beih.Geol.Jb. 99/1, 1-12, Hannover.
- WEISE, R. u. O.WITTMANN (1971): Boden und Klima Fränkischer Weinberge. -
(Atlas)-München.
- ZAKOSEK, H., W.KRENZ, W.BAUER, H.BECKER u. E.SCHRÖDER (1967): Die Standortskartie-
rung des hessischen Weinbaugebietes. -
Abh. Hess.LA f.Bodenforsch., 16 Kt., Wiesbaden.

Ein Arbeitsflußplan mit DV-technischen Perspektiven
zur Herstellung von Bodenkarten und Auswertungskarten.

von

Oelkers, K.-H., W. Eckelmann u. R. Lüdgers⁺

1. Der Arbeitsflußplan zur Herstellung von Bodenkarten und Auswertungskarten (OELKERS et al. 1983).

Er gliedert sich in folgende Arbeitsabschnitte:

- a) Sichtung und Auswertung vorhandener Unterlagen zur Vorbereitung der Gelände-
arbeit. Abschließendes Ergebnis sind die Teil-Konzeptkarte und die Konzept-
Karte (LÜDERS u. OELKERS 1981, OELKERS u. LÜDERS 1982).
- b) Überprüfung und Ergänzung der ausgewerteten Unterlagen durch eigene Erhebungen
(Kartierungen). Abschließendes Ergebnis sind die Feldreinkarte und die Datei
mit korrigierten Schätzungsprofilen.
- c) Erstellung von Grundlagen- und Auswertungs- bzw. Auszugskarten im Maßstab
1 : 5 000 (DGK 5 Bo) und 1 : 25 000 (BK 25).

2. Die DV-technischen Möglichkeiten.

- a) Derzeitiger Stand:

Die Profilbeschreibungen der Bodenschätzung können in digitaler Form erfaßt
und für die Kartierung als Teil-Konzeptkarte ausgewertet werden. Die erfaß-
ten Schätzungsdaten werden nach der Geländeaufnahme korrigiert. Die Datei
mit korrigierten Schätzungsprofilen wird Grundlage sowohl für die DV-ge-
stützte Erstellung der DGK 5 Bo (Bodenkarte auf der Grundlage der Boden-
schätzung 1 : 5 000) als auch für die Ableitung von Auswertungskarten.

- b) Mittelfristige Planungen:

Eine digitale Erfassung der Feldreinkarte zur DV-gestützten Erstellung von
Grundlagen- und Auswertungskarten i.M. 1 : 25 000 ist vorgesehen.

⁺ Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51

c) Längerfristige Planungen:

Eine digitale Erfassung aller für die Kartiervorbereitung wichtigen Unterlagen zur DV-gestützten Konstruktion von Konzeptkarten wird angestrebt. Außerdem sollen die Ergebnisse von Kartenvorbereitung und Kartierung in einer digitalen Basiskarte zusammengefaßt werden.

3. Um die derzeitigen DV-technischen Möglichkeiten umfassend zu nutzen, mußten folgende Arbeiten geleistet werden:

- a) Entwicklung eines bodenkundlichen Datenschlüssels zur Normierung DV-technisch verarbeitbarer Begriffe (OELKERS 1983).
- b) Entwicklung und Programmierung eines bodenkundlichen Übersetzungsschlüssels für die Profilbeschreibungen der Bodenschätzung.
- c) Erarbeitung eines Konzeptes zur Beschreibung bodenkundlicher Flächeninhalte (OELKERS u. ECKELMANN 1983).
- d) Erarbeitung einer Ablauforganisation zur DV-gestützten Bearbeitung von Profilbeschreibungen der Bodenschätzung (BENNE et al. 1983, KÜHNE 1983).
- e) Entwicklung von Graphikprogrammen für Flächen- und Profilsäulendarstellungen (PREUSS 1979, 1980).

4. Eine Abstimmung der DV-technischen Arbeitsabläufe und Arbeitsergebnisse ist bisher nur im DFG-Projekt "Neue Kommunikationswege in den Geowissenschaften" (VINKEN 1980) erfolgt. Eine weitergehende Diskussion wird als dringend erforderlich angesehen. Sie sollte innerhalb der Kommission 5 der DBG in der Arbeitsgruppe "Informationssysteme in der Bodenkunde" durchgeführt und in den Mitteilungen der DBG bekanntgemacht werden.

Literatur:

- BENNE, I., W. LAUKART, K.-H. OELKERS und U. SCHIMPF (1983): Vorarbeiten für die DV-mäßige Verarbeitung bodenkundlicher Daten unter besonderer Berücksichtigung der Bodenschätzung. - Geol. Jb. Hannover (im Druck).
- KÜHNE, K. (1983): DASP - Ein System zur Verwaltung und Auswertung geowissenschaftlicher Daten. - Geol. Jb. Hannover (im Druck).
- LÜDERS, R. und K.-H. OELKERS (1981): Die Konzeptkarte im Arbeitsfluß der bodenkundlichen Landesaufnahme Niedersachsens. - Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.; 32, 727-730, Göttingen.
- OELKERS, K.-H. (1983): Datenschlüssel Bodenkunde. - Geol. Jb. Hannover (im Druck).
- OELKERS, K.-H. und W. ECKELMANN (1983): Das Auffinden und Abgrenzen bodenkundlicher Kartiereinheiten bei der Landesaufnahme und ein Vorschlag zur Beschreibung der Flächeninhalte. - Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 36, 47-55, Göttingen.

- OELKERS, K.-H., und W. LAUKART (1982): Die automationsgestützte Verarbeitung von Bodenschätzungsdaten zur Herstellung der Bodenkarte auf der Grundlage der Bodenschätzung i.M. 1 : 5 000 (DGK 5 Bo). - Nachr.a.d.Karten- u.Vermessungswesen, Reihe I, H.89, 63-71, 1 Bild u. 8 Anl., Verlag d.Inst.f.Angewandte Geodäsie, Frankfurt.
- OELKERS, K.-H. und R.LÜDERS (1982): Zur Methodik bei der Erarbeitung bodenkundlicher Kartenwerke. - Tagungsber.u.wissenschaftl.Abhandlgn.d. 43. Dtsch-Geographentag, 1 Abb., 121-124, Mannheim.
- OELKERS, K.-H., U.SCHIMPF und R.LÜDERS (1983): Analyse eines Arbeitsflusses zur DV-technisch gestützten Herstellung von Bodenkarten. - Geol.Jb. Hannover (im Druck).
- PREUSS, H. (1979): L4PUSI - Ein Graphikprogramm zur Punktsignaturen-Darstellung. - Programmbibliothek von NLFb/BGR, 16 S., 6 Abb., Hannover.
- PREUSS, H. (1980): L4DINO-Programm zur automatischen Konstruktion von Profilsäulen mit Signaturen an DIN 4220 orientiert. - Programmbibliothek von NLFb/BGR, 15 S., 4 Abb., Hannover.
- VINKEN, R. (1980): Neue Kommunikationswege in den Geowissenschaften mit Hilfe der EDV. - Projektstudie DFG-Geokommission.



Paläoböden der vulkanischen Insel Santorin (Thera)
(Kykladen, Griechenland)

von

Paluskova, K.⁺ und Th. Poetsch⁺⁺

Dank der Genehmigung und freundschaftlichen Unterstützung des Institute of Geology and Mineral Exploration in Athen konnten wir in den Jahren 1980 und 82 fossile Böden und Verwitterungshorizonte auf Vulkaniten der Insel Santorin eingehend untersuchen. Die Geländebefunde sowie auch die ersten Ergebnisse der Laboruntersuchungen zeigen die Bedeutung dieser Lokalität sowohl für Quartärstratigraphie und Paläoklima-Forschung im östlichen Mittelmeerraum als auch für methodische Fragen im Zusammenhang mit Bodenbildungsprozesse auf Vulkaniten.

Die Santorin-Inselgruppe - etwa 110 km nördlich von Kreta entfernt - besteht aus den Inseln Thera, Therasia und Aspronisi, die eine bis zu 300 m tiefe und rund 83 km² große Kaldera umschließen, und aus den im Zentrum der Kaldera befindlichen jungen Vulkaninseln Paläa- und Nea-Kaimeni.

In der bis über 200 m hohen Kalderawand sind Effusiva und mächtige Pyroklastika aufgeschlossen, die eine Vielzahl fossiler Böden, Verwitterungshorizonte und Erosionsflächen enthalten, die das jeweilige Paläorelief widerspiegeln. Das Alter der ältesten, sauren Bimsstein-Tuffe wird auf ca. 1 Mill. Jahre geschätzt. Danach folgte - vermutlich in mehreren kleinen Kratern - ein intermediärer Vulkanismus, der andesitische Schlacken und Laven förderte. Schließlich überschüttete der zentrale Vulkan Thera die Inselgruppe mit Pyroklastiken (Bimssteine, Aschen, Schlacken, Ignimbrite usw.) (PICHLER & KUSSMAUL, 1980).

In Ruhephasen zwischen den einzelnen Ausbrüchen setzte Verwite-

⁺) SCOPE-Centrum, Univ. Hamburg, Bundesstr. 55, D-2000 Hamburg 13

⁺⁺) Institut für Geographie und Wirtschaftsgeographie, Univ.

Hamburg, Bundesstr. 55, D-2000 Hamburg 13

rung ein; an vielen Stellen bildeten sich Böden; anderenorts wurden die Verwitterungsprodukte samt des vulkanischen Substrates abgetragen und in kleinen Erosionstälern als allochthone Bodensedimente abgelagert.

Die von uns vorgenommenen paläopedologischen Untersuchungen erstrecken sich über die gesamte Inselgruppe (Abb. 1). Bis jetzt wurden pedochemische, mineralogische und mikromorphologische Analysen ausgewertet, die die in ihrem Bau sehr komplizierte Sequenz zwischen der mittleren und oberen Bimssteinfolge (Abb. 3) auf der Lokalität Fira erfassen.

In einigen der hier aufgeschlossenen Horizonte sind Reste von fossilen Pflanzen gefunden worden, die heute noch ein Bestandteil der Mittelmeerfauna sind und daher von einer länger andauernden Klimabeständigkeit zeugen. Für die Stratigraphie sind sie insofern von Bedeutung, als sie altersmäßig bestimmt werden können. So ergaben z.B. C-14 Datierungen für Pflanzenreste aus der Lokalität Fira (Abb. 1 und 2) ein Alter von 37 000 Jahren. Danach folgten neue Lava-Extrusionen und Aufschüttungen von Pyroklastiken, auf denen sich wieder Paläoböden bildeten. Mit Hilfe verkohlter Pflanzenreste wurde für diese ein Alter von ca 18 000 Jahren ermittelt (PICHLER & KUSSMAUL, 1980) Ein noch jüngerer, besonders ausgeprägter Paläoboden wurde mit 13 000 Jahren datiert. Er repräsentiert offenbar jenes Relief, auf dem bei Akrotiri die mit 3 050[±]150 Jahren datierten Reste der spätminoischen Siedlung gefunden wurden.

Die Pyroklastika stellen aufgrund der starken Wasserdurchlässigkeit und des relativ hohen Gehaltes an vulkanischem Glas ein verwitterungslabiles und für die Bodenbildung günstiges Ausgangsgestein dar, auf dem sich bei jeder längeren Unterbrechung der vulkanischen Tätigkeit ein zumindest initialer Boden bilden konnte. Dieser Mechanismus prägte die Bodenbildung nicht weniger maßgeblich als das Klima oder die Vegetation; wir sehen darin deshalb einen wichtigen paläopedologischen Faktor.

Mikromorphologische Untersuchungen zeigen eine sehr komplexe Zusammensetzung des pyroklastischen Ausgangssubstrates. Gesteinsstücke herrschen vor, häufig sind aber auch Glaskörner und Kristallbruchstücke enthalten. In den Vulkanitfragmenten überwiegen Plagioklase und Pyroxene, vereinzelt kommen auch Olivine als Einsprenglinge und eine glasige, z.t. mikrolithische Grundmasse vor. Auch Erzminerale, wie z.B. Magnetit, sind stellenweise vorhanden.

Die intermediäre Zusammensetzung der Plagioklase, das Vorherrschen der braunen vulkanischen Gläser sowie der starke Anteil an Pyroxenen entsprechen einem intermediären, etwa dazitischen bis andesitischen Ausgangsgestein (vgl. GÜNTHER, 1972). Auch die Feinmasse der Tuffe besteht zum größten Teil aus Bruchstücken dieser Vulkanite.

Als besondere pedogene Neubildungen treten in den untersuchten Paläoböden zahlreiche, aus "freier Kieselsäure" bestehende Anlagerungen auf. Bodenmineralogisch entsprechen sie dem Opal, der vor allem biogene Großporen in charakteristischer Weise auskleidet (Abb. 2). Viele der durch Opalbeläge gekennzeichneten Großporen stellen offenbar ehemalige Wurzelröhren dar und unterstreichen somit den pedogenen Charakter dieser Neubildungen. Die in geringen Mengen vorhandenen, typischen stäbchenförmigen Pflanzenopale ergänzen dieses Bild.

Bei den pedochemischen Analysen haben wir zunächst auf die Bestimmung der Gesamtgehalte an Fe, Al, Mn und organischem C sowie der dithionit- und oxalatlöslichen Fe, Al und Mn (Methode vgl. MEHRA & JACKSON, 1960, SCHWERTMANN, 1964) konzentriert. Zumindest die ausgeprägtesten Bodenhorizonte auf der Lokalität Fira zeigen - in Übereinstimmung mit Beobachtungen im Gelände - erhöhte Gehalte an pedogenem Eisen, Aluminium und organischem Kohlenstoff gegenüber dem Ausgangssubstrat (Abb. 3). Andererseits weisen einige der aufgrund ihres Habitus als Böden angesprochenen Horizonte bei weitem nicht die zu erwartenden pedochemischen Merkmale auf. Ihr Erscheinungsbild wurde vielmehr durch eine besondere Komposition des vulkanischen Substrates geprägt. Die pedochemischen Analysen tragen hier neben der Mikromorphologie und Tonmineralogie wesentlich zur verlässlicheren Deutung der Paläobödenprofile bei.

Zusammenfassend kann man festhalten, daß die meisten bis jetzt untersuchten Paläoböden auf Santorin trotz ihrer z.T. großen Mächtigkeit und Ausdehnung keinen besonders hohen Verwitterungsgrad aufweisen. Dies liegt offenbar daran, daß die einmal begonnene Bodenbildung durch andauernde Zufuhr neuen vulkanischen Materials in ihrer Intensität beeinträchtigt wurde. Dabei sind zwar mächtige, insgesamt jedoch weniger intensiv verwitterte Bodenprofile entstanden.

Literatur

- ALTEMÜLLER, H.-J. (1974) : Mikroskopie der Böden mit Hilfe von Dünnschliffen.- In : Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. IV, 2 (Hrsg.: H. FREUND), Frankfurt a.M., 309-367
- GÜNTHER, D. (1972) : Vulkanologisch-petrographische Untersuchungen pyroklastischer Folgen auf Santorin (Ägäis/Griechenland).- Diss.- Eberhard-Karls-Univ. Tübingen, 111 S.
- MEHRA, O. P. & JACKSON, M. L. (1960) : Iron Oxide Removal from Soils and Clays by a Dithionite-Citrate System buffered with Sodium Bicarbonate.- Clays and Clay Minerals, London
- PICHLER, H. & KUSSMAUL, S. (1980) : Comments on the Geological Map of the Santorini Islands.- In : Thera and the Aegean World II : Pap. and Proc. of the Second Intern. Sci. Congr., Santorini, Greece, Aug. 1978 (Ed.: C. DOUMAS), London, 413-427
- SCHWERTMANN, U. (1964) : Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung.- Z. Pflanzenern. Düng. Bodenkunde, 105, 194-202, Weinheim/Bergstr.
- TRÖGER, W. E. (1967) : Optische Bestimmungen der gesteinsbildenden Minerale : Teil 2, Textbd.- Schweizerbart, Stuttgart, 822 S.

Abbildungen

- Abb. 1 : Die vulkanische Insel-Gruppe Santorin
Lageplan der untersuchten Lokalitäten
Nr. 5 : Abbaugrube südlich von Fira (Schnitt vgl. Abb. 3)
- Abb. 2 : Dünnschliff aus einem Bodenhorizont auf vulkanischer Asche
Wandauskleidung eines biogenen Hohlraumes durch Opal
(Bildbreite : 3 mm)

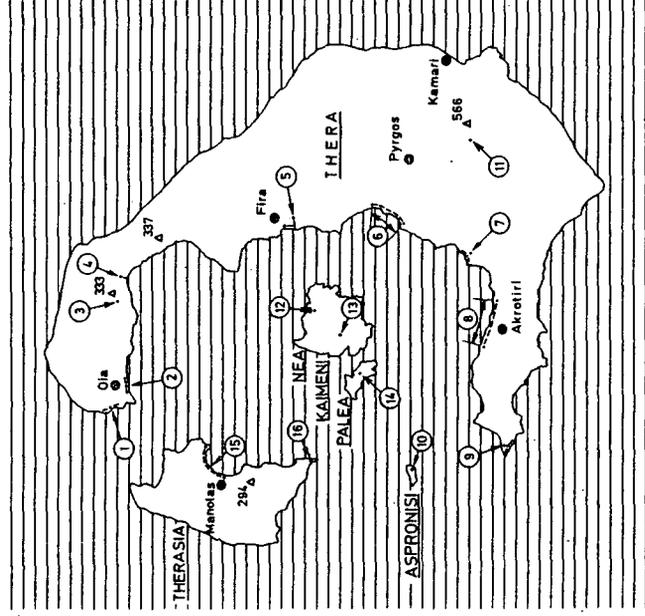


Abb. 1.



Abb. 2.

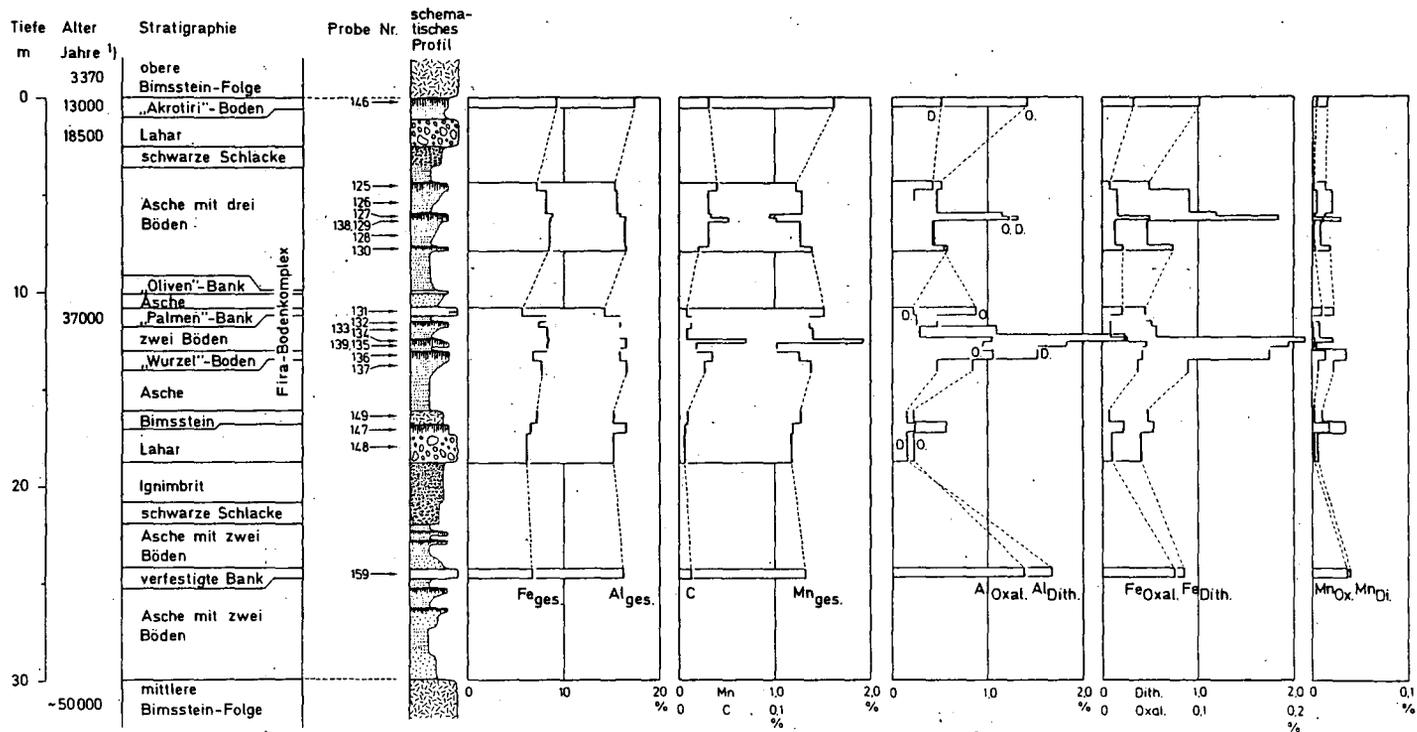


Abb. 3 : Verteilung einiger wichtigen pedochemischen Komponenten im vertikalen Profil von Fira in der pyroklastischen Schichtenfolge zwischen der oberen und mittleren Bimsstein-Folge

1) Altersbestimmungen vgl. PICHLER & KUSSMAUL (1980)

Die Sedimente und Böden des Kryoplanationssteilhanges

von
Pinczés, Z. +)

Die Kryoplanation ist eine der wichtigsten oberflächen-
gestaltende Tätigkeit des Pleistozäns. In Ungarn sind die
durch die Kryoplanation entstandenen Formen sowohl auf den
höheren Teilen der Gebirge als auf den Bergfußgebieten auf-
zufinden. Als Ergebnis des Prozesses sondern sich die
beiden Teile, nämlich der Denudationsteil (Kryoplanationswand
oder Kryoplanationssteilhang) und der Akkumulationsteil schon
auf Grund des Hangneigungswinkels scharf voneinander ab.
Auf den Bergfußgebieten ist die Kryoplanationswand ein langer,
steiler Hang (15-30°), der mit dem von der Gelisolifluktion
transportierten Sediment bedeckt ist.

In den letzten Jahren wurde in einem der auf dem östlichen
Rand des Tokajer-Gebirges liegenden Becken eine Terrainregulierung
durchgeführt. Während der Terrainregulierung wurde auf dem
Kryoplanationssteilhang senkrecht zur Neigung ein Graben sogar
auf zwei Stellen angelegt. Diese Aufschliessungen ermöglichten
das Studieren der Sedimente des Kryoplanationssteilhanges.
Das den Steilhang bedeckende Material

Das Grundgestein wird mit dem sandigen, schotterigen Schutt,
der aus der Frostverwitterungstätigkeit stammt, sowie mit dem
Mehlsand, Schluff, Ton bzw. mit deren Mischung bedeckt. Die
erwähnten Materialien kommen in der ursprünglichen Siedlung
selten vor. Infolge der Frostwirkung wirkenden Gelisolifluktion,
die durch den Regen und das Schneewasser verursachten Abspülung
lagerte sich das Material auf dem Steilhang um, sie vermischte
sich, und so entstand ein Sediment mit einer eigenartigen

Zusammensetzung.

Das Ausgangsmaterial der den Hang bedeckenden Sedimente ist an beiden Stellen Rhyolittuff, aber hinsichtlich der Korngrössenzusammensetzung gibt es einen grossen Unterschied zwischen dem Material des zersetzten Grundgesteines, dem in der Delle transportierten Material, und dem auf dem Hang areal umlagerten Gelisolifluktionsmaterial. Einen weiteren Unterschied stellt die Exposition des Hanges dar. Die Sedimente des südlich exponierten Hanges von Lapis weisen in jedem Fall einen höheren Tonanteil auf als die Sedimente des Hanges von Nyerges, der östlich exponiert ist. Um die Unterschiede besser zu veranschaulichen rechneten wir für alle Korngrössenkategorien des verschiedenartig transportierten Materials aus den Daten der Zahlenmenge den arithmetischen Mittelwert. Das Ergebnis wird in der beigelegten Abbildung dargestellt.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass bei allen drei Materialtypen das den Lapis bedeckende Hangsediment feiner ist. Es weist einen hohen Tonanteil auf. Daraus kann man darauf schliessen, dass bei der Abtragung des Weichgesteines in der Gestaltung der Korngrössenzusammensetzungen des sich herausbildenden Deckmaterials die Hangexposition entscheidende Rolle spielt. Der Unterschied zeigt sich vor allem in der feinsten Fraktion.

Als Ergebnis der geomorphologischen Entwicklungsgeschichte kann man über die Sedimente der Kryoplanationssteilhanges im allgemeinen folgendes feststellen:

1. Die Mächtigkeit der Sedimente veränderte sich von Ort zu Ort, die Veränderung hing davon ab, ob die Bohrung auf dem durch Gelisolifluktion oder durch Delle transportierten Sediment durchgeführt wurde. An der zuerst erwähnten Stelle war das Sediment 10-30 cm mächtig, während in dem zweiten Fall erreichte es sogar die Mächtigkeit von einem Meter.

2. Infolge des Transports wird das Material hangabwärts allmählich feiner. Diese Feststellung ist richtig, trotzdem muss man damit rechnen, dass zwischen den nebeneinander liegenden Sedimenten in gleicher Höhe - wegen des Unterschieds des Transports (Gelisolifluktion, Delle) - hinsichtlich der Korngrösse bedeutende Abweichungen auftreten können.

3. Die Korngrössenzusammensetzung des Sediments wird entscheidend von der Exposition nach der Himmelsrichtung beeinflusst. Auf den nördlich und östlich exponierten Hängen wird -infolge der Frostverwitterung der periglazialen Zeit- die Sand- und Lösskorngrösse angereichert, während auf den südlich und westlich exponierten Hängen in den periglazialen Hangsedimenten ein bedeutender Tonanteil (36-43 %) beobachtet werden kann.

Dies alles weist darauf hin, dass sich auf den Kryoplanationssteilhängen während des Pleistozäns Sedimente von sehr abwechslungsreicher Korngrössenzusammensetzung herausbildeten.

Der Einfluss der Kryoplanation auf die Bodenbildung

Der Einfluss der Kryoplanation auf die Bildung der Böden ist auf beiden Gebieten (Lapis, Nyerges) nachzuweisen. Die

Sedimente von abwechslungsreicher Korngrössenzusammensetzung liefern abweichendes Ausgangsmaterial für die Bodenbildung, und die Materialbewegungen auf dem Hang tragen zu der Veränderlichkeit der Bodendecke bei.

Das in die Nähe der Oberfläche geratene frostverwitterte Grundgestein ermöglicht an manchen Stellen nur die Bildung des steinigen, felsigen Skelettbodens. Dieser Bodentyp kommt auf den steilsten Hangstrecken vor, wo die Erosion den grössten Teil des Decksediments abgetragen hat.

Auf dem weniger steilen Hang ist Müllranker der charakteristische Bodentyp. Es besteht nur aus einem 30-35 cm mächtigen homogen dunkelbraunen (LOYR 3/3) Bodenhorizont. Für ihn ist der Mull-Humus charakteristisch, der sich wegen der Erosion nicht in grösserer Menge herausbilden konnte. Er ist sauerer (pH = unter 5,5, γ_1 = über 20,0) Boden ohne Kalk.

An beiden Stellen kommen erodierte Parabraunerden auf grösseren Gebieten vor. Sie sind im allgemeinen auf den niedriger liegenden Hangteilen aufzufinden. Ihr A-Horizont ist ziemlich dünn, oder er ist überhaupt nicht vorhanden. Charakteristisch ist der hohe Tongehalt des B-Horizontes besonders auf dem Südhang von Lapis, wo die pleistozänen Hangsedimente von vornherein feinere Korngrössenzusammensetzung aufweisen.

Für beide Gebiete sind die Böden von gemischter Struktur charakteristisch. Ihr Profil erreicht ihre grösste Mächtigkeit in dem die Stellen ausfüllenden Material. Diese Böden bezeichnen wir als Kolluvialböden. Die auf den

Steilhängen entstandenen Böden weisen folgende bestimmende Eigenschaften auf: gemischter Profilaufbau, dünnes Bodenprofil (max. 1,5 m, aber eher nur um 1 Meter), sowie Spuren, die auf Materialbewegungen auf dem Hang hinweisen.

Mit diesen Beispielen wollten wir die wichtigsten Merkmale der sich auf der Kryoplanationsoberfläche herausbildenden Böden veranschaulichen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass sich auf den nur einige hundert Meter langen Hängen eine abwechslungsreiche Bodendecke herausbildete, und darin spielte auch die Kryoplanation eine wichtige Rolle.

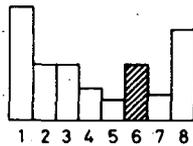
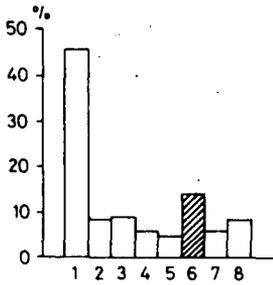
Literatur

- KERENYI A. 1976. A Bodrogkeresztúr térségében előforduló lejtőhordalék-talajok tulajdonságairól. (Über die Eigenschaften der im Raum von Bodrogkeresztúr vorkommenden Kolluvialböden.) - Földrajzi Utesítő. XXVII. 3-4. pp.397-414.
- PINCZÉS Z. 1974. The cryoplanation steps in the Tokaj Mountains. - Studia Geomorphologica Carpatho - Balcanica. Vol.VIII. Kraków. pp.27-47.
- PINCZÉS Z. 1978. Periglacial planation surfaces and sediments in the Hungarian mountains. - Földrajzi Közlemények. XXV. (CI)1-2. pp.29-45.

ZERSETZTES GRUNDGESTEIN

NYERGES

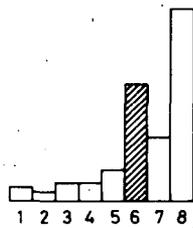
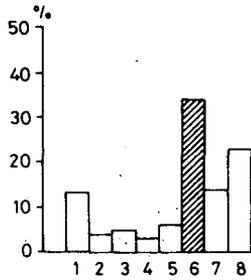
LAPIS



DURCH GELISOLIFLUKTION TRANSPORTIERTES MATERIAL

NYERGES

LAPIS



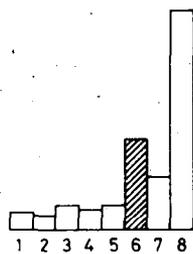
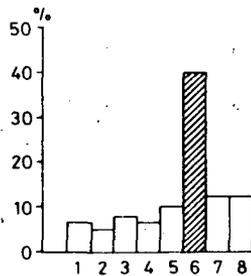
mm

- 1 > 5
- 2 5-2
- 3 2-0.63
- 4 0.63-0.2
- 5 0.2-0.05
- 6 0.05-0.01
- 7 0.01-0.002
- 8 < 0.002

DELLEMATERIAL

NYERGES

LAPIS



Die Ermittlung von Bodengesellschaften in
der Nordwestdeutschen Geest

von

Reents, H.-J. und H. Wiechmann ^{†)}

Mit der Verringerung des Maßstabes wächst der Konflikt zwischen der möglichst detaillierten Darstellung der natürlichen Heterogenität der Bodendecke und der Übersichtlichkeit der Karte. Um darstellbare Karteneinheiten zu erhalten, wird entweder die vorhandene Vielfalt der Böden auf die flächenmäßig dominierende bodensystematische Einheit reduziert oder der Inhalt der Einheiten wird als Bodengesellschaft angegeben. Da ähnliche Bodenkombinationen im Gelände immer wieder auftreten, wurde versucht, auf der Basis von Bodengesellschaften bodengeographische Einheiten zu entwickeln und entsprechende hierarchische Ordnungssysteme zu erstellen.

In Tab. I sind einige der verschiedenen vorgeschlagenen Ordnungssysteme gegenübergestellt. Die Begriffe einer Stufe umschreiben in etwa gleiche Einheiten, sind aber nicht unbedingt äquivalent. In den meisten Fällen ist für die Einordnung von Böden in Bodengesellschaften nur die Ähnlichkeit des Ausgangsgesteins und der Merkmale (und damit z.T. auch des Bodentyps) sowie das gemeinsame Auftreten in einem geschlossenen Areal, das sich kartographisch darstellen läßt, ausschlaggebend.

In dem Vorschlag von SCHLICHTING und z.T. auch bei HAASE, HAASE u. SCHMIDT wird dagegen eine Zusammenfassung von Böden zu einer gemeinsamen Einheit "Bodengesellschaft" besonders dann als gerechtfertigt angesehen, wenn eine gegenseitige Beeinflussung bei der Bodenentwicklung und somit funktionale stoffliche Beziehungen angenommen werden können.

Aus der vorliegenden Literatur (HAASE 1961, 67, 73, 79, NEEF 1963, HUBRICH 1967, HAASE u. SCHMIDT 1970, SCHAFFER 1970, SCHLICHTING 1970, 72, 74, ROESCHMANN 1971, BLUME u. SZABADOS 1972, MANNSELD 1972, JORDAN 1976, SZABADOS 1976, LAMP u. SIEM 1978, LESER 1978, SCHMIDT 1978) lassen sich folgende Kriterien ableiten, die die Böden eines Areals erfüllen müssen, um zwischen ihnen funktionale Be-

^{†)} Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nußallee 13, 5300 Bonn.

Betrach- tungsdi- mensionen	Vorschläge für verschiedene bodengeographische Ordnungssysteme								Großen- bereiche (²)
	landschafts- ökologische Gliederung	Bodengeogra- phische Einheiten	Bodengesell- schaften bzw. Bodenland- schaften		Kategorien der Bodengeogra- phie	weitere entsprechende Begriffe	System von Bodengesell- schaften		
topologisch	Physiotop	Pedon		Pedon			Pedon	Pedon	$10^{-1}-10^1$
		Polypedon = elementares Bodenareal		Polypedon	I. Ordnung	Polypedon Bodeneinheit	Polypedon		10^1-10^2
	Ökotoptop	Pedotop		Bodeneinheit	II. Ordnung	Bodenform Bodenkomplex	Pedotop	Pedotop	10^2-10^3
		Pedotopgefüge = Pedokomplex = Nanochore	1. "Ordnungs- stufe"	Bodengefüge	III. Ordnung	Bodengesell- schaft Bodenmosaik	Pedokomplex = Pedochore		10^3-10^5
chorisch	Mikrochore	Pedochore = Pedomikro- chore	2. "Ordnungs- stufe"	Bodenbezirk	IV. Ordnung ----- V. Ordnung	Bodengruppe Bodengesell- schaft	Bodenbezirk Bodenassozia- tion	Pedochore = elementare Bodenlandschaft	10^5-10^8
	Mesochore	Pedomeso- chore	3. "Ordnungs- stufe"	Bodengebiet	VI. Ordnung		Bodengebiet	Bodenregion	10^8-10^{10}
	Makrochore	Pedomakro- chore	4. "Ordnungs- stufe"	Bodenprovinz	VII. Ordnung		Bodenprovinz	Bodenprovinz	$10^{10}-10^{11}$
regionalech	Megachore	} Pedoregion	5. "Ordnungs- stufe"	Bodenregion			Bodenregion		$10^{11}-10^{12}$
	Georegion								
geo- sphärisch	Geosphäre	pedobiokli- matischer Gürtel	6. "Ordnungs- stufe"	Bodenzone	VIII. Ordnung		Bodenzone	Bodenzone	$10^{12}-10^{13}$
NEEF 63, HAASE 68,73	NEEF 63	HAASE 68 HAASE/SCHMIDT 70, KUGLER u.a. 80	nach SCHLICH- TING 72,74	SCHROEDER 72, MUTERT 78	ZEZSCHWITZ 71, zit. nach MUCKENHAUSEN 75	SCHWERTDFEGER 81	SCHAEFFER/ SCHACHTSCHABEL 78	MUTERT 78	

Tab. 1: Übersicht über verschiedene bodengeographische Ordnungssysteme (nach MUTERT 1978, verändert u. ergänzt)

ziehungen anzunehmen und sie dementsprechend als Bodengesellschaft bezeichnen zu können (REENTS 1982):

1. Eine Reliefeinheit bildet die erkennbaren Grenzen einer Bodengesellschaft. Die Grenzen bilden Scheiden lateralen Stofftransports.
2. Die Zusammenfassung von Böden zu einer Bodengesellschaft setzt Ausgangsmaterial weitgehend gleicher Herkunft bzw. eine Durchmischung und Angleichung unterschiedlicher Substrate voraus.
3. Böden einer Bodengesellschaft sind durch Stoffaustausch miteinander verbunden. Sie beeinflussen sich dadurch in ihrer Genese gegenseitig.
4. Die Böden einer Bodengesellschaft müssen ein typisches Flächenmuster oder Mosaik bilden.

An 2 typischen Landschaften der Nordwestdeutschen Geest wurde versucht, funktionale Beziehungen zwischen Böden nachzuweisen und so Bodengesellschaften abzugrenzen.

Auf einer Düne (max. Höhe 6 m üB. NN) im Talbereich des Flusses Oste innerhalb der Stader Geest hat sich eine Bodenabfolge typ. Podsol - Podsol mit GW-Einfluß - Gley-Podsol ausgebildet, die sich in der Ebene in 3 verschieden tiefe Niedermoorabstufungen fortsetzt. Die Düne und ein Großteil der sie umgebenden Ebene bilden eine Reliefeinheit. Da die Bodenabfolge auf der Düne allseitig gleich ist und kaum Unterschiede in der Hangneigung zu beobachten sind, wird keine weitere Unterteilung vorgenommen. Grenzen der Reliefeinheit liegen an den tiefsten Punkten der Ebene, hier grenzen die flach auslaufenden Hänge der umgebenden Geestflächen an.

Das Ausgangsmaterial der Düne, ein überwiegend mittelsandiger Flugsand, hat nicht nur gleiche Herkunft, sondern ist auch noch weitgehend homogen (Test: Körnungsquotienten, Quarz/Feldspat-Verhältnis und Na_t , K_t , Ca_t , Mg_t in weitgehend unverwitterten Horizonten). Es ist deshalb möglich, die Stoffverlagerung mit Hilfe von Bilanzierungen an 4 Profilen innerhalb einer Catena von der Dünenkuppe zur Niedermooerebene zu untersuchen (I = Podsol der Kuppe, II = Podsol am Unterhang, III = Gley-Podsol am Dünenfuß, IV = Niedermoor). Die Profilanbilanzen (Tab. 2) weisen in den Profilen I - III Verluste für Na, K und Mg auf, bei Ca treten nur in I und II Verluste auf. Profil IV ist durch Gewinne bei allen vier Elementen gekennzeichnet. Bei den Profilanbilanzen von Fe, Al und Mn ergeben sich für diese Elemente Verluste in den Profilen I und II und Gewinne in III und IV. Die unterschiedlich starken Verluste bzw. Gewinne bei den verschiedenen Elementen lassen darauf schließen, daß ein Stofftransport vor allem in gelöster Form stattgefunden hat, auch wenn eine Verlagerung von Bodenmaterial (Winderosion) nicht auszuschließen ist. Die unterschiedliche

Tab. 2: Bilanz von Na, K, Ca und Mg über die Profile I - IV (g/dm²)

Profil	I				II			
Element	Na	K	Ca	Mg	Na	K	Ca	Mg
IST	39.8	127.1	15.3	4.3	52.6	169.5	18.6	5.0
SOLL	45.2	140.3	17.4	5.1	61.6	190.5	23.9	6.8
DIFF	-5.4	-13.2	-2.1	-0.8	-9.0	-21.0	-5.3	-1.8
%Veränderung bez. auf SOLL	-12.0	-9.4	-12.1	-15.2	-14.6	-11.0	-22.2	-26.9

Profil	III				IV			
Element	Na	K	Ca	Mg	Na	K	Ca	Mg
IST	23.1	78.9	16.4	2.7	1.1	3.1	16.1	0.6
					8.3	26.5	3.2	0.8
SOLL	28.1	86.9	10.9	3.1	8.0	24.7	3.1	0.9
DIFF	-5.0	-8.0	+5.5	-0.4	+1.4	+4.8	+16.2	+0.5
%Veränderung bez. auf SOLL	-17.9	-9.2	+50.4	-11.8	+17.9	+19.5	+521.6	+59.1

"C_v" Gehalte: Na 1.91, K 5.91, Ca 0.74, Mg 0.21 (%).

Für Profil IV gilt: 1. Zeile: IST Moor

2. Zeile: IST Mineralboden

3. Zeile: SOLL Mineralboden

4. Zeile: Differenz SOLL Mineralboden und IST Gesamtboden

5. Zeile: % Veränderung bezogen auf SOLL Mineralboden

Tab. 3: Bilanz von Fe, Al und Mn über die Profile I - IV (g/dm²)

Profil	I			II			III			IV		
	Fe _t	Al _t	Mn _t	Fe _t	Al _t	Mn _t	Fe _t	Al _t	Mn _t	Fe _t	Al _t	Mn _t
IST	42.4	196.5	1.24	37.9	269.2	1.18	29.9	137.0	1.24	39.7	16.5	0.76
										5.9	41.7	0.18
SOLL	45.2	206.9	1.47	61.4	281.0	2.00	28.0	128.1	0.91	8.0	36.5	0.26
DIFF.	-2.8	-10.5	-0.24	-23.5	-11.8	-0.82	+1.9	+8.8	+0.33	+37.6	+21.7	+0.68
ÄNDERUNG bez. auf SOLL	-5.5	-5.1	-16.0	-38.3	-4.2	-41.1	+6.9	+6.9	+36.2	+472.2	+59.3	+261.5
Verhältnis im Boden	100	: 464	: 3	100	: 710	: 3	100	: 458	: 4	100	: 128	: 2
Verhältnis im Gew./Verl.	100	: 369	: 8	100	: 50	: 6	100	: 460	: 17	100	: 58	: 2

"C_v": Gehalte: Fe 1.905, Al 8.72, Mn 0.062 (%)

Für Profil IV gilt: 1. Zeile IST Moor

2. Zeile IST Mineralboden

3. Zeile SOLL Mineralboden

4. Zeile Differenz SOLL Mineralboden und IST Gesamtboden

5. Zeile %Veränderung bezogen auf SOLL Mineralboden

Verlagerung von Al < Fe < Mn läßt auf einen Transport an einem Redoxgradienten schließen. Die vorgegebenen Kriterien für die Annahme von funktionalen Beziehungen zwischen den Böden werden innerhalb der Landschaft weitgehend erfüllt und eine Zusammenfassung zur Podsol - Gley-Podsol - Niedermoor - Bodengesellschaft ist in jedem Fall zulässig.

Die Anwendung der Kriterien zur Zusammenfassung von Böden (Braunerden, Parabraunerden, Pseudogleye, Gleye) zu Bodengesellschaften auf einer Geschiebelehmfläche, die am Nordostrand der Stader Geest liegt, ist problematischer. Als Reliefeinheit wurde ein sehr schwach geneigter Hang, der von der Geesthochfläche bis zum Rand des Moores in der Niederung reicht, ausgegliedert (Fläche ca. 1.2 x 1.5 km). Für die Abgrenzung waren geländemorphologische Merkmale wie Hangneigung, Exposition und Wölbung entscheidend.

Ausgangsgestein der Bodenbildung innerhalb der Reliefeinheit ist überwiegend sandig-lehmiges Material der Grundmoräne. Daneben sind Bereiche mit niveoglazialen Sanden vorhanden. Aus der Körnungsanalyse ergibt sich jedoch, daß neben bodengenetischen Veränderungen (Tonverlagerung) auch Umlagerungsprozesse innerhalb des Hangbereiches stattgefunden haben und es damit zu einer gewissen Angleichung der Ausgangsmaterialien gekommen ist.

Aus der Profilmorphologie wurde angenommen, daß innerhalb der abgegrenzten Einheit eine laterale Wasserbewegung von der Hochfläche zur Moorniederung vorhanden ist, die durch das Auftreten von Stauwasser über dem Bt noch gefördert wird. Die Pseudovergleyung ist innerhalb der Fläche teilweise unabhängig von der Reliefposition unterschiedlich stark ausgeprägt und fehlt z.T. im Mittelhangbereich ganz. Der tonigere, mehr oder weniger hoch anstehende Unterbodenhorizont (Tonverlagerung, Geschiebedecksand) hat einen starken Einfluß auf die Wasserverhältnisse und müßte bei der Reliefabgrenzung stärkere Beachtung finden.

Die Stoffverteilung und Stoffverlagerung wurde an 5 Profilen (Tab. 4, Profil XI - XV) einer Catena untersucht. Da kein homogenes Material vorliegt, konnten keine Bilanzierungen vorgenommen werden. Eine Beurteilung beruht deshalb vor allem auf einem Vergleich der Sesquioxidgehalte und ihrer Relationen zueinander (Tab. 4). Fe- und Al-Gehalte sind vorwiegend sedimentbedingt (Tongehalt). Der Mn-Gehalt ist davon relativ unabhängig. Innerhalb der Catena ist hangabwärts ein abnehmender Mn-Gehalt, v.a. im Verhältnis zum Al, zu beobachten. In den Unterhangböden ist durch Grundwassereinfluß gleichzeitig eine Verlagerung von Mn und Fe in den Oberboden festzustellen. Es wird angenommen, daß Redoxprozesse für die unterschiedliche Verteilung der Sesquioxide verantwortlich sind. Ein weiteres Indiz für eine hangabwärts gerichtete Stoff-

verlagerung ist die in dieser Richtung zunehmende Basensättigung in der Krume.

Die vorgegebenen Kriterien für eine Bodengesellschaft sind auf der untersuchten Fläche nur z.T. erfüllt bzw. der Nachweis ist nur schwer zu erbringen. Auch eine Analyse der räumlichen Struktur verbessert die Aussage kaum. Vor allem die Abgrenzung der Einheit wird durch das heterogene Ausgangsmaterial und der daraus folgenden differenzierten Bodenentwicklung bei gleichzeitig geringen Reliefunterschieden erschwert. Wenn die Böden dieses Geländeauschnittes dennoch zur Braunerde - Pseudogley-Parabraunerde - Pseudogley - Gley - Bodengesellschaft zusammengefaßt werden, so basiert dies vorwiegend auf Schlußfolgerungen aus der Stoffverteilung in den Profilen der Catena. Das Moor wird wegen seiner räumlichen Ausdehnung über mehrere km nicht in diese Bodengesellschaft einbezogen.

Literatur:

Vollständige Literatur s.

REENTS, H.-J. (1982): Die Abgrenzung von Bodengesellschaften aufgrund funktionaler Beziehungen zwischen Böden - dargestellt an zwei Beispielen aus der Nordwestdeutschen Geestlandschaft.- Diss. Bonn, 231 S.

Tab. 4: Verschiedene Bodenmerkmale der Profile XI - XV und die Beziehungen untereinander

Profil		XI	XII	XIII	XIV	XV
Gew. Mittel der Ges.prof.	Ton (%)	4.33	16.18	15.51	7.36	3.09
	Al _t (%)	14.90	32.96	32.21	19.33	15.94
	Fe _d /Fe _t	0.45	0.34	0.38	0.29	0.23
	Fe _o /Fe _d	0.35	0.24	0.36	0.61	0.71
	Mn _d (%)	0.34	0.37	0.21	0.07	0.04
	Mn _d /Mn _t	0.68	0.70	0.64	0.37	0.31
Gehalt Ap/ gew.Mittel	Fe _d	1.60	0.91	0.68	1.08	3.10
	Mn _d	1.42	1.29	1.21	3.24	3.63
Gesamtprofil	Al _d /Fe _d	0.40	0.28	0.24	0.39	1.37
	Al _d /Mn _d	2.76	4.05	6.52	13.29	20.75
	Fe _d /Mn _d	8.12	14.68	26.86	34.43	15.25
Ap	Al _d /Fe _d	0.28	0.28	0.31	0.52	0.60
	Al _d /Mn _d	2.56	2.86	4.70	5.98	7.87
	Fe _d /Mn _d	9.13	10.35	15.00	11.42	13.03

Profil XI Saure Braunerde, Mittelhang
 Profil XII pseudovergleyte Parabraunerde, unterer Mittelhang
 Profil XIII Parabraunerde-Pseudogley, st. pseudovergleyt, Unterhang
 Profil XIV Gley-Pseudogley, mittel vergleyt, Unterhang
 Profil XV Braunerde-Gley, Unterhang



Morphologie von Anreicherungshorizonten fossiler
podsolartiger Sandböden in Nordwestdeutschland

von

Roeschmann, G. ⁺ u. H. - J. Altemüller ⁺⁺

1. Einleitung

An dieser Stelle ist 1975 von ROESCHMANN über Untersuchungen an einem fossilen Sandboden des Pleistozäns aus dem Raum Buxtehude berichtet worden, der zwar einen podsolähnlichen Profilaufbau, aber im B-Horizont nach Dünnschliffuntersuchungen von ALTEMÖLLER (1974) ein im Vergleich mit rezenten Podsolen untypisches Mikrogefüge aufwies. Pedogenetische und geogenetische Überlegungen führten damals zu dem Ergebnis, daß es sich um einen mehrphasig entstandenen, periglaziär überprägten subarktischen Gley-Podsol handeln könnte, daß aber weitere Untersuchungen zur Pedogenese notwendig sind. Inzwischen wurden in verschiedenen Sandgruben Niedersachsens bei Bremerhaven, Nienburg und Rotenburg a. d. Wümme ähnliche fossile Bodenprofile aus jungpleistozänen Sanden gefunden. Sie kommen fast ausschließlich in kleinen Hangtälichen der sandigen Geest vor, die im Weichsel-Glazial durch niveofluviatile Sande zugeschüttet wurden. Unter diesen bis zu 6 Meter mächtigen Deckschichten fallen zunächst weißgraue bis weiße Bleichhorizonte auf, deren oberer Teil immer von humosen, oft holzkohlehaltigen, allochthonen Sandschlieren durchsetzt ist. Mit relativ scharfer Grenze folgen unter den Bleichsandten mehr oder weniger intensiv orangebraun gefärbte B-Horizonte mit Fe- und Al-Anreicherungen, deren Farbintensität nach unten abnimmt und die nicht selten bleichsandgefüllte Wurzelzapfen aufweisen.

Über typische makro- und mikromorphologische sowie einige chemische Merkmale des B1-Horizontes eines solchen fossilen Bodens in der Sandgrube Böttersen 6 km nordwestlich von Rotenburg/Wümme und über Vergleiche mit B-Horizonten rezenter Podsole wird im folgenden berichtet. Der fossile Boden kann als typisches Beispiel für die bisher bekannten Fundpunkte in Nordwest-Niedersachsen gelten.

2. Horizontfolge des fossilen Sandbodens

An der Südwand der Sandgrube Böttersen traten 1982 an einem etwa 2 ° nach Westen geneigten Hang mit Kiefernvegetation untereinander zwei fossile Sandböden auf, die durch 4 - 8 m mächtige geschichtete niveofluviatile Sande voneinander getrennt waren und mit Neigungen von 15 - 20 ° nach Westen abtauchten. Der hier näher beschriebene untere fossile Boden wies in einer Tiefe von 5 m unter der heutigen Oberfläche folgende Horizontgliederung auf:

* Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3000 Hannover 51, Stillweg 2

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

- 10 cm dunkelgrauer, schwach humoser, z. T. feingeschichteter feiner bis mittlerer Sand mit kleinen schwarzen Holzresten (umgelagertes Bodenmaterial eines fAh-Horizonts)
- 20 cm grauweißer (10 YR 8/2), im oberen Teil z. T. feingeschichteter feiner bis mittlerer Sand, locker gelagert (Bleichhorizont (fAe)), im oberen Teil umgelagert)
- 3 - 5 cm dunkelorangebrauner (5 YR 5-6/7-8), sehr schwach humoser, schwach bis mäßig verfestigter feiner bis mittlerer Sand mit kantigen Bruchstücken stark verfestigten Sandes (oberer Teil eines Illuvialhorizontes (fB1))
- 10 - 15 cm orangebrauner (7,5 YR 6/6) feiner bis mittlerer Sand, schwach verfestigt bis locker gelagert (unterer Teil eines Illuvialhorizontes (fB2))

Darunter folgten hellgelbbraune, z. T. hellergefleckte feine bis mittlere Sande (fBv-Horizont?). Von der Oberkante des fB1-Horizontes aus führten örtlich mehr oder weniger ungestörte, mit Bleichsand gefüllte Wurzelzapfen in den fossilen Unterboden hinein.

3. Bodenchemische Untersuchungsergebnisse

Die in den Tabellen 1 und 2 dargestellten Ergebnisse (in Gew.%) wurden im bodenchemischen Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover unter Leitung der Herren Dr. FLEIGE und v. AMENDE nach folgenden Methoden erzielt:

- Al: nach HASHIMOTO & JACKSON, Messung mit AAS (C_2H_2/N_2O)
- Fe_d und Mn_d: nach MEHRA & JACKSON mit Na-dithionit-Lösung, Messung mit AAS ($C_2H_2/Luft$)
- Fe_o: nach TAMM, Messung mit AAS ($C_2H_2/Luft$)
- Org. Substanz: nasse Verbrennung mit $K_2Cr_2O_7$ und konz. H_2SO_4
Messung kolorimetrisch; $C_t \times 1,72$
- Korngrößenzusammensetzung: kombinierte Sieb- und Pipettmethode
Aufbereitung mit Na-Pyrophosphat

4. Mikromorphologie des autochthonen fB1-Horizontes

An Querschnitten aus ungestört eingebetteten und gehärteten Kastenproben (Anschliffe bis ca. 10 x 15 cm Größe) erkennt man, daß die verfestigten Brocken (sh. Profilbeschreibung) einem ehemals zusammenhängenden Verband angehören, der aufgebrochen und in den entstandenen Fugen verfüllt ist, dessen Teile aber im allgemeinen nur wenig gegeneinander bewegt worden sind. - Vier Gefügebereiche sind zu unterscheiden:

- nicht verfestigter Sand des fB1-Horizontes,
- Sand in engen Fugen zwischen den Bruchstücken,
- Anlagerungen auf den Bruchstücken,
- das Innengefüge der Bruchstücke.

Tab. 1: Analysenergebnisse eines fossilen Sandbodens bei Rotenburg/Wümme

Horizont	Al %	Fe _d %	Fe _o %	Mn _d %	org. Subst.	pH CaCl ₂	Ton %	Schluff %	Sand %
fAh-Sed.	0,12	0,14	0,07	0,003	0,5	4,5	3,6	7,9	88,5
fAe	0,05	0,04	0,01	<0,001	<0,1	4,9	2,8	6,8	90,4
fB1	1,25	0,73	0,29	0,003	0,5	4,8	5,4	6,6	88,0
fB2	0,63	0,33	0,11	0,002	0,2	4,9	2,5	3,1	94,4
fBv	0,26	0,14	0,06	0,001	0,05	4,7	2,8	2,0	95,2

Tab. 2: Analysenergebnisse eines rezenten Bänderparabraunerde-Humuseisen-podsols aus Sand bei Oberhaverbeck/Lüneburger Heide (ROESCHMANN 1971, S. 220 - 223)

Horizont	Al %	Fe _d %	Fe _o %	Mn _d %	org. Subst.	pH CaCl ₂	Ton %	Schluff %	Sand %
Ah	0,08	0,1	0,06	n. b.	13,8	3,1	4,7	5,1	90,2
Ae	0,02	0,06	<0,01	n. b.	0,9	3,5	2,8	2,2	95,0
Bh	0,31	1,13	0,77	n. b.	13,5	3,6	1,7	4,2	94,1
Bhs	0,69	0,66	0,42	n. b.	3,6	4,1	5,6	7,6	86,8
Bv	0,31	0,13	0,02	n. b.	<0,1	4,5	4,5	1,2	94,3

Der nicht verfestigte Sand besteht, wie auch die anderen Zonen und Horizonte, aus gut gerundeten Körnern, v. a. Quarz. Meist sind die Körner von orangebraunen, im Durchlicht mehr gelbbraunen sesquioxidisch-tonigen Hüllen umgeben oder es sind nur Teilflächen damit belegt. Die Beläge sind nicht doppelbrechend. Gegenseitige Bindungen zwischen den Körnern sind nicht ausgebildet oder mehr zufällig.

In engen Fugen sind die Sandkörner oft hüllenfrei. Hier finden sich nur stabilere, mehr Fe-oxidreiche Hüllen oder Teilbeläge. Offenbar ist die Wasserströmung in diesen engeren Fugen zeitweise besonders intensiv.

An den oberen Flächen und seitlichen Schulterflächen der genannten Bruchstücke sind dünne Schluff- und Tonschichten kappenartig angelagert. Es handelt sich hier um verschiedenartiges Material (z. B. feldspatreicher Schluff, kohlige Partikel, Abrieb von Belägen an Sandkörnern, auch Feinton mit orientierter Anlagerung), das aus dem darüberliegenden Ae-Horizont oder durch diesen hindurch eingespült worden ist.

Das Innengefüge der Bruchstücke ist ein Ortsteingefüge. Die Sandkörner sind, bei nur mäßig dichter Packung, ringsum von Hüllen umgeben und gegenseitig verkittet. Die Hüllen zeigen das charakteristische craquelée-artige Rißmuster wie im Ortstein der rezenten Humuspodssole. Zum Unterschied jedoch sind keine schwarzen (im Durchlicht dunkelbraunen) Huminstoffhüllen, sondern ausschließlich gelblichbraune (im Durchlicht blaß-graugelbliche) kolloidale Hüllen vorhanden. Dieses Hüllmaterial zeigt bei Anregung mit Blaulicht (ca. 405 - 455 nm) eine intensiv grünlich gelbe Primärfluoreszenz und hebt sich dadurch eindeutig von allen umgebenden Gefügebe-reichen und Bestandteilen ab. Orientierungsdoppelbrechung fehlt.

Unter den fluoreszierenden Hüllen sind in dünner Schicht auf den Sandkörnern auch tonige und Fe-angereicherte tonige Beläge oder Belagreste mit teilweise schwachen Orientierungsdoppelbrechung angelagert.

In den noch verbleibenden, relativ weiten intergranularen Leerräumen ist keinerlei fremdes Material (z. B. aus den o. g. Ton-Schluffkappen) eingespült worden.

5. Merkmale umgelagerter B-Horizont-Bruchstücke

Im Westteil der Sandgrube Böttersen sind örtlich autochthone Unterboden-Relikte des dort wohl in stärker geeigneter Lage oberflächlich erodierten unteren fossilen Bodens beobachtet worden. Zum Teil wurde der Ae-Horizont, an anderen Stellen auch der gesamte B1- und B2-Horizont abgetragen, so daß z. T. nur hoch mit Bleichsand gefüllte Wurzelzapfen und Teile des Bv-Horizonts auf den fossilen Boden hindeuten. Das abgetragene Bodenmaterial, darunter besonders kantige Bruchstücke des verfestigten B1-Horizontes, ist stellenweise in kleinen, wohl rinnenförmigen Vertiefungen wieder sedimentiert worden. B1-Horizont-Bruchstücke aus diesem umgelagerten Material weisen mit 1,78 Gew.% Al, 0,80 % Fe_d und 0,44 % Fe_o besonders hohe Sesquioxid-Gehalte auf, bei Humusgehalten von 0,3, Tongehalten von 3,5 Gew.% und einem pH (CaCl₂)-Wert von 5,1. Der Mangengehalt beträgt nur 0,002 Gew.%. Das mikromorphologische Bild entspricht dem der Bruchstücke im autochthonen B1-Horizont. Anders als dort zeigt jedoch auch das umgebende Feinmaterial, aber besonders die auch hier aufgelagerten Feinstoffkappen deutliche Fluoreszenz. Es handelt sich um Abrieb aus dem Hüllmaterial des Ortsteingefüges.

6. Diskussion

Bei makromorphologischen Vergleichen der Horizontfolge des unteren fossilen Bodens von Böttersen mit autochthonen, rezenten Eisenhumuspodsohlen (Beispiel Oberhaverbeck) fällt auf, daß der fossile Boden zwar insgesamt eine podsolähnliche Horizontfolge besitzt, daß aber

- der Ah-Horizont erodiert und durch ein Sediment aus Ah-Bodenmaterial mit Holzresten ersetzt wurde,
- der fossile Ae-Horizont in den oberen Teilen allochthon und insgesamt farblich stärker aufgehellt und gegenüber den violettstichig hellgrauen, meist schwach humosen Ae-Horizonten rezenter Podsole fast humusfrei ist,
- sowohl ein Bh-Horizont als auch ein Bsh- oder Bhs-Horizont stets fehlt und
- der fB1-Horizont eine z. T. leuchtend orangebraune Farbe (5 YR 5-6/7-8) aufweist, die in abgeschwächter Farbintensität lediglich bei seltenen Eisenpodsohlen des nordwestdeutschen Raumes oder Podsohlen borealer Nadelwälder (WIECHMANN 1983) beobachtet wurde.

Auch bei Einbeziehung der chemischen Analysendaten treten z. T. deutliche Unterschiede zwischen rezenten und fossilen B-Horizonten auf. So betragen z. B. die Gehalte an organischer Substanz in allen bisher untersuchten fossilen B-Horizonten weniger als 1,0 Gew.% (im Mittel 0,5 %), während die rezenten Podsol-B-Horizonte in der Regel mehr als 3 Gew.% organische Substanz enthalten. -- Die Al-Gehalte sind in den 16 bisher untersuchten fossilen B1-Horizonten mit durchschnittlich 1,04 Gew.% (maximal 1,78 %) gegenüber denen rezenter Humuseisenpodsole im Mittel mehr als doppelt so hoch, während die Fe_d-Gehalte im Durchschnitt gleich hoch oder niedriger als in rezenten Podsohlen liegen. Der Anteil des Fe_o am Fe_d ist in den fossilen B-Horizonten wohl aufgrund der Alterung der Fe-Oxide mit 40 - 45 % nur etwa halb so groß wie in rezenten B-Horizonten. Die pH-Wert-Abfolgen der Tab. 1 und 2 können als typisch gelten und zeigen, daß die starke Versauerung der Oberböden rezenter Podsole

in den fossilen Sandböden fehlt - wahrscheinlich aufgrund eines pH-Wert-Ausgleiches im Zuge der Sickerwasserbewegung nach der Oberdeckung mit weniger versauerten niveofluviatilen Sandsedimenten.

Aus mikromorphologischer Sicht ist das Fehlen der aus rezenten Heidepodsolen bekannten, dunklen Huminstoffhüllen im Hinblick auf die Vielfalt der Podsole und Podsolgefüge weniger problematisch. Wichtig ist vor allem, daß in den fB1-Bruchstücken mit Sicherheit ein ungestörter Verband eines Ortsteingefüges erhalten geblieben ist. An den ersten Fundstellen war dies nicht der Fall (ALTEMÖLLER 1974). DE CONINCK und RIGHI (1983) weisen zwar auf B-Horizonte von Podsolen ohne Hüllengefüge ausdrücklich hin, die Rekonstruktion ihrer Entstehung ist jedoch schwierig. Möglicherweise sind dann Hüllengefüge vorausgegangen.

Die Hüllen unserer fB1-Horizont-Bruchstücke wurden im Abschnitt 4 als zweischichtig beschrieben. Schon in früheren Untersuchungen (ALTEMÖLLER 1962) wurde die Schichtung der Hüllen in Ortsteingefügen als wichtigstes Kriterium herausgestellt. Danach sind in rezenten Heidepodsolen die Hüllen oft charakteristisch dreischichtig. Die dunklen Huminstoffe bilden stets die oberste Schicht, also jene, die im vorliegenden fossilen Profil fehlt. Die beiden folgenden Schichten entsprechen denen des fB1-Gefüges.

Eine starke Primärfluoreszenz ist auch in den Hüllen der rezenten Ortsteingefüge zu finden, jedoch niemals in den dunklen Huminstoffschichten, sondern in der darunter befindlichen helleren Zwischenschicht und außerdem unterhalb der Bh-Horizonte. Nach VAN VLIET et al. (1983) wird die Primärfluoreszenz entweder von hohen Fulvosäureanteilen (enges Huminsäure/Fulvosäure-Verhältnis) oder durch hohe Al-Gehalte im sesquioxid-organischen Komplex hervorgerufen. Die vorliegenden Analysenwerte weisen auf eine starke Beteiligung des Aluminiums hin. Daß die Al-Gehalte in den einzeln untersuchten Bruchstücken besonders hoch sind, verstärkt diese Beziehung. - Das Fluoreszenzmikroskop wurde überdies auch eingesetzt, um ggf. noch vorhandene pflanzliche Reste aufzufinden, wie sie BABEL (1972) beschreibt. Irgendwelche Merkmale dieser Art fehlen (auch im fAe- und fAh-Horizont).

Die hohen Al-Gehalte stehen im Zusammenhang mit der im Verlauf der Podsolierung verstärkt einsetzenden Feldspat-Verwitterung (zum Profil der Tab. 2 sh. ALTEMÖLLER 1971). Die bisher aus den fossilen Böden gewonnenen Ergebnisse zeigen dasselbe (ALTEMÖLLER 1974), allerdings treten durch interne Umlagerungen vor allem in den Ah- und Ae-Horizonten Veränderungen ein. Die stark angewitterten, skelettierten Feldspäte (zumeist nur noch Kalifeldspäte) halten einer mechanischen Beanspruchung nicht stand, zerbrechen in schluffgroßen Detritus und werden im Profil verlagert. Der hohe Anteil von Feldspat in den Schluffkappen auf den verfestigten Brocken des fB1-Horizonts findet so eine Erklärung.

Auf weiteres kann hier aus Platzgründen nicht eingegangen werden, insbesondere nicht auf die jüngeren Prozesse im Zusammenhang mit dem Deckmaterial. Weitere Untersuchungen sind im Gange. Im ganzen wird aber erkennbar, daß es sich bei den fossilen Böden um Podsole handelt. Der fB1-Horizont ist ein Sesquioxid-Horizont (fBs) mit besonders hohem Aluminiumanteil. Ob die vergleichbaren fossilen Böden bis zum Stadium des Humuspodsolis entwickelt waren, ist noch nicht grundsätzlich auszuschließen, nach dem bisherigen Stand der Untersuchungen jedoch eher zu verneinen.

7. Zusammenfassung

Als Beispiel für verbreitet vorkommende fossile podsolähnliche Sandböden im nordwestdeutschen Flachland wird ein Profil von Böttersen nordwestlich von Rotenburg/Wümme unter besonderer Berücksichtigung des Anreicherungshorizontes beschrieben. Vergleiche mit rezenten Ortsteingefügen führen zu dem Ergebnis, daß die fossilen Böden mit großer Wahrscheinlichkeit als Podsole anzusehen sind. Der hohe Al-Gehalt, das Fehlen von Bh-Hüllenbildungen u. a. verleiht ihnen eine Sonderstellung. Der angetroffene Formenreichtum macht weitere Differenzierungen erforderlich.

8. Literatur

- ALTEMOLLER, H.-J. (1962): Beitrag zur mikromorphologischen Differenzierung von durchschlämmter Parabraunerde, Podsol-Braunerde und Humus-Podsol. Z. Pflanzenernähr., Düng. u. Bodenk. 98 (143), 247 - 258; Weinheim.
- ALTEMOLLER, H.-J. (1971): Mineralogische und mikromorphologische Untersuchungen an drei Exkursionsprofilen der Geest-Landschaft. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 13, 233 - 242; Göttingen.
- ALTEMOLLER, H.-J. (1974): Ergebnisse mikromorphologischer Untersuchungen eines fossilen Bodens, Sandgrube Wellmann, Neu Wulmstorf. Tagung der Nordwestdeutschen Geologen, Hamburg; Exkursion B, 8. Juni 1974 (Manuskript).
- BABEL, U. (1972): Fluoreszenzmikroskopie in der Humusmorphologie; in: Kowalinski, St. (Ed.): Soil Micromorphology; Zeszyty Problemowe Postepow Nauk Rolniczych; Zeszyt 123, 111 - 127; Warszawa.
- DE CONINCK, F. and D. RIGHI (1983): Podzolization and the Spodic Horizon; in: Bullock, P. and C. P. Murphy (Ed.): Soil Micromorphology; Vol. 2, 389 - 417; Rothamsted.
- ROESCHMANN, G. (1971): Die Böden der nordwestdeutschen Geest-Landschaft. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 13, 151 - 231; Göttingen.
- ROESCHMANN, G. (1975): Zur Untersuchungsmethodik, pedogenetischen Deutung und Datierung fossiler Sandböden des Pleistozäns in Norddeutschland. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 22, 581 - 590; Göttingen.
- VAN VLIET, B.; P. FAIVRE, F. ANDREUX, A. M. ROBIN and J. M. PORTAL (1983): Behaviour of some organic compounds in blue and ultraviolet light: Application to the micromorphology of Podzols; in: Bullock, P. and C. P. Murphy (Ed.): Soil Micromorphology, Vol. 1, 91 - 99; Rothamsted.
- WIECHMANN, H. (1983): Ein Vergleich von Eisenpodsolon im östlichen Niedersachsen mit Podsolon unter borealem Nadelwald in Finnland. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 146, 53 - 61; Weinheim.

Aussagen über Bildungsprozesse tunesischer Kalkkrusten
mittels $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenanalysen

von

Schleser, G.H.¹, H.G. Bertram⁴, H.-W. Scharpenseel² u. W. Kerpen³

Einleitung

Kalkkrusten sind weltweit verbreitet als Teil geologischer Formationen oder als Bodenhorizonte rezenter sowie fossiler Bodenbildungen. Sie sind nicht an aride oder semiaride Gebiete gebunden, wenngleich im allgemeinen angenommen wird, daß zu ihrer Bildung längere Trockenzeiten notwendig sind. Man geht davon aus, daß die Verwitterungslösung kapillar an die Bodenoberfläche steigt, dort verdunstet und gelöste Salze wie Karbonate ausfallen.

Es sind aber auch andere Entstehungsbedingungen denkbar: Bei reichlichen Niederschlägen können Bikarbonationen über das Grundwasser durch Quellen und Flüsse an die Oberfläche gelangen und dort durch CO_2 -Abgabe Karbonate ausscheiden. Begünstigt werden derartige Vorgänge, wo sich Wassermassen flächenhaft ausbreiten können.

Eine weitere Möglichkeit der Kalkabscheidung kann durch die Freisetzung von Ca bei der Verwitterung nichtkalkhaltiger, jedoch Ca-reicher Muttergesteine auftreten. Regenwasser liefert im Gleichgewicht mit atmosphärischem CO_2 Bikarbonate, aus welchen unter bestimmten Bedingungen Karbonate ausfallen können.

Bei vielen älteren Kalkformationen ist es heute nicht mehr möglich, die lokalen Voraussetzungen, welche zu ihrer Bildung führten zu rekonstruieren. Hier kann die Isotopentechnik als brauchbares Hilfsmittel eingesetzt werden.

Im folgenden werden die isotopenanalytischen Ergebnisse von $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Untersuchungen an verschiedenen tunesischen Kalkkrusten im Hinblick auf die obigen Modellvorstellungen dargelegt.

Isotopenfraktionierung des Kohlenstoffs bei der Karbonatbildung

Aufgrund der unterschiedlichen Bildungsmechanismen der drei vorerwähnten Modelle kann davon ausgegangen werden, daß die isotope Zusammensetzung des Kohlenstoffs in abgelagerten Kalkschichten unterschiedlich sein wird, sofern diese verschiedenen Prozessen zuzuordnen sind. Zur theoretischen Abschätzung der möglichen $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisse wird davon ausgegangen, daß sämtliche Reak-

¹Inst. f. Chemie 2, Kernforschungsanlage Jülich, D-5170 Jülich

²Ordin. f. Bodenkunde, Univ. Hamburg, von Melle-Park 10, 2000 Hamburg 13

³Inst. f. Radioagronomie, Kernforschungsanlage Jülich, D-5170 Jülich

tionen des Karbonatsystemes als Gleichgewichtsreaktionen aufgefaßt werden können. Die daraus resultierenden unterschiedlich starken ^{13}C -Anreicherungen ($^{13}\epsilon$) in den einzelnen Phasen, ausgehend vom CO_2 , sind Tabelle 1 zu entnehmen.

Tabelle 1: Die $^{13}\epsilon$ -Anreicherung bei der Ausfällung von CaCO_3 , bezogen auf CO_2 in der Gasphase

$T/^\circ\text{C}$	$\epsilon(\text{CO}_{2\text{fl}})/\text{‰}^{(1)}$	$\epsilon(\text{HCO}_3^-)/\text{‰}^{(2)}$	$\epsilon(\text{CaCO}_3)/\text{‰}^{(3)}$
10	- 1.13	+ 9.69	+ 10.8
20	- 1.08	+ 8.53	+ 10.2
30	- 1.04	+ 7.45	+ 9.6

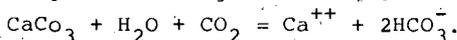
(1) Vogel et al. (1970)

(2) Mook et al. (1974)

(3) Emrich et al. (1970)

Man erkennt, daß z.B. ^{13}C im CaCO_3 bei 20°C um 10.2‰ gegenüber dem ^{13}C im gasförmigen CO_2 angereichert ist. Darüberhinaus sieht man, daß die Isotopenfraktionierung des Kohlenstoffs nur geringfügig von der Temperatur abhängt.

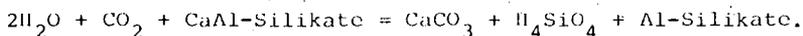
Zur Abschätzung der möglichen ^{13}C -Gehalte von verschiedenen Kalkkrusten ist die Kenntnis des $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisses aus den Reservoiren erforderlich, die an der Bildung der Karbonate beteiligt sind. Dazu läßt sich eine vereinfachte Gesamtreaktion von Lösung und Fällung in der folgenden Weise formulieren:



Geht man davon aus, daß die überwiegende Mehrzahl der Karbonatgesteine an Land marinen Ursprungs sind, so variiert deren isotope Zusammensetzung etwa zwischen -3 und $+2,4\text{‰}$ (CRAIG 1953). Der ^{13}C -Gehalt im CO_2 hängt entscheidend davon ab, ob dieses atmosphärischen Ursprungs ist oder aus dem Abbau organischer Substanzen des Bodens stammt. Im ersten Fall ist mit einem $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von etwa -7‰ zu rechnen. Im zweiten hängt der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von der Pflanzendecke des betreffenden Ortes ab. Bei C3-Pflanzen variiert der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert etwa zwischen -24 und -34‰ (SMITH, EPSTEIN, 1971), während bei überwiegender C4-Vegetation mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von etwa -10 bis -18‰ zu rechnen ist (LERMAN 1973).

Wie aus der vorigen Gleichung ersichtlich ist, stammt etwa die Hälfte des Bikarbonats aus dem CO_2 des Bodens, während die andere Hälfte aus gelösten Karbonaten resultiert. Der für die Fällung entscheidende ^{13}C -Gehalt des Bikarbonats hängt also stark von dem ^{13}C -Gehalt des Boden- CO_2 ab, welches entsprechend dem Pflanzenbewuchs variieren kann.

Erfolgt die Karbonatausfällung über gelöstes CO_2 im Regenwasser und über Ca, welches im Boden in der folgenden Form zur Verfügung steht, so gilt vereinfacht (nach SCHLESINGER 1982):



Ausgehend von einem ^{13}C -Gehalt des CO_2 von -7‰ , führt diese Reaktion zu einer Anreicherung des ^{13}C -Isotops in der Karbonatphase. Bei einer Reaktionstemperatur von 20°C ergibt sich gemäß

Tabelle 1 eine Anreicherung von 10.2 ‰. Daraus folgt, daß Kalkausfällungen, welche auf diesem Prozeß beruhen, zu $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Bereich von etwa +3 ‰ führen sollten. Geringfügige Unterschiede können durch Variation der Ausfällungstemperatur auftreten. Mehr als ± 2 ‰ dürften dadurch aber kaum zu erwarten sein, da die Temperaturabhängigkeit entsprechend Tabelle 1 nur bei etwa 0.06 ‰/°C liegt, und 2 ‰ Änderung in Abhängigkeit von der Temperatur bereits zu Differenzen von über 30 °C führen.

Erfolgt die Kalkausfällung mit Hilfe von CO_2 , welches primär aus dem Abbau organischen Materials stammt, so treten erheblich niedrigere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf. Unter Berücksichtigung der vorerwähnten $\delta^{13}\text{C}$ -Bereiche muß bei C3-Pflanzen mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten um -7 ‰ gerechnet werden, während mit C4-Pflanzen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um -2 ‰ zu erwarten sind.

Je nach Ablauf des Fällungsprozesses, sei es durch Verdunstung der Verwitterungslösung oder durch CO_2 -Entzug, kann eine erhebliche Verschiebung dieser $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in Abhängigkeit von der Tiefe auftreten.

Theoretische Überlegungen zeigen (SCHLESER, SCHARPENSEEL 1983), daß bei Kalkausfällungen durch CO_2 -Entzug der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von der gefällten Kalkmenge abhängt, wobei für große Mengen gefällter Karbonate mit stärker angereicherten ^{13}C -Gehalten zu rechnen ist als für geringe Mengen.

Bei Verdunstungsprozessen ändert sich der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der Bodenlösung und damit auch jener in den gefällten Karbonaten, und zwar in Richtung zu höheren, d.h. mehr positiven $\delta^{13}\text{C}$ -Werten.

Ob Verdunstung wirklich eine Rolle gespielt hat, läßt sich unter Einbeziehung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte entscheiden. Denn auch $\delta^{18}\text{O}$ ändert sich im Bodenwasser, weil Wasserdampf bei Verdunstung stark an ^{18}O abgereichert wird. Demgegenüber ändert sich der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert bei Fällung von Karbonaten durch CO_2 -Entzug nicht.

Material

Mehrere tunesische Kalkkrusten unterschiedlicher geographischer Lage wurden für die Untersuchungen herangezogen. Tabelle 2 macht Angaben über Lage und Aufbau von vier auch als Diagramm dargestellten Krusten. Ihre Bildungszeit ist nicht sicher bekannt, doch wird angenommen, daß die meisten Krusten im frühen Pleistozän entstanden sind.

Tabelle 2: Kalkkrusten aus Tunesien

Profil	Ort	Krusten- charakteristika	Horizonte	Tiefe/cm
T5	von Tabara 10 km v. Jendouba	roter Medit. Boden, kolluv., ob. Kreide	Bc	100-200
T9	hinter Medenine Richtung Zarsis	oberflächennahe Konglomeratkruste	AB Bc	0-10 10-110
T19	von El Djem/18 km vor Ksour Essaf	Kruste oberflächlich weich, bröckelig	ABC Bc	0-10 10-100
T21	von Sousse nach Kairouan, 50 km vor Kairouan	plattige Villa- francakruste	ABC Bc	0-10 10-150

Ergebnisse und Diskussion

Die im folgenden dokumentierten Ergebnisse beschränken sich

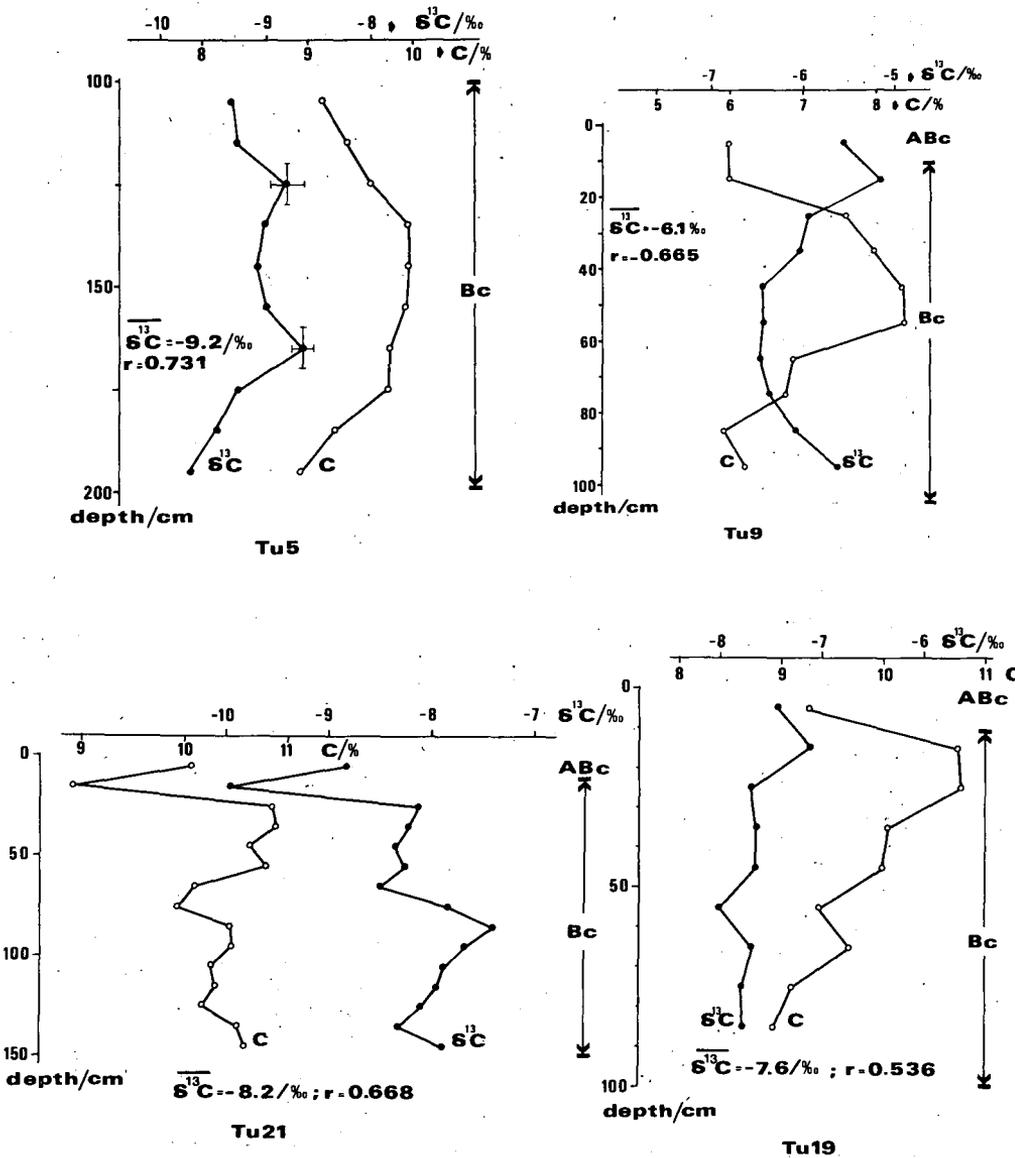


Abb. 1: $\delta^{13}\text{C}$ -Variation in tunesischen Kalkkrusten in Abhängigkeit von der Tiefe und der zugehörige Kohlenstoffgehalt. $\delta^{13}\text{C}$ stellt den mit Kohlenstoff gewichteten Mittelwert des Bc-Horizonts dar. r bedeutet den Korrelationskoeffizienten zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und C. Angaben über die Profile sind Tabelle 2 zu entnehmen.

auf $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Dargestellt ist jeweils der anorganische Kohlenstoffgehalt in Abhängigkeit von der Tiefe, zusammen mit dem zugehörigen $\delta^{13}\text{C}$ -Resultat (Abb. 1).

Faßt man die Ergebnisse der hier vorgestellten Profile zusammen, so zeigt sich, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen etwa -10 und -5.2 ‰ schwanken. Diese Schwankungen zeigen sich jedoch nicht in jedem der dargestellten Profile. Vielmehr verhalten sich einige Profile bezüglich der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte relativ konstant, während andere gewisse, teilweise stufenartige Variationen aufweisen. Manche, hier nicht dargestellten Profile, zeigen eine recht gute Korrelation zwischen dem $\delta^{13}\text{C}$ -Wert und dem zugehörigen Kohlenstoffgehalt auf (SCHLESER, SCHARPENSEEL 1983).

Von den Einzelheiten in den Profilen abgesehen, weisen die mittleren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, gemittelt über den BC-Horizont, Unterschiede von mehr als 3 ‰ auf. Dieses Ergebnis ist deshalb bemerkenswert, weil diese Mittelwerte von der geographischen Lage der Kalkkrusten abhängen. Formationen, die aus Nord- und Mittel-tunesien stammen, zeigen die am meisten ^{13}C -abgereicherten Mittelwerte, während Formationen der Küstenregionen die höchsten ^{13}C -angereicherten Werte aufweisen.

Aufgrund der allgemein niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ist festzuhalten, daß es sich bei den vorliegenden Formationen nicht um Krusten handeln kann, bei denen Ca mit Niederschlagswasser und atmosphärischem CO_2 zur Karbonatfällung geführt hat.

Verantwortlich für die Ablagerungen sind hier zweifelsohne früher in Lösung gegangene Karbonate unter Einstellung von Gleichgewichtsbedingungen mit CO_2 aus C3-Vegetation. Anderenfalls könnten die Mittelwerte des $\delta^{13}\text{C}$ nicht so stark abgereichert sein.

Für die Unterschiede der Mittelwerte zwischen Nord- und Mittel-tunesien, bzw. den Küsten kann es mehrere Gründe geben. Einmal könnte eine dichtere Vegetation für höhere CO_2 -Konzentrationen in den mittel- und nordtunesischen Böden verantwortlich gewesen sein. Es ist jedoch auch denkbar, daß in den heute noch durch Vegetation bedeckten tunesischen Gebieten durch mehrfaches Lösen und nachfolgendes Ausfällen von Karbonaten die stärkere Abreicherung zustande gekommen ist, während in den Küstenregionen mit niedrigeren CO_2 -Gehalten im Boden mehrmaliges In-Lösung-gehen und Ausfällen weniger wahrscheinlich gewesen sein dürfte.

Sicher ist jedoch, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Bodenlösungen in den einzelnen Gebieten unterschiedlich gewesen sein mußten, weil Temperaturunterschiede dafür nicht verantwortlich gewesen sein konnten.

Ob die Ausfällungen durch CO_2 -Entzug oder Verdunstung der Verwitterungslösungen zustande gekommen sind, ist mit den gegenwärtig vorliegenden Ergebnissen nicht beantwortbar. Wie eingangs aufgezeigt wurde, kann hier aber die Messung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte weiterhelfen. Erste $\delta^{18}\text{O}$ -Resultate stimmen jedoch sehr gut mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Daten im heutigen Niederschlagswasser überein, wonach, eine Verallgemeinerung wagend, eine starke Verdampfung der Verwitterungslösung für die Karbonatausfällungen auszuschließen sein dürfte. Anderenfalls müßten die erhaltenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sehr viel höher liegen als das $\delta^{18}\text{O}$ im heutigen Niederschlagswasser.

Es kommt daher ein CO_2 -Entzug der Verwitterungslösung in Betracht, zumal einige Profile auch recht starke positive Korrelationen zwischen Kohlenstoff und $\delta^{13}\text{C}$ -Werten aufweisen.

Zusammenfassend kann folgendes festgehalten werden:

1. Der mittlere $\delta^{13}\text{C}$ -Wert eines Kalkkrustenprofils hängt von der geographischen Lage ab. Stark $\delta^{13}\text{C}$ -abgereicherte Werte

finden sich in Nord- und Mitteltunesien, während Küstenregionen relativ dazu $\delta^{13}\text{C}$ -angereicherte Werte aufweisen.

2. Die Verwitterungslösungen geographisch auseinanderliegender Krusten müssen unterschiedliche $\delta^{13}\text{C}$ -Werte gehabt haben.
3. $\delta^{18}\text{O}$ -Ergebnisse lassen vermuten, daß Verdunstung keine große Rolle gespielt haben dürfte. Es ist vielmehr mit CO_2 -Entzug aus den Lösungen zu rechnen.
4. Fällungen durch atmosphärisches CO_2 mit Niederschlagswasser und Boden-Ca sind als Bildungsmechanismus für die Kalkkrusten auszuschließen.

Literatur

- CRAIG, H. 1953. The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 3: 53-92
- EMRICH, K., EHALT, D.H. and J.C. VOGEL 1970. Carbon isotope fraction during the precipitation of calcium carbonate. *Earth and Planetary Sci. Lett.* 8: 363-371
- MOOK, W.G., BOMMERSON, J.C. and H.W. STAVERMAN 1974. Carbon isotopic fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth and Planetary Sci. Lett.* 22: 169-176
- SCHLESER, H.G. and H.W. SCHARPENSEEL 1983. Calcrete formations from Tunisia in view of the stable carbon and oxygen isotopes. In Vorbereitung
- SCHLESER, G.H. and H.W. SCHARPENSEEL 1983. Investigations of calcrete crusts from Tunisia using stable isotope techniques. Proc. of 1st Maghrebien Soil Sci. Meeting, Tunis
- SCHLESINGER, W.H. 1982. Carbon storage in the caliche of arid soils: a case study from Arizona. *Soil Sci.* 133: 247-255
- VOGEL, J.C., GROTES, P.M. and W.G. MOOK 1970. Isotopic fractionation between gaseous and dissolved carbon dioxide. *Zeitschrift f. Phys.* 230: 225-238

Paläoklimatische Untersuchungen an einem norddeutschen
Moor mittels $\delta^{15}\text{N}$ -Analysen

von

Schleser, G.H.¹ und W. Kerpen²

Einleitung

Die Stickstoffmenge und ihre zugehörige Isotopenzusammensetzung werden in der oberen Lithosphäre primär durch biologische Prozesse kontrolliert. Da biologische Prozesse sehr empfindlich auf Umweltveränderungen wie Temperatur, Feuchte usw. reagieren, sollten Abbauprozesse organischen Materials, also auch stickstoffhaltiger Verbindungen im Boden, stark von solchen Parametern, d.h. klimatischen Bedingungen, abhängen.

Tatsächlich weisen eine ganze Reihe von Untersuchungen eine gute Korrelation zwischen dem mittleren Stickstoffgehalt verschiedener Böden und der mittleren Jahrestemperatur auf (1,2,3). Voraussetzung für die Ermittlung solcher Zusammenhänge ist natürlich die Heranziehung von anthropogen unbeeinflussten Böden, was heute immer schwieriger zu gewährleisten ist. Moore, die noch keine tiefgreifende anthropogene Einwirkung erfahren, sollten auch heute noch die klimatischen Bedingungen während ihrer Bildung widerspiegeln. Denn aufgrund der spezifischen Moorcharakteristika werden ältere Schichten sukzessive von nachfolgend gebildeten überdeckt und so allmählich von Umwelteinflüssen abgeschnitten, sodaß nach einer gewissen Zeit die Zersetzung organischen Materials völlig zum Erliegen kommt. Es sei allerdings darauf verwiesen, daß der völlige Abschluß von Moorhorizonten oft einen längerfristigen Prozeß darstellt und daher eher mit der Aufdeckung klimatischer Langzeitrends als mit der Auffindung kurzzeitiger Klimavariationen zu rechnen ist.

Darüberhinaus ist bekannt, daß der Abbau großer organischer Moleküle zu einer ^{15}N -Anreicherung der verbleibenden komplexen organischen Substanz führt. Daher könnten Zersetzungsgrad und ^{15}N -Variation als Funktion der Schichtfolge unberührter Hochmoore Aussagen über Klimavariationen der Vergangenheit gestatten. Die vorliegende Arbeit enthält $\delta^{15}\text{N}$ -Ergebnisse eines Moores und deren mögliche Deutung.

¹ Inst. f. Chemie 2, ² Inst. f. Radioastronomie, Kernforschungsanlage Jülich, D-5170 Jülich 1

Material

Ein Moor nahe Stade ($53^{\circ} 44' N$; $9^{\circ} 28' O$) wurde für diese ersten Untersuchungen ausgewählt¹⁾. Schichten von jeweils 5 cm Mächtigkeit wurden bis zu einer Tiefe von 440 cm entnommen.

Die Proben wurden zwei Tage lang bei $60^{\circ} C$ getrocknet und anschließend in Achatmörsern homogenisiert.

Die massenspektrometrischen Isotopenanalysen erfolgten in Los Alamos, USA²⁾.

Ergebnisse und Diskussion

Der Stickstoffgehalt und die zugehörigen $\delta^{15}N$ -Werte sind in den Abbildungen 1 und 2 als Funktion des Alters der jeweiligen Schichten aufgeführt. Dabei wurde in Analogie zu anderen Mooren dieser Region (8) eine Bildungsrate von 1 mm/Jahr angenommen³⁾.

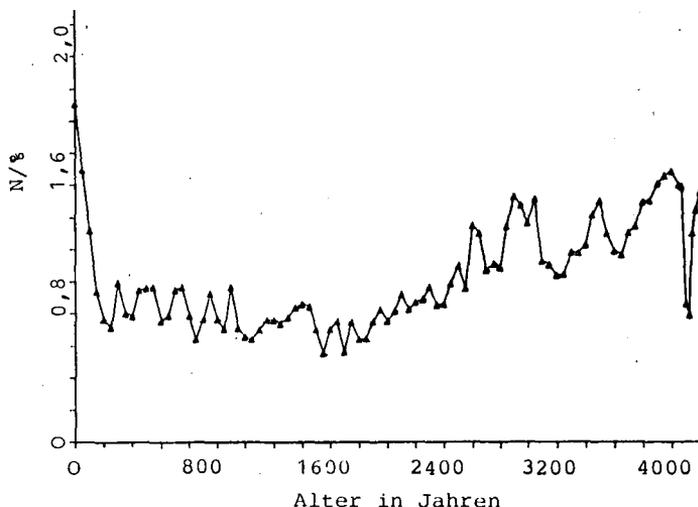


Abb. 1: Der Stickstoffgehalt im organischen Material eines norddeutschen Moores als Funktion des Alters der gebildeten Schichten.

- 1) Herrn Professor H. WIECHMANN, Institut für Bodenkunde, Bonn, sei für die Hilfe bei der Wahl dieses Moores gedankt.
- 2) Für diese Isotopenmessungen sei Dr. McINTEER gedankt.
- 3) Mittlerweile vorliegende ^{14}C -Analysen des Ordinariats für Bodenkunde, Hamburg, bestätigen weitgehend die gemachten Annahmen.

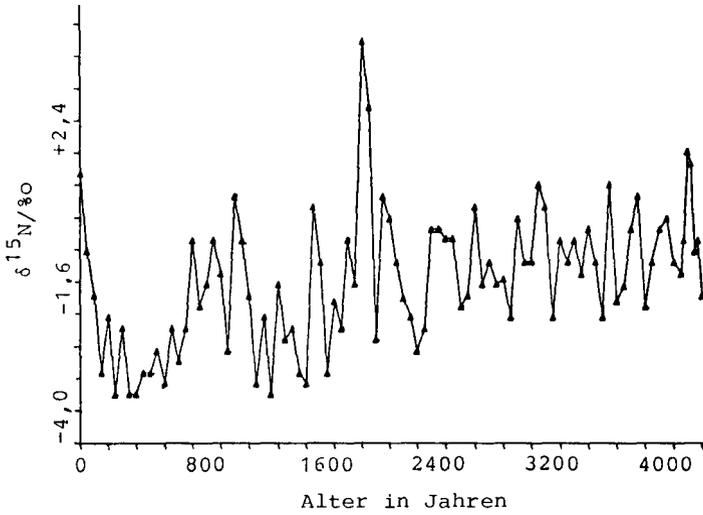


Abb. 2: $\delta^{15}\text{N}$ -Verlauf in der organischen Substanz eines norddeutschen Moores bei Stade.

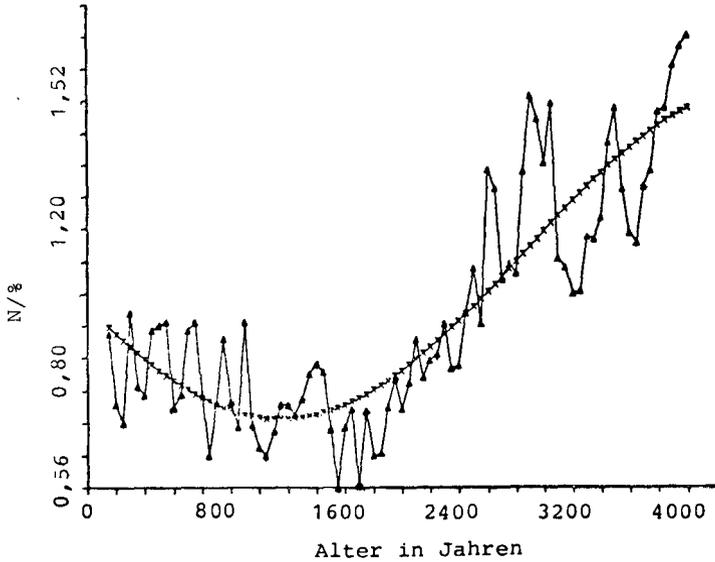


Abb. 3: Langzeittrend des organisch gebundenen Stickstoffs in einem norddeutschen Moor bei Stade.

Zunächst ist zu vermerken, daß beide Kurven einen Langzeittrend aufweisen, demzufolge einem Abfall von N bzw. $\delta^{15}\text{N}$ in den oberen jüngeren Schichten, ein allmählicher Anstieg in den tieferen, älteren Schichten folgt (Abb. 3). Wird dieser Trend eliminiert, so verbleibt das zyklische Muster der $\delta^{15}\text{N}$ -Kurve weitgehend erhalten, welches bereits in der ursprünglichen Kurve vorliegt.

Unter der vorläufigen Annahme eines 1 mm-Moorwachstums pro Jahr führt eine Spektralanalyse zu dem Ergebnis, daß der Kurve eine statistisch signifikante Periodizität von 1025 Jahren, sowie zwei weitere Periodizitäten von 280 und 170 Jahren zugrunde liegen. Darüberhinaus zeigt die Analyse, daß der erste Wert recht exakt definiert ist, während die niedrigen Periodizitäten wahrscheinlich etwas mit der Zeit geschwankt haben.

Versucht man aus diesen drei Periodizitäten den Meßverlauf zu rekonstruieren, so erhält man das in Abbildung 4 dargestellte Bild. Der Vergleich mit den Meßpunkten ergibt eine recht gute Übereinstimmung. Lediglich die ältere Schichtenfolge zeigt gewisse Abweichungen, welche auf die Unschärfe der zwei kleinen Perioden zurückzuführen sein dürften.

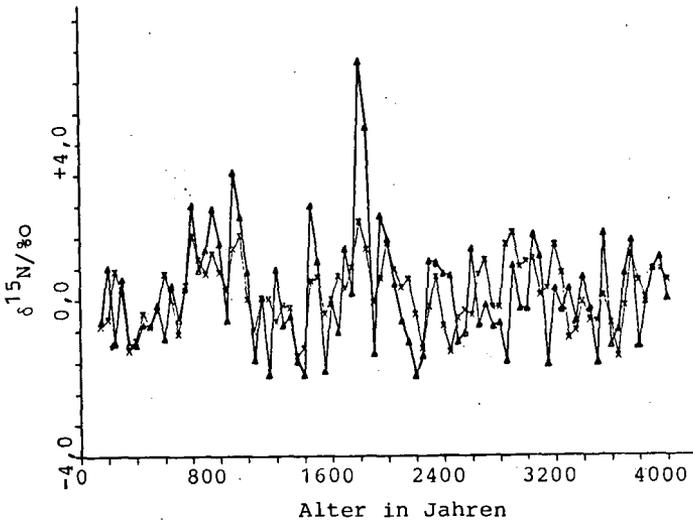


Abb. 4: $\delta^{15}\text{N}$ -Verlauf in einem norddeutschen Moor (▲▲▲) bei Stade, im Vergleich mit der Zusammensetzung einer Kurve aus drei harmonischen Schwingungen der Perioden von 170, 280 und 1025 Jahren (XXX).

Aus anderen Untersuchungen ist bekannt, daß unter gewissen Voraussetzungen aus dem Zersetzungsgrad von Schichtfolgen in Mooren auf Klimaänderungen in der Vergangenheit geschlossen werden kann (4). Die Herstellung einer direkten Korrelation zwischen bestimmten klimatischen Bedingungen und dem Zersetzungsgrad ist jedoch nicht ohne weiteres möglich. Denn bestimmte Prozesse können trotz grundlegend verschiedener Umweltbedingungen in gleicher Weise ablaufen. Z.B. kann steigende Feuchtigkeit, welche zu einer Hemmung der Humifizierungsrate führt, durch vermehrte Niederschläge ebenso zustande kommen, wie durch eine Abnahme der Temperatur. Daher sollte eine Verschiebung zu kälteren oder feuchteren Witterungsbedingungen zum gleichen Humifizierungsmuster führen.

Grundsätzlich muß davon ausgegangen werden, daß gleiche Verhältnisse auch für $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zu erwarten sind. Mit zunehmendem Humifizierungsgrad sollte der $\delta^{15}\text{N}$ -Wert zunehmen. Falls diese Vorstellung zutrifft, sollte man zur Zeit der sogenannten kleinen Eiszeit, welche etwa von 1500 bis 1700 n. Chr. anzusetzen ist, mit niedrigen $\delta^{15}\text{N}$ -Werten rechnen. Dies ist in etwa auch der Fall, wie aus Abbildung 5 zu entnehmen ist.

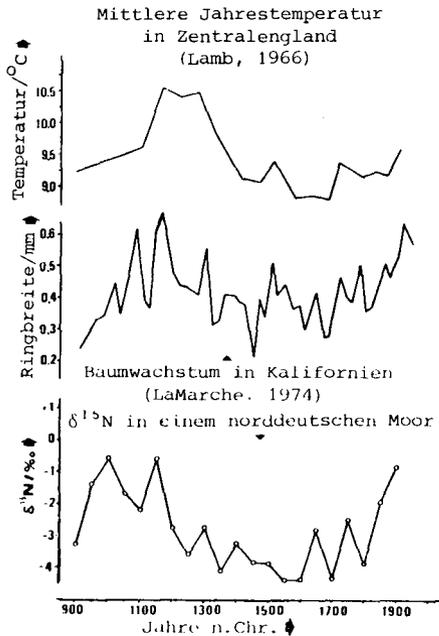


Abb. 5:
Vergleich der Temperaturvariation von Mittelengland, des Dickenwachstums kalifornischer Bäume und des $\delta^{15}\text{N}$ -Verlaufs in einem Moor bei Stade in Abhängigkeit der letzten 1000 Jahre.

Bei einem Vergleich des $\delta^{15}\text{N}$ -Profils mit dem Temperaturverlauf der letzten tausend Jahre aus Mittelengland (5) und dem Dickenwachstum kalifornischer Bäume (6) fällt der sehr ähnliche Trend auf. Dies stellt zwar keinen hinreichenden Beweis für eine Abhängigkeit der $\delta^{15}\text{N}$ -Größe von z.B. der Temperatur dar, aber sie ist auch nicht auszuschließen.

Zu den bisher gemachten Ausführungen bleiben noch viele Fragen offen, etwa wie verschiedene Pflanzengesellschaften, die sich im Laufe der Jahrhunderte entwickelt haben, durch unterschiedliche $\delta^{15}\text{N}$ -Werte charakterisiert sind, welche Fraktionierungsprozesse in diesen doch sehr komplexen Systemen ablaufen und von welchen Parametern sie abhängen usw. Daher sind weitergehende Untersuchungen erforderlich, um die aufgeführten Vermutungen bestätigen zu können.

Die gemachten Ausführungen deuten jedoch darauf hin, daß Untersuchungen an Mooren, neben Sauerstoffisotopenanalysen an Eiskernen (7), eine Möglichkeit darstellen, Klimavariationen der Vergangenheit aufzuspüren.

Literatur

- (1) SENSTIUS, M.W. 1925. The formation of soils in equatorial regions with special reference to Java. Am. Soil Surv. Ass. Rpt. Bull. 6,1: 149-161
- (2) JENNY, H. 1928. Relation of climatic factors to the amount of nitrogen in soils. J. Am. Agr. 20: 900-912
- (3) JENNY, H. 1929. Relation of temperature to the amount of nitrogen in soils. Soil Sc. 27,3: 169-188
- (4) ABBY, B. 1976. Cyclic climatic variations in climate over the past 5500 yr reflected in raised bogs. Nature 263: 281-284
- (5) LAMB, H.H. 1966. Climate in the 1960's. Geogr. J. 132: 183-212
- (6) La MARCHE, V.C.JR. 1974. Palaeoclimatic inferences from long tree-ring records. Science 183: 1043-1048
- (7) DANSGAARD, W.; JOHNSON, S.J.; RECH, N.; GUNDESTRUP, N.; CLAUSEN, H.B.; HAMMER, C.U. 1975. Climatic changes, Norsemen and modern man. Nature 255: 24-28
- (8) BRENNINKMEIJER, C.A.M. 1982. Persönliche Mitteilung. Universität Groningen

Ergänzung der Horizontsymbole durch eine Qualifikationszahl

von

Schwerdtfeger, G.⁺)

In der neuen Kartieranleitung (8), deren 3. Auflage während der Tagung 1983 der DBG in Trier von W. MÜLLER vorgestellt wurde, sind für die Erläuterung der Horizontsymbole zwölf Seiten enthalten. Neben den Großbuchstaben sind zahlreiche Kleinbuchstaben zur Erfassung und Bewertung einzelner Merkmale aufgeführt. Da hierfür das Alphabet schon fast ganz ausgeschöpft worden ist, sind für weitere Merkmale nur noch Buchstabenkombinationen verfügbar. Hierdurch wird die Lesbarkeit der Horizontbezeichnungen sehr erschwert (1) und (7).

Durch eine Zusammenfassung mehrerer Merkmale kann diese Schwierigkeit verringert werden. In der Bodenschätzung erfolgt dies mit Hilfe von Boden- und Grünlandgrundzahlen für vollständige Profile. Um das gleiche Ergebnis bei der Horizontbeschreibung zu erreichen, ist dagegen für jeden Horizont eines Profils eine Qualifikationszahl zu bilden. In einem Referat auf einer gemeinsamen Sitzung der Kommissionen I und IV der DBG sind die in Tabelle 1 aufgeführten Qualifikationszahlen für Ap- und Hp-Horizonte vorgetragen worden (7).

Tabelle 1 Ermittlung der Qualifikationszahl für p-Horizonte

Merkmal	Schwarzerde Hildesheim	Agrosol Suderburg	tiefgepflügte Sandmischkultur Meppen/Ems
Mächtigkeit	25	20	10
Gefüge	25	5	20
C/N-Verhältnis	20	10	15
1/4 der Bodenzahl	22	7	9
Qualifikationszahl	92	42	54

Die so ermittelte Qualifikationszahl unterscheidet sich von der Bodenzahl durch zwei Kriterien; sie wird nicht für das ganze Profil und damit auch für die zugehörige Fläche sondern für jeden Horizont ermittelt und die Merkmale sind nicht in einem Schätzungsrahmen star

+) FH NON, Fachbereich Wasserwirtschaft und Kulturtechnik

festgelegt. Eine andere Bewertung innerhalb der Merkmale und ein Auswechseln dieser Qualitätsmerkmale ist möglich. So wie bei der Kartierung weitere kleingeschriebene Horizontalsymbole an die großgeschriebenen Hauptsymbole angefügt werden können, sind die Qualitätsmerkmale unter Beachtung des Summenmaximalwertes von 100 frei kombinierbar.

An vier Beispielen aus dem nordöstlichen Bereich Niedersachsens wird die Bildung von Qualifikationszahlen vorgestellt. Auf dem Blatt Krümse der Bodenkarte auf der Grundlage der Bodenschätzung 1:5000 ist südlich der Ortschaft Krümse ein Profil Ah-Go-Gr einer Flußmarsch mit Auenlehmüberdeckung in der Winsener Elbmarsch dargestellt. Als Schätzungsergebnis ist angegeben: (LIIa3) 54; die Klammer weist auf Wechselland Grünland-Acker mit Bevorzugung des Grünlandes hin. Für ständige Acker-
nutzung ist eine Dränung mit engen Abständen erforderlich.

Tabelle 2 a Qualifikationszahl einer Flußmarsch in Krümse

Bezeichnung	Horizont-		Bodenart	Bodenstufe	Wasserstufe
	Mächtigkeit	Bewertung			
Ah	20 - 40	20	20	15	15
Go	95 -160	10	5	15	15
Gr	85 u.mehr	5	5	15	15

Da auf dieser Karte keine Gefügemerkmale angegeben sind, erfolgt die Bewertung der Horizonte nach Erfahrungswerten für deren Gefügeausbildung. Die Bewertungsmaßstäbe für Bodenart, Bodenstufe und Wasserstufe sind bei den Erläuterungen am rechten Rand des ausgehängten Kartenblattes eingetragen.

Tabelle 2 b Flußmarsch Krümse

Horizontbe- zeichnung	Qualifikations- zahl
Ah	70
Go	45
Gr	40

Für ständige Ackernutzung sollte eine Unterbodenmelioration erfolgen. Bei den festgestellten Bodenarten ist hierbei nicht nur eine sorgfältige Dränung sondern auch eine Anhebung des pH-Wertes in die Überlegungen zur Bodenverbesserung einzubeziehen.

Aus einer Arbeit von MOLITOR (3) ist das zweite vorgestellte Profil entnommen worden. Es handelt sich um einen Pseudogley aus Sandlöß mit ausgeprägter Staunässe und niedrigem pH-Wert im Unterboden. Auf diesem Standort in der Lüneburger Heide sind 1977 die Veränderungen der N_{\min} -Gehalte in fünf Bodenschichten bis

100 cm Tiefe im Verlauf der Vegetationsperiode ermittelt worden. Diese Parzelle verblieb unter Hafer ohne N-Düngung. In Tab. 3 sind die N_{\min} -Gehalte für sechs Untersuchunstermine aus der Abbildung 40 der Arbeit von MOLITOR (3) abgeleitet.

Tabelle 3 Qualifikationszahlen für einen Pseudogley (Bodenz. 48)

Bodentiefe in cm	pH	4.2.	23.3.	20.4.	18.5.	20.6.	26.9.	Qualifikationsz.			Summe
								N_{\min}	pH	1/4 Bodenzahl	
20	6,1	5	22	28	32	5	20	40	25	12	77
40	6,1	5	16	20	26	8	10	35	25	12	72
60	6,0	18	12	12	12	10	5	8	25	12	45
80	4,7	25	24	22	20	18	20	5	15	12	32
100	4,1	30	29	27	27	24	28	3	10	12	25

Die N_{\min} -Gehalte im Unterboden blieben nach der Beendigung der Verlagerung von Nitratstickstoff durch die Frühjahrsniederschläge nahezu unverändert. Abweichend von MOLITOR, der die Untergrenze für den Entzug der Pflanzen bis zu 60 cm Tiefe angibt, macht die sprunghafte Abnahme der Qualifikationszahl deutlich, daß sich die N-mobilisierung auf diesem Standort 1977 auf die oberen 40 cm beschränkt hat.

Für die beiden vorstehend vorgestellten Profile lagen nur wenige Angaben aus der Geländearbeit und aus den Analysen vor. Bei umfangreicheren Angaben ist zu prüfen, ob für die Ermittlung von Qualifikationszahlen Basisdaten und abgeleitete Werte gleich geeignet sind. Wo es möglich ist, sollten sicher Basisdaten vorrangig zur Bewertung herangezogen werden.

Diese Forderung ist aus der Arbeit von REENTS leicht zu erfüllen. REENTS (4) hat auf der Stader Geest an den Standorten "Gräpel Süd" - ausgewählt ist Profil III - und "Hammah" - ausgewählt ist Profil XIII - Bodengesellschaften mit Hilfe funktionaler Beziehungen zwischen den untersuchten Böden abgegrenzt. Die ausgewählten Profile sind ein Gley-Podsol unter Weidenutzung in Gräpel und ein Parabraunerde-Pseudogley unter Ackernutzung in Hammah. Das umfangreiche Zahlenmaterial kann aus Platzgründen nicht übernommen werden; es wird gebeten, dieses aus der Originalarbeit zu entnehmen.

Die Qualifikationszahl wird für das Profil III aus den Gefügeangaben in der Profilbeschreibung, der Korngrößenverteilung (Tabelle 29), dem pH-Wert und der organischen Substanz (beide aus Ta-

belle 36) ermittelt. Die hierfür benutzten Bewertungsschlüssel ergeben sich aus der nachstehenden Tabelle 4.

Tabelle 4 Qualifikationszahlen für einen Gley-Podsol

Mächtigkeit	Horizont	Gefüge	Korngrößenverteilung	pH	organische Substanz (aus C _t %)	Qualifikationszahl
- 18	Ap/Ah1	15	20	20	15	70
- 27	Ah2	5	10	10	15	40
- 37	Ae	5	10	10	10	35
- 45	Bh	-5	10	10	15	30
- 53	Bsh1	-5	10	10	10	25
- 62	Bsh2	0	5	15	10	30
- 72	Gor	5	5	15	5	30
- 85	Gr1	5	5	15	5	30
-100	Gr2	5	5	15	0	25
Grundwasser anstehend						

Aus den geringfügigen Unterschieden der Qualifikationszahlen im Unterboden dieses Profils kann die Berechtigung zur Zusammenfassung benachbarter Horizonte abgeleitet werden. Die sehr deutlichen Ausfärbungen derartiger Profile verleiten dazu, mehr Horizonte abzuteilen, als zur Beurteilung derartiger Böden zur Durchführung praxisnaher Projekte erforderlich sind. Mit Hilfe von Qualifikationszahlen kann dann eine nachträgliche Zusammenfassung erfolgen; in obigem Profil ergibt sich die Horizontfolge wie folgt: Ap/Ah1-Ah2-Ae-Bsh-Gor-Gr.

Für das Profil XIII sind nur die in Tabelle 5 aufgeführten fünf

Tabelle 5 Qualifikationszahlen für einen Parabraunerde-Pseudogley

Mächtigkeit	Horizont	Gefüge	pH	organische Substanz	V-Wert	Qualifikationszahl
- 35	Ap	15	15	15	15	60
- 54	AlSw	10	15	10	15	50
- 63	BtSw	15	10	5	10	40
- 86	BtSd1	15	10	0	10	35
-100	BtSd2	15	10	0	15	40

Horizonte angesprochen worden. Die Analysendaten für diese bewerteten Merkmale sind bei REENTS in den Tabellen 61 und 71 aufgeführt. Eine Zusammenfassung der beiden letzten Horizonte wäre möglich. Die durch langjährige, intensive Ackerkultur erreichte Verbesserung des Ap-Horizontes mit einer gegenüber dem Unterboden

deutlich erhöhten Qualifikationszahl von 60 wird durch seine Mächtigkeit von 35cm unterstrichen. Bei weiterer Krumenvertiefung in Verbindung mit einer Bedarfsdränung kann dieser Boden zum Agrosol (2, 5 und 6) entwickelt werden. Die Qualifikationszahl 70 sollte dann im Oberboden, der in einen Ap₁ und Ap₂ zu unterteilen ist, erreicht werden.

Die Auswertung von Qualifikationszahlen

Die Zusammenfassung mehrerer Einzelbeobachtungen für jeden Horizont eines Bodenprofils zu einer Qualifikationszahl erleichtert deren Auswertung. Bewertungsunterschiede werden auch dann verständlich, wenn nicht jede Beobachtung im Gelände und jede Laboranalyse nachvollzogen werden können, zumal es immer wieder einmal vorkommt, daß die Profilgrube, in der die Horizonte festgelegt wurden, nicht mehr vorhanden ist.

Für die Kennzeichnung des Standortkomplexes ist oft die Beweissicherung von allergrößter Bedeutung (2). Da die hierfür erforderlichen bodenkundlichen Untersuchungen nur punktmäßig möglich sind, bleiben auch bei einem engen Beobachtungsnetz Lücken. Die können nicht dadurch ausgeglichen werden, daß bei der Auswertung Berechnungen bis zur zweiten Kommastelle vorgenommen werden. Daher sollten auch Qualifikationszahlen nicht mit übertriebener Genauigkeit festgelegt werden. Unterschiede unter 10 sollten nach Möglichkeit nicht bewertet werden. Für die Auswertung der vorgestellten vier Profile sind wesentlich deutlichere Unterschiede zwischen den Horizonten vorhanden. Hiermit ist unter anderem eine Krumenvertiefung nachzuweisen.

Zusammenfassung

Durch die Differenzierung der Horizontsymbole wird ihre Lesbarkeit erschwert. Diese Schwierigkeit kann durch die Zusammenfassung mehrerer Merkmale zu einer Qualifikationszahl verringert werden.

Aus einer vorangehenden Veröffentlichung wird die Bildung von Qualifikationszahlen für Ap- und Hp-Horizonte vorgetragen. Die so ermittelte Qualifikationszahl unterscheidet sich von der Bodenzahl durch zwei Kriterien; sie wird nicht für das ganze Profil und damit auch für die zugehörige Fläche sondern für jeden Horizont ermittelt und die Merkmale sind nicht in einem Schätzungsrahmen starr festgelegt.

An vier Beispielen aus dem nordöstlichen Niedersachsen wird die

Bildung von Qualifikationszahlen vorgestellt und ausgewertet. Hierzu sollten Qualifikationszahlen nicht mit zu großer Genauigkeit festgelegt werden. Unterschiede unter 10 sollten nach Möglichkeit nicht bewertet werden. Von einem humusreichen Oberboden bis zum unbelebten, geologischen Ausgangsmaterial wird die volle Spanne von 100 sicher nur selten ausgeschöpft, doch Unterschiede über 50 sind die Regel.

Literatur

1. BOCHTER, R.: Arbeitsdefinitionen wichtiger Lagen in Bodenprofilen.- Aus Exkursionsführer zur bodenkundlichen Exkursion in das Spitzinggebiet am 16.9.1982, Teil III, Seite 7 - 12b, Kommission V der DBG.
2. KUNTZE, H., J. NIEMANN, G. ROESCHMANN u. G. SCHWERDTFEGER: Bodenkunde, 3. Auflage, UTB 1106, Verlag E. Ulmer, Stuttgart, 1983.
3. MOLITOR, H.-D.: Der Mineralstoffgehalt von LÖB- und Geestböden in Niedersachsen - Faktoren und Bedeutung für die Ernährung der Pflanze.- Diss. d. Univ. Hannover, FB Gartenbau, 1982.
4. REENTS, H.-J.: Die Abgrenzung von Bodengesellschaften aufgrund funktionaler Beziehungen zwischen Böden - dargestellt an zwei Beispielen aus der nordwestdeutschen Geestlandschaft. Diss. d. Univ. zu Bonn, 1982.
5. SCHWERDTFEGER, G.: Genese und Nomenklatur krumenvertiefter Ackerböden.- Mittlg. dtsh. bodenkl. Ges., 25, 633-638, 1977.
6. SCHWERDTFEGER, G.: Die Bedeutung der Bodenbearbeitung für die Veränderungen von ackerbaulich genutzten Böden.- Mittlg. dtsh. bodenkl. Ges., 29, 775 - 782, 1979.
7. SCHWERDTFEGER, G.: Die Einbeziehung von Taxa in die Horizontsymbole für anthropogene Böden.- Mittlg. dtsh. bodenkl. Ges., 34, 209 - 212, 1982.
8. LANDESÄMTER FÜR BODENFORSCHUNG: Bodenkundliche Kartieranleitung, 3. Auflage, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1983.

Traditionelle Bodenklassifikations-Systeme und
Probleme der Korrelation

von
Skowronek, A. +)

Während man in der Biologie seit LINNÉ (1707-1778) pflanzliche und tierische Individuen mit einem Gattungs- und Artnamen benennt, hat die Bodenkunde verschiedene Wege der systematischen Einordnung beschritten. Entsprechend den Teilgliedern der Pedogenese: Faktoren, Prozesse und Merkmale sind grundsätzlich auch drei verschiedene Ansätze bei der Bodenklassifizierung möglich. Die Entwicklung in den einzelnen Ländern führte z.B. dazu, daß die nach bioklimatischen Zonen orientierte sowjet-russische Bodengliederung der US-amerikanischen, rein auf Merkmalskombinationen beruhenden "Soil Taxonomy" diametral gegenübersteht. Pedogenetische Konzeptionen wie die deutsche Systematik sind oft nicht umfassend und nur auf bestimmte Regionen anwendbar. Der Versuch, Faktoren, Prozesse und Merkmale gleichermaßen in der Bodenbenennung zu berücksichtigen, kennzeichnet die französische Klassifikation. In Großbritannien erreichte man einen Kompromiß zwischen der Abgrenzung von Differentialmerkmalen und der Charakterisierung von größeren pedogenetischen Zusammenhängen. Die FAO-Gliederung schließlich ist kein hierarchisches System, benutzt aber diagnostische Merkmale und verwendet Bodennamen aus verschiedenen Klassifikationen.

Sprachverwirrung und z.T. unüberwindliche Schwierigkeiten treten dann auf, wenn Bodennamen einer bestimmten Klassifikation mit den Äquivalenten anderer Systeme korreliert werden sollen. Daher wurden in einem Vergleich die Gliederungsprinzipien sowie die Vor- und Nachteile der häufiger benutzten, traditionellen Bodenklassifikations-Systeme diskutiert (SKOWRONEK 1981).

Grundlage waren 35 Bodenprofile der "Marbut Memorial Slide Collection", welche die SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA 1968 zu Ehren des Bodenforschers Curtis Fletcher MARBUT (1863-1935) herausgab. Die

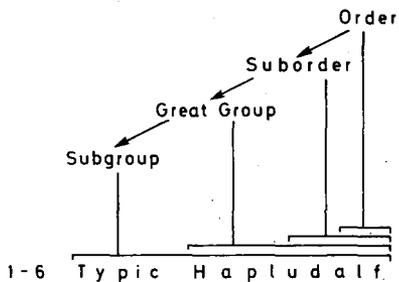
+) Geographisches Institut, Am Hubland, 8700 Würzburg

Fig.

USA

7th Approximation (1960, 1967) und Soil Taxonomy (1975)

morphologisch



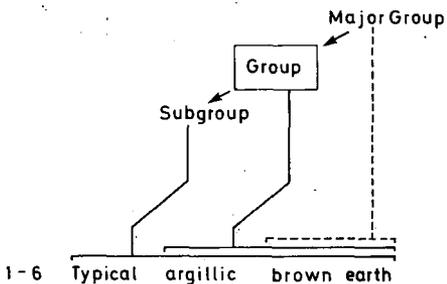
- 7. Alfisols
- 7.3 Udalfs
- Hapludalfs
- Typic Hapludalf

Ap-A2-B2t-B3-C

GB

Avery (1973)

morphologisch - pedogenetisch



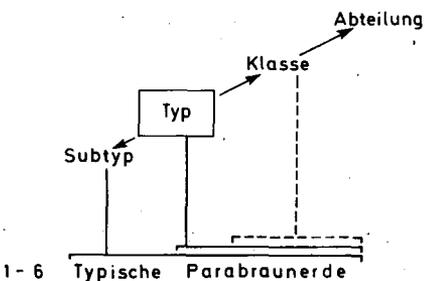
- 5 Brown soils
- 5.7 Argillic brown earths
- 5.71 Typical argillic brown earth

Ap-E-Bt-BC-C

D

Kubiens (1953); Mückenhausen (1962, 1977), bzw. Arb.-Gem. Bodenkunde (1971)

pedogenetisch



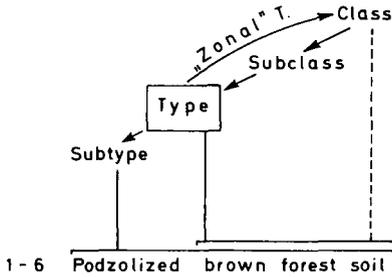
- A Terrestrische Böden
- e Braunerde
- II Parabraunerde
- (III) Basenreichere (Typische) resp. (Normale) Parabraunerde

Ap-A3-B-BC-C resp.
Ap-A1-Bt-BC-C

1.

SU Tiurin (1965)

geographisch-pedogenetisch



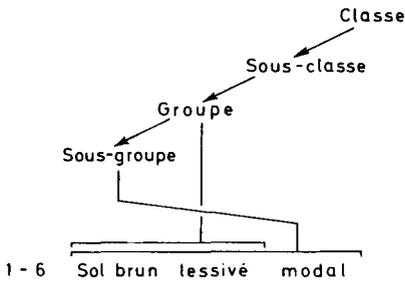
VII Brown forest soils

- 1 Biogenic soils
- 1 Brown forest soils (burozems)
- Podzolized brown forest soil

A_p-A₂-B_t-BC-C

F Duchaufour / Souchier (1977)

ökologisch-pedogenetisch



VI Sols brunifiés

- 2. Sols lessivés tempérés
- a) Sol brun lessivé
- Sol brun lessivé modal

A_p-A₂-B_t-BC-C

FAO - Unesco (1974)

Die Legende zur Weltbodenkarte enthält 26 Bodeneinheiten (soil units) mit jeweils 2-9 Untereinheiten (subunits). Es sind wichtige Elemente aus vorhandenen Klassifikationen übernommen aber auch neue Begriffe geschaffen worden. Bodeneinheiten sind Teile von Kartiereinheiten (map units).

Luvisols (L)

Orthic Luvisols (Lo)

1-6 Orthic Luvisol (Lo13-2a)

A_p-E-B_t-BC-C

wichtigsten Ergebnisse dieses Vergleichs der Bodengliederungen aus den USA, der Sowjet-Union, Großbritannien, Frankreich, der Bundesrepublik Deutschland und der FAO-Unesco sind in Fig. 1. exemplarisch anhand der Parabraunerde (slide number 1-6) dargestellt.

1. USA

Nach der Abkehr von geographisch-genetischen Prinzipien (THORP & SMITH 1949) besitzt man heute in der "7th Approximation" und nachfolgend in der "Soil Taxonomy" ein System, das streng deduktiv und nach bodeneigenen Merkmalen aufgebaut ist. Sogenannte diagnostische Horizonte spielen eine entscheidende Rolle. Bei den Aridisols geht aber die geographische Lage der Böden in die Benennung ein. Die Bodennamen sind logisch zusammengesetzte Kunstwörter mit Elementen aller beteiligten Kategorien. Operationalistische Gesichtspunkte und praktische Handhabung spiegeln sich u.a. in der Tatsache wider, daß die "Soil Taxonomy" eine alphabetische Reihung der Ordnungen vornimmt, während die "7th Approximation" noch den relativen Verwitterungsgrad von Bodengruppen berücksichtigte, und z.B. die Alfisols die 7. Ordnung bildeten. Der wohl stärkste Nachteil dieser morphologischen Klassifikation liegt in der genetischen Uneinheitlichkeit einiger höherer Kategorien und diagnostischer Horizonte (EHWALD 1965).

2. Sowjet-Union

Der geographisch-pedogenetischen Klassifikation liegt das Konzept des genetischen Bodentyps von DOKUCHAYEV (1846-1903) zugrunde. In den bodengeographisch definierten Klassen bestimmt der dominante "Biogenic soil", sozusagen der zonale Leittyp, sogar den Namen der Klasse (TIURIN 1965). Die größte Gefahr dieses Systems besteht darin, daß mehr die bodenbildenden Faktoren klassifiziert werden als die Prozesse und Merkmale.

3. Großbritannien

Die Bevorzugung einer mittleren Kategorie (Group) macht die Verwandtschaft zu genetischen Systemen deutlich, doch erfolgt auf niedrigeren Niveaus (Subgroup, Serie) eine detailliertere Abgrenzung der Merkmale (AVERY 1973). Die Klassifikation beschränkt sich auf die Böden der Britischen Inseln. Sie kann als morphologisch-pedogenetisch bezeichnet werden.

4. Frankreich

Trotz formaler Ähnlichkeit mit der "Soil Taxonomy" bestehen entscheidende Unterschiede. In den einzelnen Kategorien werden näm-

lich Böden gleicher Genese zusammengefaßt. Dabei wird der gesamte Profilaufbau solchen Prozessen zugeordnet, die nur unter bestimmten ökologischen Bedingungen ablaufen (DUCHAUFOR & SOUCHIER 1977). Damit kommt diese Klassifikation dem Ziel eines morphogenetischen Systems am nächsten. Man kann sie ökologisch-pedogenetisch nennen.

5. Bundesrepublik Deutschland

Hier ist der Bodentyp Ausgangspunkt für eine Zusammenfassung in höheren Kategorien und eine Aufgliederung in niedrigere taxonomische Einheiten. Nach KUBIENA (1948, 1953) ist er die Grundgestalt und Norm eines natürlichen Systems. Verglichen mit der biologischen Systematik besitzt der Bodentyp etwa Gattungscharakter. Der Verlauf einer - hypothetischen - erdgeschichtlichen Bodenentwicklung bestimmt den Aufbau des Systems. Die Benennung des Typs und Subtyps lehnt sich eng an die binäre Nomenklatur der Biologie an. Die Weiterentwicklung dieser pedogenetischen Systematik bezieht in der Bodenform auch lithogene Merkmale ein (MÜCKENHAUSEN 1962, 1977; ARB.-GEM.BODENKUNDE 1971).

6. FAO

Die Legende zur Weltbodenkarte 1:5 000 000 (FAO-Unesco 1974) ist kein hierarchisch aufgebautes Bodenklassifikations-System. Viele Elemente und Namen aus vorhandenen umfassenden Systemen wurden übernommen. Die Bodeneinheiten werden mittels diagnostischer Horizonte definiert. Erhebliche Vereinfachungen der Nomenklatur gestatten eine weltweite Korrelation der wichtigsten Böden.

Zusammenfassung

Der Vergleich traditioneller Bodenklassifikations-Systeme macht deutlich, daß die ursprünglich genetische Ausrichtung nicht mehr die einzige Grundlage der Klassifizierung ist. Vielmehr führten unterschiedliche Ansätze auch zu einer unterschiedlichen Kategorisierung und Nomenklatur. Die Unterschiede kommen besonders bei der Korrelation von Bodennamen und Horizontsymbolen zum Ausdruck. In einigen Fällen ist eine Parallelisierung nicht möglich.

Ziel bleibt ein ökomorphogenetisches System.

Literatur

- ARB.-GEM.BODENKUNDE (1971): Kartieranleitung. Anleitung und Richtlinien zur Herstellung der Bodenkarte 1:25 000.- Hannover.
- AVERY, B.W. (1973): Soil classification in the soil survey of England and Wales.- J.Soil Sci. 24, 324-338.
- DUCHAUFOUR, Ph. & SOUCHIER, B. (1977): Pédologie. 1.Pédogenèse et classification.- Paris.
- EHWALD, E. (1965): Die neue amerikanische Bodenklassifikation.- Sitzungsber.Dt.Akademie Lw.Wiss.Berlin 14, Heft 12.
- FAO-Unesco (1974): Soil map of the world 1:5 000 000. Volume I Legend.- Paris.
- KUBIENA, W.L. (1948): Entwicklungslehre des Bodens.- Wien.
- KUBIENA, W.L. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas.- Stuttgart.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1962,1977): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland.- Frankfurt am Main.
- SKOWRONEK, A. (1981): Vergleich und Korrelation von traditionellen Bodenklassifikations-Systemen an Hand der "Marbut Memorial Slides".- Unveröff. Manuskript.
- SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA (1968): The Marbut Memorial Slides. - Madison, Wisc., USA.
- SOIL SURVEY STAFF (1960): Soil classification. A comprehensive system. 7th Approximation.- Washington, D.C.
- SOIL SURVEY STAFF (1975): Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys.- Washington, D.C.
- THORP, J. & SMITH, G.D. (1949): Higher Categories of Soil Classification: Order, Suborder, and Great Soil Groups.- Soil Sci. 67, 117-126.
- TIURIN, I.V. (1965): The system of soil classification in the USSR. Main stages in the development of the soil classification problem in the USSR.- Pedologie, Intern.Symp.3, Soil Classif., S.7-24.

Tendenzen in der Bodenkartierung und deren
praktische Bedeutung in Ungarn

von

Stefanovits, P.[†]

In der Geschichte der Bodenkartierung Ungarns kann man vier Zeitabschnitte unterscheiden, die betreffs ihrer Methode und den Möglichkeiten ihrer praktischen Anwendung voneinander abweichen:

1. Die klimazonale Bodenkartierung, geführt von P. TREITZ im Jahre 1909.

2. Die Aufnahme der Boden-Übersichtskarten unter der Leitung von L. KREYBIG zwischen 1932 und 1951.

3. Die genetische Kartierung der ungarischen Böden von 1951 an bis zu den heutigen Tagen. Auch die Ausarbeitung der Bodenerosionskarte für das ganze Land erfolgte in dieser Periode.

4. Die gegenwärtige Periode der Kartierung beruht ähnlicherweise auf genetischen Grundlagen, wünscht jedoch in ihren Zielsetzungen der Agrochemie besser zu dienen. In diesem Bestreben verbinden sich drei, miteinander parallel laufende Tätigkeiten, und zwar: die neue Bodenschätzung, die dreijährliche Untersuchung der ganzen landwirtschaftlich genutzten Fläche des Landes und schliesslich die Kartierung der in den Böden vorkommenden Tonminerale.

Die Synthese der einzelnen Angaben wird durch die ausgedehnte Aufarbeitungsart gesichert: so entstanden z.B. die Ermessung des agroökologischen Potentials von Ungarn, weiterhin eine Studie über die Möglichkeiten der besseren Verwertung der Biomasse, sowie eine grundlegende Arbeit über die vergleichende Bewertung der Ressourcen.

Von den oben angeführten Kartierungsarbeiten bin ich nun bestrebt über die Aufnahme der Tonmineralkarte der ungarischen Böden einen kurzumfassenden Bericht zu geben.

[†] Agrarwissenschaftliche Universität, 2103 Gödöllő, Ungarn

Jene Arbeit, die wir im Auftrag des Industriemässigen Maisproduktionssystems /Bábolna/ auf den Anbaugebiet des Unternehmens leisteten, bildete gleichsam eine Vorbereitung der Kartierung der Tonminerale der ungarischen Böden. Hier entstand jene Untersuchungsmethodik, die wir in der Kartierung zur Zeit anwenden und hier bestätigte sich die grosse Bedeutung der Untersuchung der Tonminerale im Falle der Düngungsberatung. Die Untersuchungen liefen auf drei Arbeitsplätzen: die Röntgendiffraktions- und EUF-Untersuchungen wurden in dem Zentralen Forschungsinstitut für Chemie der Ungarischen Akademie der Wissenschaften; die Bestimmung der allgemein üblichen 11 Bodenkennwerte in den Laboratorien des Agrochemischen und Pflanzenschutz-Dienstes des Ministeriums für Landwirtschaften durchgeführt, während an dem Lehrstuhl für Bodenkunde der Agrarwissenschaftlichen Universität in Gödöllő die Bodenkolloide untersucht wurden. Die Düngungsversuche wurden mit Hilfe der auf Grund der jährlichen Bewertung entstandenen Vorschläge durch das Industriemässige Maisproduktionssystem - Bábolna - durchgeführt. Auch die Pflanzenproben liess das Produktionssystem analysieren.

Als Resultat der nun schon seit 10 Jahren laufenden Arbeiten konnte festgestellt werden:

- es bestehen bedeutende Unterschiede in der Zusammensetzung der Tonminerale der Böden in Ungarn;
- diese Unterschiede beeinflussen im grossen Masse die Wirkung der Mineraldünger - besonders diejenige der Kalidünger;
- auf Grund der Röntgendiffraktions- und EUF-Untersuchungen konnte festgestellt werden, dass auf mit Kalium gesättigten Böden genau so hohe, oder noch höhere Erträge ohne Anwendung von Kalidünger erreicht werden konnten, als mit einer NPK-Volldüngung;
- auf Grund der vorher genannten Untersuchungen zeigte sich auch, dass der Ertrag auf Böden, welche das Kalium stark binden, nur durch Anwendung von hohen /meliorativen/ Kaliumgaben gesteigert werden kann und beide Feststellungen wurden durch Feldversuche befestigt;
- obige Untersuchungen erwiesen auch, dass einige bodendynamische Vorgänge eine Änderung in der Zusammensetzung der Tonminerale innerhalb eines Bodenprofils zur Folge hatten.

Das Ministerium für Landwirtschaften hat demzufolge die Ausbreitung der Untersuchungen und die Herstellung einer das Vorkommen der Tonminerale anzeigenden Bodenkarte für das ganze Land in Auftrag gegeben. Diese Arbeit läuft nun seit fünf Jahren. Die erste Ausgabe dieser Karte wird bis zum Ende dieses Jahres fertiggestellt.

Die wesentlichen Arbeitsphasen der angewandten Methode sind folgende:

- die Bodenproben wurden auf Grund der genetischen Bodenkarte aus den für die grösseren Flächen kennzeichnenden Bodenflecken genommen. Jedesmal wurde das ganze Bodenprofil untersucht und aus wenigstens drei Horizonten je eine Bodenprobe genommen. Auf diese Weise wurden in ganz Ungarn 250 Bodenprofile untersucht. Zur Herstellung der Bodenkarte wurden auch die Angaben der 60 Profile des Industriemässigen Maisproduktionssystems verwendet;
- an 16 Stellen der Dauerversuche wurden Durchschnittsproben aus der Ackerkrume der ungedüngten und der die höchste Düngergabe erhaltenen Parzellen genommen;
- im Rahmen der Röntgendiffraktions-Untersuchungen wurden an dem ganzen Probenmaterial Staubdiffraktogramme angefertigt;
- bei den orientierten Proben der abgetrennten Tonfraktion wurden nach einer Behandlung mit Magnesium-Ionen, nach einer Quellung mit Äthylenglykol und mit Kaliumchlorid behandelten Proben Diffraktogramme aufgenommen;
- es wurde der gesamte Kaliumgehalt und die Kationenaustauschkapazität der Tonfraktion bestimmt;
- im Falle von 50 für allgemein charakteristisch gefundenen Bodenproben wurden nach einer thermischen Behandlung bei 335° C und 550° C, bzw. nach einer Behandlung mit Ammoniumchlorid noch zusätzlich Diffraktogramme aufgenommen. Bei denselben Proben wurde nach einer Salzsäurebehandlung die Trennung von Chlorit und Kaolinit mit Röntgendiffraktion untersucht;
- bei jeder Bodenprobe wurde die Korngrössen-Zusammensetzung, sowie die allgemeinen Bodenkennwerte /pH, CaCO₃-Gehalt, Humusgehalt, Hygroskopizität/ bestimmt.

Bei der ersten Stufe der Aufarbeitung der Angaben haben wir die Böden auf Grund der Tonmineral-Assoziationen in 9 kartographische Einheiten folgendermassen eingeteilt:

Anteil der einzelnen Tonminerale in den Assoziationen

<u>Kategorie</u>	<u>Dominant</u>	<u>Mittelmässig</u>	<u>Gering</u>
1	I	-	K, S, IS
2	-	I, K	S, V, IS
3	-	I, K, V	S, IS
4	-	I, K, S, IS	-
5	-	I, S, IS	K, V, IV
6	-	I, K, S, V	IS, IV
7	-	I, S, V	K, IS, IV
8	S	-	I, K, V, IK, IS
9	andere Assoziationen		

Zeichenerklärung:

K = Chlorit und wenig Kaolinit

I = Glimmerartige Tonminerale

S = Smektite

V = Vermikulite

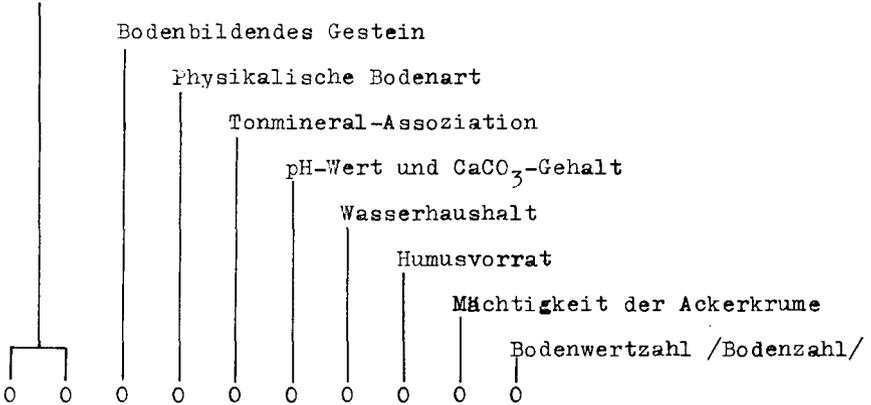
IK, IS, IV = Wechsellagerungsminerale

Zur Kennzeichnung der einzelnen Gruppen werden hier charakteristische Röntgendiffraktogramme angeführt.

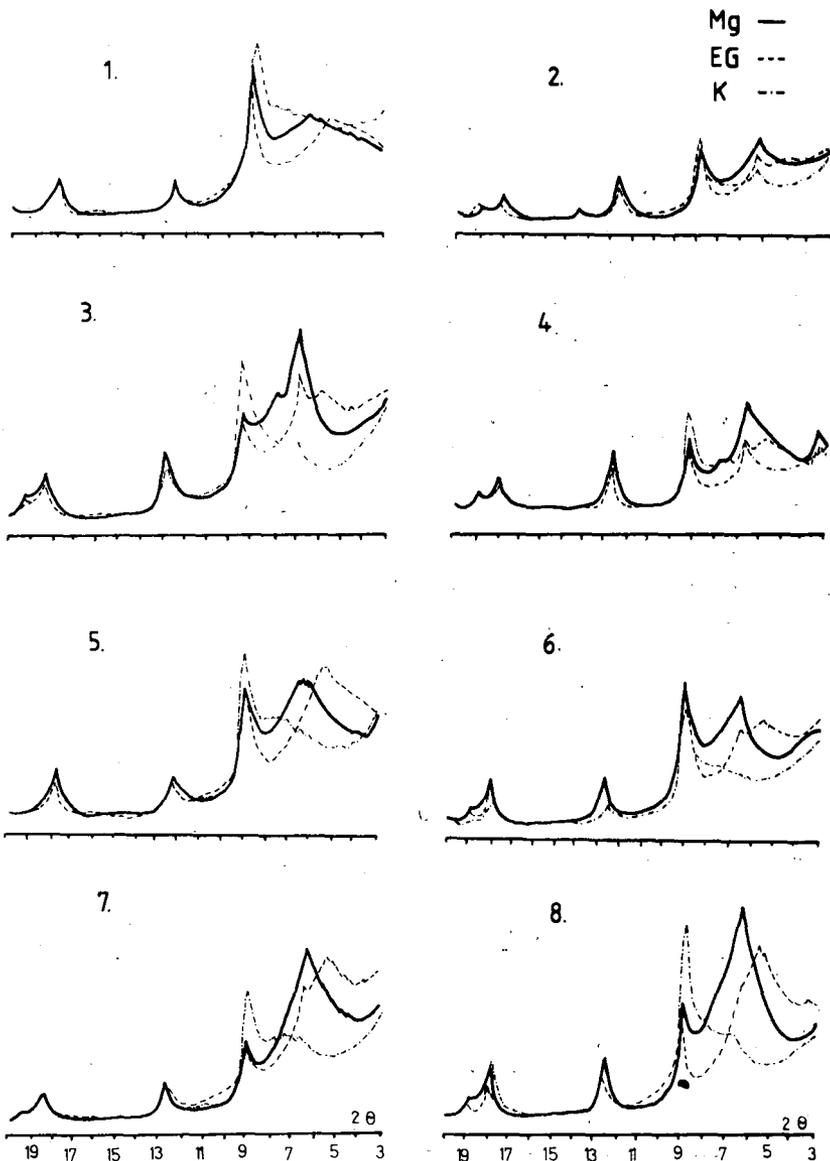
Die Tonmineral-Assoziationen kennzeichnenden Zahlen bilden gleichzeitig ein Glied der aus 10 Ziffern bestehenden Code-Zahlen der neuen, im Maßstab von 1:100 000 hergestellten agro-ökologischen Karte von VÁRALLYAY. Die Bedeutung dieser Code-Zahlen zeigen wir auf folgender Abbildung:

Bedeutung der 10 Ziffern der Code-Zahlen

Typ und Subtyp der Böden



Diese Bodenkarte, deren erste Teile noch in diesem Jahr erscheinen, dient als eine gute Grundlage für die Düngungsberatung und für die Planung der Meliorationsmassnahmen.



Beispiele der Tonmineral-Assoziation Kategorien

Der Einfluß der Landnutzung altindianischer Kulturvölker
auf Böden und Landschaften im zentralmexikanischen Hochland.

von
Werner, G.[†]

Untersuchungen an Vulkanascheböden des zentralmexikanischen Hochlandes heben immer wieder deren Neigung hervor, bis auf die durch Siliciumoxid verfestigten Duripans abgetragen zu werden, wenn bestimmte klimatische Voraussetzungen vorliegen und nachdem der Mensch die natürliche Vegetation vernichtet hat (MIEHLICH, 1980; WEGENER 1978; WERNER et al. 1978). Es stellt sich die Frage nach dem Zeitverlauf solcher Abtragungsvorgänge.

Geomorphologische Untersuchungen von HEINE (1975), MIEHLICH (1974) und AEPPLI u. SCHONHALS (1975) bewiesen, daß im Untersuchungsgebiet während des gesamten Quartärs Sedimentations- und Abtragsphasen mit Zeiten von Bodenbildungen in vulkanischen Aschen wechselten, so daß nach Einleitung der Erosion durch den Menschen fossile Böden an die Oberfläche gelangen konnten.

Nach archäologischen Forschungen zeichnet sich ab 2500 v.Chr. ein Kulturraum ab, der durch eine geökologische Gunstzone im Bereich des mittleren Mexiko bis in die Mittelamerikanische Landbrücke hinein gefördert wird (Regen- und Trockenzeit im Hochland mit verwitterten Vulkanascheböden; Kalksteinlösungsverwitterungsböden auf Yucatán). Als "Mesoamerika" wurde dieser Raum durch seine Hochkulturen bekannt. Sie lassen sich grob gliedern in: Präklassikum (2500 - 100 v.Chr.), Klassikum (100 v.Chr. - 700 n.Chr.), Postklassikum (700 - 1519 n.Chr.).

Der Ackerbau, insbesondere die Kultivierung des Maisanbaus, wurde zum tragenden Element der Hochkulturen; zuerst als Wanderfeldbau, dann durch Be- und Entwässerungssysteme zum systematischen Feldbau (Milpa-System, Chinampas, Amellones) (WILKEN, 1969).

Eine ständig wachsende Bevölkerung, insbesondere im Übergang vom Präklassikum zum Klassikum, benötigte notwendigerweise eine größere Anbaufläche zur Ernährungssicherung. Da die in der Regenzeit häufig überschwemmten Becken

[†] Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus-Liebig-Universität Gießen, Wiesenstraße 3-5

nicht genutzt werden konnten, wick man auf die bewaldeten Hänge aus.

LAUER (1981) erstellte eine Siedlungsverteilung der einzelnen Kulturstufen auf der Grundlage des Oberflächensurvey mexikanischer Archäologen und verglich sie mit unserer Bodenkarte (WERNER et al. 1978). Dabei wurde deutlich, daß die Schwerpunkte der Besiedlung seit dem Präklassikum dort lagen, wo heute die irreversibel zerstörten Cambisols aus Toba-Sedimenten mit ihren durch Erosion freigelegten Duripans (Tepetate) auftreten. Das bedeutet, daß der überwiegende Teil der Bodenzerstörung zumindest im Bereich der Unter- und Mittelhanglagen der Großvulkane nicht nur die Folge der Bodenbearbeitung seit Einführung des Pfluges in der Kolonialzeit ist, sondern daß die Bodenzerstörung bereits spätestens im Präklassikum beginnt. Leider gibt es so gut wie keine Landschaftsbeschreibung, wie das Hochland zur Zeit der Konquista ausgesehen hat. Aus den Berichten über den Ablauf der Konquista wissen wir aber von DIAZ DEL CASTILLO (1965) und CORTEZ (1975), daß das Gelände mit vielen Schluchten durchzogen war und daß Streusiedlung vorherrschte.

Das Protoklassikum, der Übergang vom Präklassikum zum Klassikum (300 - 100 v. Chr.) ist gekennzeichnet durch eine Phase höherer Niederschläge und geringerer Temperaturen im Vergleich zu heute (LAUER, 1981); eine höhere Erosivität wäre abzuleiten. Offen bleibt, ob dieser Faktor entscheidend war, unterstellen wir gleiche Erodierbarkeit der Böden. Die Bodenbearbeitung mit dem Pflanzstock nach dem "Milpa-System", die als sog. C-Faktor in die Wischmeier-Formel eingeht, ist eine deutlich schonendere als die des Pfluges. Die Hangneigung und -länge der mit der Hand bearbeiteten Kleinstparzellen dürfte bei isohypsenparalleler Bearbeitung kein entscheidender Erosionsfaktor gewesen sein; allerdings deuten Untersuchungen von WEST (1970) über präkoloniale Terrassensysteme darauf hin, daß sie nicht immer hangparallel verliefen. Eigene Kartierungsarbeiten und Luftbildinterpretationen bestätigten diese Feststellung.

TICHY (1976) erkannte systematische Fluranordnungen und fand durch gezielte Untersuchungen heraus, daß über größere Bereiche hinweg eindeutig orientierte Flursysteme existieren. Einheitliche Systeme können nur unter einheitlichen politischen Herrschaftsformen entstehen, die es aber im Hochland mit seiner Vielzahl an Stämmen und Kleinstaaten nicht gab. Eine frühkolonialzeitliche Neuorganisation ist ebenfalls auszuschließen. Als übergeordnete Ursache für die Orientierung des Kulturraumes fand TICHY erstaunliche Hinweise: Fast alle Kultstätten richteten sich nach Sonnenständen zu bestimmten Zeiten im Sonnenjahr. An Hunderten von Messungen an Pyramiden und Kirchen (letztere sind meist auf den Grundmauern von Pyramiden erbaut) fand er eindeutige Zusammenhänge zwischen den Solstitalrichtungen am 21.6. und 22.12., den Äquinoktien sowie den Zenitständen einerseits und der Ausrichtung dieser Bauwerke andererseits. Beispielsweise entspricht der Sonnenaufgang am 22.12. einem Azimut von 116° oder 26° Rechtsabweichung von Ost unter 19° nördlicher Breite. Pyramide und

Straßensystem der Stadt Cholula zeigen eine Rechtsabweichung von Ost von ebenfalls 26° zusammen mit dem alten Flursystem. Entsprechend liegt auf der Westseite die Pyramidentreppe mit einem Winkel von 296° dem Sonnenuntergangspunkt am Tag der Sommersonnenwende am 21.6. zugewandt. Abweichungen unterschiedlicher Richtungen sind ebenfalls systembedingt und entsprechen jeweils Winkeldifferenzen von $4,5^\circ$, dem 20. Teil des rechten Winkels, einer Zählweise des Vigesimalsystems Altamerikas.

Dieses orientierte Flursystem beschränkt sich nicht nur auf das zentrale Hochland. SIEMENS (1983) berichtet über bisher nicht bekannte Wölbäckersysteme im Zentrum des Staates Veracruz, am Rande des tropischen Regenwaldes. Allein die Tatsache, daß es ein solches Ackerbausystem fern jeder städtischen Siedlung gab, mit dem man den Anbau tropischer Feldfrüchte aus den periodischen Überflutungen herausgenommen hatte, ist bemerkenswert. Darüberhinaus liegt auch hier die Mehrheit der Wölbäcker in einem orientierten System von $13-15^\circ$ Rechtsabweichung, einer Richtung, die dem Zentrum des Klassikums, Teotihuacán, mit $15^\circ 25'$ entspricht und sowohl mit dem Sonnenaufgang als auch mit dem Aufgang des offenen Sternhaufens der Plejaden (Sternb. Taurus) in dieser Position am 1.5. den Beginn der Regenzeit markiert.

Schlußfolgerung:

- a) Der Beginn irreversibler Bodenzerstörung läßt sich im zentralen Hochland bis in das Klassikum zurück verfolgen.
- b) Sowohl im Hochland als auch in Zentral-Veracruz wurden orientierte Flursysteme gefunden, die eindeutig präkolonialer Zeit zuzuordnen sind. Die Orientierung der Flursysteme richtet sich nach Siedlungssystemen und diese wiederum nach Kultstätten; sie korrelieren mit bestimmten Tagespunkten des Sonnenstandes im Sonnenjahr und waren in der teokratischen Denkweise der mesoamerikanischen Völker "heilige Richtungen".
- c) Die konsequent durchgeführte Flurausrichtung nach dem Sonnenkalender mußte in Hanglagen zu fatalen Folgen führen, da die morphologischen Eigenheiten des Raumes durch dieses Ordnungssystem nicht berücksichtigt werden konnten. Zufällig in Hangrichtung liegende Felder waren trotz Pflanzstockbearbeitung der Erosion preisgegeben.
"The landscape had its prehispanic fabric" (SIEMENS, 1983, S.99)
- d) Bei unseren Bodenkartierungen stellten wir fest, daß fast alle irreversibel zerstörten Flächen in Hanglagen in unmittelbarer Nähe größerer Zeremonialzentren wie Cholula, Huejotzingo, Totolqueme, Xochitêcatl, Cacaxtla, Zompitêcatl, Tizatlán, Tlaxcala u.a. liegen. Bis auf wenige Ausnahmen handelt es sich bei den erodierten Böden um Andosols und Cambisols, die bis auf die durch Siliziumoxid angereicherten Unterbodenhorizonte, den Duripans (Tepetate), abgetragen waren.

- c) Die konsequente Einhaltung eines Ordnungssystems, das ohne Berücksichtigung der natürlichen Gegebenheiten eines Raumes diesen der Zeit unterordnete, führte dazu, daß die mesoamerikanischen Kulturvölker begannen, ihre Lebensgrundlage, den Boden, zu zerstören.

Literatur:

- AEPPLI, H. & E. SCHONHALS (1975): Los Suelos en la Cuenca de Puebla-Tlaxcala. Investigaciones acerca de su clasificación y formación.- Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, VIII: 1-153; Wiesbaden (Steiner)
- CORTEZ, H. (1975): Die Eroberung Mexikos. Eigenhändige Berichte an Kaiser Karl V., 1620-1524, 306 S. Tübingen u. Basel (Erdmann)
- DIAZ DEL CASTILLO, B. (1965): Historia verdadera de la Conquista de la Nueva España.- (Dtsch. Übersetzung), Stuttgart (Steingrüben)
- HEINE, K. (1975): Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane.- Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, VII: 1-178; Wiesbaden (Steiner)
- LAUER, W. (1981): Klimawandel und Menschheitsgeschichte auf dem mexikanischen Hochland.- Akademie der Wiss. u. d. Literatur, Mainz; H. 2, 50 S, Wiesbaden (Steiner)
- MIEHLICH, G. (1974): Klima- und altersabhängige Bodenentwicklung von Vulkanascheböden der Sierra Nevada de México.- Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 20; 261-273, Göttingen
- MIEHLICH, G. (1980): Los suelos de la Sierra Nevada. Con contribuciones de Helga Heide-Weise y Wolfgang Kneib.- Suplemento Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, VII: 1-212, Puebla
- SIEMENS, A. (1983): Oriented Raised Fields in Central Veracruz.- American Antiquity, 48, 1: 85-102
- TIGHY, F. (1976): Ordnung und Zuordnung von Raum und Zeit im Weltbild Amerikas. Mythos oder Wirklichkeit?.- Ibero-Amerikanisches Archiv, N.F. 2: 113-154 Berlin (Colloquium)
- WEST, R.C. (1969): Population Densities and Agricultural Practices in Pre-Columbian Mexico, with Emphasis on Semi-Terracing.- Verh. 28. Intern. Amerikanistenkongress Stuttgart, 2, 361-369, Stuttgart-München
- WEGENER, H.-R. (1978): Bodenerosion und ökologische Eigenschaften charakteristischer Böden im Becken von Puebla-Tlaxcala (Mexiko).- Diss. Fachber. Angew. Biologie u. Umweltsicherung JL-Univ. Gießen
- WERNER, G., AEPPLI, H., MIEHLICH, G. u. SCHONHALS, E. (1978): Los Suelos de la Cuenca Alta de Puebla-Tlaxcala y sus Alrededores (Comentarios a un mapa de suelos).- Suplemento Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, VI; 1-95, 4 mapas, Puebla
- WILKEN, G.C. (1969): Drained Field Agriculture: An intensive Farming System in Tlaxcala, Mexico.- Geograph. Review, 59, 215-241

Die Untersuchungen wurden durch eine Forschungsbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt.

Chemische und mikromorphologische Unter-
suchungen an Oxidkrusten

von

Wiechmann, H. u. Felix-Henningsen, P.⁺⁾

Im Rheinischen Schiefergebirge finden sich -oft im Zusammenhang mit alten Verwitterungsdecken der Hochflächen- zahlreiche Sesquioxidakkumulationen, die z.T. als Erz gewonnen und schon frühzeitig beschrieben wurden. Nicht selten werden bei Geländearbeiten Bruchstücke dieser Sesquioxidakkumulationen, die sich auf der Oberfläche finden, als Reste ehemaliger abgetragener Bodenbildungen angesehen. Dabei steht häufig -ausgesprochen oder unausgesprochen- die Annahme tropischer Bodenbildungen ähnlich den Lateriten im Hintergrund.

Angeregt durch die geologische Auswertung von Luftbildern, die eine Vielzahl von Brüchen und Störungslinien aufzeigte, wird dem Einfluß von azendenten Tiefenwässern beim Zersatz von Gesteinen und bei der Mobilisierung von Stoffen erneut größere Aufmerksamkeit geschenkt.

Sesquioxidakkumulationen können in diesem Gebiet -unabhängig von lokalen Besonderheiten- im wesentlichen durch drei Faktorenkomplexe entstehen:

- 1) Residualakkumulationen (Umlagerung an Eh/pH-Gradienten innerhalb des Profils)
Konkretionen, Krusten in Oxisolen
- 2) Vertikale und laterale Verlagerung über größere Distanzen (und Ausfällung) an pH/Eh-Gradienten durch deszendente Wässer
in tropischen Klimaten (Typ Laterit)
in gemäßigten Klimaten (Typ Raseneisenstein)
- 3) "hydrothermal metasomatische" Bildungen durch azendente Wässer (einschließlich der Wirkungen durch CO₂-Säuerlinge) in Verbindung mit Gesteinszersatz

^{+) Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nußallee 13, 5300 Bonn.}

Tab. 1: Fe-, Mn-Gehalte und die auf Fe + Mn bezogenen Schwermetallgehalte in Ausgangsgesteinen und Sesquioxidakkumulationen

	Fe %	Mn ‰	Zn	Cu	Pb	Cd(·100) Fe + Mn (%)	Cr	Co	Ni (ppm)
1. Ausgangsgesteine									
Quarzit (1)	0.2	0.0	29.9	44.8	19.9	29.9	94.5	343.3	225.0
Schiefer (1)	4.4	0.5	19.5	5.3	15.2	0.8	25.8	4.7	15.1
Sandstein (3)	11.2	1.8	10.9	4.7	1.5	3.4	11.0	3.7	14.3
2a Böden									
Oxisole (3)	8.2	0.1	7.4	2.0	4.5	0.6	27.7	1.0	3.9
2b Eisenstein-Krusten									
Fe-reich (5)	24.1	0.2	6.0	1.1	1.2	0.3	4.2	1.6	4.4
Mn-reich (4)	12.0	72.8	23.7	6.3	1.9	26.7	3.2	49.5	13.3
3 hydrotherm.									
Anreicherungen (7)	27.0	0.2	6.7	2.4	1.7	0.7	9.1	0.8	2.2
4 Konkretionen									
(FeCO ₃ -FeOOH) (4)	47.4	7.4	4.7	0.1	0.1	1.7	0.5	0.5	0.5

Da aus den morphologischen Befunden, zumal wenn die Aufschlußverhältnisse keine eindeutige Aussage gestattet, eine Bildung nach 2 oder 3 nicht sicher erschlossen werden kann, sollte geprüft werden, ob durch den Schwermetallgehalt Unterscheidungsmerkmale gegeben sind, da im Rheinischen Schiefergebirge zahlreiche hydrothermale Vererzungen bekannt sind.

Im Rahmen der Gesamtgehaltsbestimmungen wurden deshalb auch die Schwermetallgehalte (Zn, Cu, Pb, Cd, Cr, Co, Ni) untersucht. Für die Auswertung wurden die 34 Proben nach ihren Merkmalen in 4 Gruppen unterteilt: 1) Ausgangsgesteine, 2) Bv-Horizonte von Oxisolen und Fe- und Mn-reiche Sesquioxidkrusten, 3) hydrothermal-metasomatische Akkumulationen und 4) $\text{FeCO}_3/\text{FeOOH}$ -Konkretionen aus Graulehm-Sedimenten.

Aus den Analysen ergibt sich ein für jedes Element weites Gehaltsspektrum, wie es besonders der Fe- und Mn-Gehalt ausweist (Tab. 1). Es wurde deshalb nach einer geeigneten Bezugsgröße gesucht, um einen annähernden Vergleich durchführen zu können. Da Sesquioxide als "sink" für Schwermetalle fungieren und eine Beziehung auch bei den untersuchten Proben zu erkennen war, wurde der Schwermetallgehalt in ppm pro % Fe + Mn errechnet (Abb. 1).

Auch nach dieser Berechnung bleiben erhebliche Variationsbreiten in der Schwermetallverteilung. Der Quarzit weist durchweg sehr geringe Schwermetallgehalte auf, wegen des fast fehlenden Fe und Mn ergeben sich trotzdem hohe Quotienten.

Unterschiede zwischen den einzelnen Probengruppen werden nicht in der erwarteten Weise in Abhängigkeit von der Entstehungsart deutlich. Eine Ausnahme bilden die durch besondere Umfällungsbedingungen entstandenen FeCO_3 - FeOOH -Konkretionen mit sehr niedrigen Werten (außer bei Zn und Cd) und die Mn-reichen Akkumulationen. Letztere zeichnen sich durch sehr deutliche Anreicherungen bei Zn, Cd, Co, Ni und Cu aus. Als Ursache dürfte allerdings weniger die Art der Bildung als mehr die bekannte Affinität zwischen Mn-Oxiden und Schwermetallen in Betracht kommen. Gewisse Unterschiede zwischen pedogenen und hydrothermalen Sesquioxidakkumulationen sind allerdings aus den Anteilen der Elemente Ni, Cu und Co zu erkennen (Tab. 2, Abb. 1). Bei pedogener Bildung ist der Ni-Anteil deutlich höher als der von Cu und Co, während in den hydrothermalen Krusten die Reihenfolge $\text{Cu} > \text{Ni} > \text{Co}$ ohne ähnlich starke Differenzierung zu beobachten ist. Die Unterschiede sind allerdings nicht groß genug, um als eindeutiges Unterscheidungsmerkmal dienen zu können.

Da makroskopische Unterschiede in der Ausprägung der Sesquioxidakkumulationen zwar erkennbar sind, aber sichere Zuordnungen zur Entstehungsart nicht

Nr.	Verwitterungskrusten						
26	Cr	Ni	Zn	△ Co	Pb	Cu	Cd
25	Zn	Ni	Cr	△ Co	Cu	Pb	Cd
24	Cr	Ni	Zn	Pb	Cu	△ Co	Cd
7	Zn	Cr	Ni	△ Co	Cu	Pb	Cd
29	Cr	△ Co	Ni	Zn	Pb	Cu	Cd
4	Zn	Ni	△ Co	Cr	Pb	Cu	Cd
6	Cr	Ni	Zn	Pb	Cu	△ Co	Cd
28	Cr	Ni	Zn	Pb	Cu	△ Co	Cd
27	Cr	Ni	Zn	△ Co	Pb	Cu	Cd

Nr.	hydrothermale Krusten						
22	Cr	Zn	Cu	Ni	Pb	△ Co	Cd
23	Cr	Zn	Pb	Cu	Ni	△ Co	Cd
13	Zn	Cr	Pb	Cu	Ni	△ Co	Cd
14	Cr	Zn	Cu	Ni	△ Co	Pb	Cd
21	Cu	Ni	Zn	Cr	△ Co	Pb	Cd

Ausgangsgesteine							
30	Cr	Zn	Pb	Ni	Cu	△ Co	Cd
31	Ni	Cr	Zn	△ Co	Cu	Pb	Cd
32	△ Co	Ni	Cr	Cu	Zn	Pb	Cd
33	Cr	Zn	Ni	Cu	△ Co	Pb	Cd
34	Ni	Zn	Cu	Cr	△ Co	Pb	Cd

Tab. 2: Reihenfolge der Schwermetallanteile (Σ Zn, Pb, Cr, Ni, Cu, Co, Cd - Gehalte = 100)

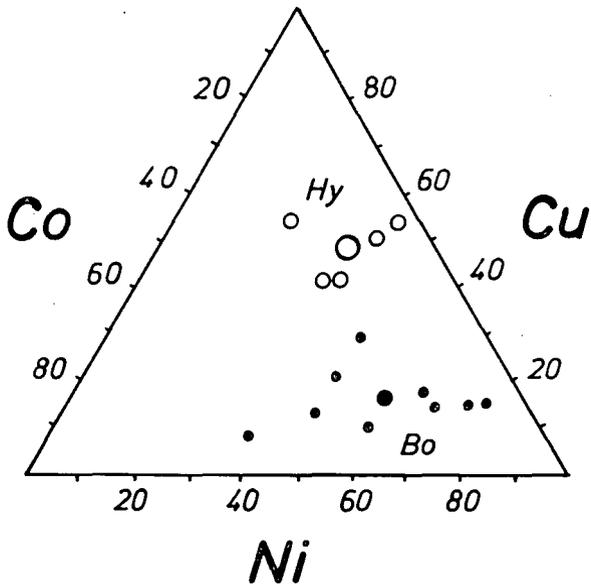


Abb. 1: Anteile der Ni-, Co- und Cu-Gehalte in pedogenen (Bo) und hydrothermalen (Hy) Sesquioxidakkumulationen (Σ Ni-, Co- und Cu-Gehalte = 100)

immer ermöglichen, sollte geprüft werden, ob sich mikromorphologisch Anhaltspunkte für unterschiedliche Entstehungsweise erkennen lassen.

Im wesentlichen konnten drei bis vier Merkmale unterschiedlichen Bedingungen zugeordnet werden:

- Langsame Auflösung und Oxidation von FeCO_3 und Ausfällung koagulierter Fe-Oxide (nur bei 4; Wiechmann 1983).
- Vollständige, dichte Ausfällung auch der feinsten Porenräume. Nach dem optischen Eindruck eine Preß-Infiltration mit Fe, Mn-Oxiden (vielleicht nicht ausschließlich aber sicher bei 3).
- Auskristallisation mikroskopisch bis makroskopisch erkennbarer völlig intakter Quarze (nur bei 3).
- Auskleidung sehr grober Poren mit in situ gebildetem kristallinem Ton (meist Kaolinit) (nur bei 3).
- Säume gut kristallisierter Fe-Oxide (Goethit) in Klüften und Rissen (häufig bei 3, bei 2 nicht auszuschließen).

Zusammenfassung

Sesquioxidakkumulationen können im Rheinischen Schiefergebirge sowohl durch Bodenbildungsprozesse als auch durch hydrothermale, metasomatische Prozesse entstehen.

Deutliche Unterschiede im Schwermetallgehalt in Abhängigkeit von der Bildungsweise ergeben sich bei sehr großer Variationsbreite nicht. Geringe Unterschiede sind bezüglich der Anteile von Ni, Cu und Co zu beobachten.

Für eine hydrothermale Bildung sprechen vor allem in Porenräumen kristallisierte Quarze und in situ gebildete, kristallisierte Tonminerale.

Literatur

Erläuterungen z.d. Geol. Karten sowie zahlreiche Einzelhinweise im geologischen Schrifttum (Hinweise auf Anfrage).

Wiechmann, H. (1983): Eisenkonkretionen in Graulehm-Sedimenten.- Z. Pflanzen-ernähr., Bodenkde. (im Druck).

Die Standortkundliche Landschaftsgliederung von Bayern

von
Wittmann, O. +)

Seit dem Erscheinen der am Bayerischen Geologischen Landesamt erarbeiteten Übersichtskarte der Landschaftsgliederung von Bayern für Zwecke des Pflanzenbaus von F. VOGEL (1952) sind 30 Jahre vergangen.

Während dieses Zeitraumes hat sich ein bedeutender Wandel in Richtung einer zunehmend ökologischen Denkweise und eines stärker ausgeprägten Umweltbewußtseins vollzogen. Darin dürfte auch der Grund zu suchen sein, wenn vor einigen Jahren von verschiedenen Seiten das dringende Bedürfnis nach einer detaillierten Neubearbeitung einer standortkundlichen Landschaftsgliederung geltend gemacht wurde.

Ein erster, vollkommen neuer Entwurf einer solchen Karte im Maßstab 1:500 000 konnte im Jahre 1979 vorgelegt und zur Diskussion gestellt werden. Als Übersichtskarte i.M. 1:1 000 000 ist sie 1983 mit einem Erläuterungsheft im Druck erschienen (O.WITTMANN 1983).

Die Standortkundliche Landschaftsgliederung von Bayern scheidet Naturräume aus, deren Grundausrüstung im Hinblick auf Klima, Ausgangsgestein, Boden und Relief jeweils einheitlich, zumindest vergleichbar ist. Dabei ist es unerheblich, wenn diese abiotischen Gegebenheiten zum Teil oder alle innerhalb eines Raumes stark wechseln, sofern in solchem Wechsel bestimmte Gesetzmäßigkeiten liegen. Ausgangspunkt sind letzten Endes immer die für eine Landschaft bestimmenden boden-, klima- und reliefabhängigen Standortverhältnisse im einzelnen, die, durch eine komplexe Vielzahl von Standorteinheiten (Ökotope, Physiotope) repräsentiert, zunächst die pflanzenphysiologischen Bedingungen einer solchen Raumeinheit kennzeichnen. Da aber die Standorte, und hier speziell der Boden, auch Umwelt schlechthin darstellen, sind die Einheiten der standortkundlichen Landschaftsgliederung gleichermaßen als naturräumliche Ordnungsgrundlage für alle möglichen Umweltfragen geeignet.

Der Vielschichtigkeit des Karteninhalts entspricht die Breite

+) Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstr. 28
8000 München 22

der beim Entwurf für die Ausgrenzung herangezogenen Unterlagen. Sie umfassen Karten folgenden Inhalts: Geologie, Boden und Substrat, Relief, Klima und Phänologie, Vegetation einschließlich Waldzusammensetzung nach Hauptbaumarten, landwirtschaftliche Nutzung sowie Naturraumgliederungen verschiedener Art. Maßstab der Unterlagen: 1:25 000 bis 1:1 000 000; Maßstab des Kartenentwurfs: 1:500 000.

Insgesamt wurden 121 Teillandschaften abgegrenzt. Sie sind übergeordnet in 15 Großlandschaften gegliedert.

Karteninhalt

Boden und Klima

Kartenlegende und Erläuterungstext liefern Aussagen über Boden- und Klimafaktoren, die geeignet sind, die wesentlichen standortkundlichen Unterschiede und auch die Gemeinsamkeiten der ausgegrenzten Groß- und Teillandschaften aufzuzeigen. Darüber hinaus ermöglicht der Aufbau der Legende unmittelbar den quantifizierenden bodenkundlich-klimatologischen Vergleich der einzelnen Teillandschaften und zugleich eine Aussage über den standortkundlichen Verwandtschaftsgrad.

(1) Bodenausgangsmaterial und Kennzeichnung der Landschaften nach den bestimmenden Gesteinen des Untergrunds

Die Flächenfarben der Karte sind auf die bestimmenden Gesteine des Untergrundes ausgerichtet. Denn Landschaftscharakter und Landschaftshaushalt werden ganz wesentlich von den Eigenschaften der Gesteine geprägt, die den Untergrund ihrer Böden und Deckschichten bilden. Dabei liefern diese Gesteine einschließlich mächtigerer Löß-, Lößlehm- oder Flugsanddecken in den meisten Fällen nicht nur das Bodenausgangsmaterial, sondern sie haben über die natürliche Dränung des Untergrundes entscheidenden Einfluß auf den Anteil von Grund- und Stauwasserböden in den Bodendlandschaften.

Nähere Angaben über das Bodenausgangsmaterial finden sich darüber hinaus in der textlichen Erläuterung.

(2) Löß- und Lößlehmbeteiligung

Ertragsfähigkeit und Anbaumöglichkeiten in einer Landschaft stehen in deutlicher Beziehung zum Einfluß von Löß und Lößlehm an ihren Böden. Er reicht von der Beimengung einer schwachen

Komponente in Schuttdecken der Mittelgebirge über weitverbreitete 3 - 4 dm mächtige Schlufflehmdeckschichten bis zur weithin geschlossenen, mehrere Meter mächtigen Lößablagerung der Gäulagen. Dabei ist es meist nicht allein die große natürliche Fruchtbarkeit der Lößböden, die die betreffenden Landschaften begünstigt. Da die Lößsedimentation mit der Entfernung vom Auswehungsgebiet (bevorzugt große Flußtäler) abnimmt, sind die flußtalnahen Gebiete nicht nur lößreicher, sondern wegen ihrer im Vergleich zum Hinterland geringerer Höhenlage auch klimatisch bevorzugt.

Einteilung der Löß- und Lößlehmeteiligung in den Teillandschaften

Stufe

- | | |
|---|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 0 | lößlehmfrei |
| 1 | lößlehmarm bis-frei (z.B. geringe Lößlehm-beteiligung in Schuttdecken oder örtliche schluffreiche Deckschichten von weniger als 3 dm Mächtigkeit) |
| 2 | lößlehmbeeinflußt (z.B. örtlich Lößlehmdecken von 3-6 dm Mächtigkeit) |
| 3 | löß- und lößlehmreich (Löß bzw. Lößlehm verbreitet in Mächtigkeiten von mehr als 6 dm, jedoch keine geschlossene Bedeckung) |
| 4 | weitgehend von Löß bzw. Lößlehm in Mächtigkeiten von mehr als 10 dm bedeckt |

(3) Böden

Die Leitböden (flächenhaft vorherrschend) und Begleitböden (untergeordnet) der Landschaftseinheiten bzw. verwandter Gruppen von Landschaftseinheiten sind in der Kartenlegende nach Bodentyp und bodenartlichem Aufbau kurz beschrieben. Die Angaben sind in Verbindung mit den jeweiligen Bodenausgangsgesteinen zu sehen.

(4) Klimabeurteilung nach dem Mittleren Trockenheitsindex/Jahr und nach der Mittleren Jahrestemperatur.

Die Klimabeurteilung nach dem Trockenheitsindex erweist sich in Verbindung mit der Mittleren Jahrestemperatur als sehr geeignete Kenngröße für eine allgemeine Klimabeurteilung der Landschaftseinheiten. Der Trockenheitsindex ist ein Sammelausdruck für die

Auswirkung der Niederschlags- und Temperaturverhältnisse eines Gebietes, wobei auch die Niederschlagshäufigkeit (mittlere Anzahl der Tage mit mindestens 1 mm) Berücksichtigung findet. Trockenheitsindex und Mittlere Jahrestemperatur sind in der Legende graphisch so dargestellt, daß eine Beurteilung für die einzelne Einheit und im Vergleich zu allen anderen Einheiten sofort möglich ist.

Angaben über Höhenlage, Jahresniederschlag, Dauer der Vegetationszeit und Bodenausgangsmaterial im einzelnen sind darüber hinaus in den Erläuterungen enthalten.

Die Standortkundliche Landschaftsgliederung von Bayern ermöglicht

- die naturräumliche Zuordnung von Fakten aus den verschiedensten Wissens- und Interessengebieten sowie
- mit Hilfe der angegebenen Boden- und Klimadaten eine erste rasche standortkundliche Interpretation und Bewertung, vor allem auch unter Einbeziehung des standortkundlichen Vergleichs zwischen den Landschaften.

In diesem Rahmen eröffnen sich für die vorliegende Standortkundliche Landschaftsgliederung Anwendungsbereiche vor allem für

- Landesplanung und Umweltplanung (z.B. Landschaftsrahmenplan, Agrarleitplan, Waldfunktionsplan, Flurbereinigung),
- Umweltschutz und Naturschutz (z.B. Biotopkartierung),
- Boden- und Standortkunde einschließlich Landschaftsökologie,
- Botanik, Zoologie (z.B. naturräumlich-standortkundliche Zuordnung von Fundorten),
- Forstwirtschaft,
- Landwirtschaft, so für den Pflanzenbau (z.B. Auswahl von Versuchsstandorten, Auswertung von Sortenversuchen, regionale Anbaueignung bis zur Sortenempfehlung), für die Betriebswirtschaft (z.B. Auswertung der landwirtschaftlichen Buchführungsergebnisse, Entwicklung von Betriebstypen), für die landwirtschaftliche Statistik (Anbaustatistik, statistische Ernteermittlung),

- Wasserwirtschaft (z.B. zur regionalen Gesamtbeurteilung von Abflußcharakteristik, Rückhaltevermögen, Filter- und Puffereigenschaften, Erosionsanfälligkeit bei Rahmenuntersuchungen).

Literatur

- VOGEL, F. (1952): Übersichtskarte der Landschaftsgliederung von Bayern (für Zwecke des Pflanzenbaus).- München (Bayer. Geol. Landesamt).
- WITTMANN, O. (1983): Standortkundliche Landschaftsgliederung von Bayern, Übersichtskarte 1:1 000 000.- Materialien, 21, 30.S. und eine Übersichtskarte, München (Bayer.Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen).

Aktuelle Bodenversauerung in Bayern

von

Wittmann, O. und K.D. Fetzer ⁺⁾

Zusammenfassung

Durch pH-Vergleichsmessungen an Waldböden in den Jahren 1981 (388 Profile) und 1982 (120 Profile) wird nachgewiesen, daß in allen untersuchten, über Bayern verteilten Landschaften seit 1953/70 (Zeitraum der ersten Probenahme) zusätzliche Bodenversauerung in unterschiedlichem Ausmaß und mit unterschiedlichem Anteil eingetreten ist. Der bei 45% der Profile nachgewiesenen aktuellen Versauerung stehen in den meisten Gebieten Fälle von Aufbasung gegenüber (insgesamt bei 21% aller Profile). Diese sind zum großen Teil auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen (z.B. auf Düngung, auf Einwirkung von carbonathaltigen Stäuben aus dem Umland). In der Gesamtbilanz dominiert jedoch die Versauerung.

Der Anteil der aktuell versauerten Böden und die in pH-Einheiten gemessenen Absenkungsbeträge nehmen mit steigender H-Ionenkonzentration, also mit sinkenden pH-Ausgangswerten erwartungsgemäß ab (mittlere Absenkung um 0.38 pH-Einheiten bei Ausgangs-pH 3.0 - 3.4, 1.85 pH-Einheiten bei Ausgangs-pH 6.0 - 6.9).

Bei sehr stark bis extrem sauren Ausgangswerten von pH 2.8 und tiefer in Oberböden und 3.2 und tiefer in Unterbodenhorizonten werden keine zusätzlichen Versauerungen mehr gemessen.

⁺⁾ Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstr. 28, 8000 München 22



Zur Bodenentwicklung in jungquartären Hochflutsedi-
menten im nördlichen Oberrheintalgraben

von

Wollersen, Th.⁺

Angeregt durch Untersuchungsergebnisse vom Niederrhein (SCHRÖDER, 1979, SCHOLZ & SCHRÖDER, 1981, SCHOLZ, SCHRÖDER, ZAKOSEK, 1982), wurden ähnliche Untersuchungen an jungquartären Hochflutlehmen im nördlichen Oberrheintalgraben durchgeführt. Wie in Abb. 1 skizziert, erstreckt sich das Untersuchungsgebiet von Wolfskehlen im Norden bis Frankenthal im Süden. Zwei der untersuchten Böden liegen linksrheinisch, nahe Frankenthal (P. 11 - 14), fünf rechtsrheinisch (P. 5, 6, 7, 8, 9, 10, 16, 17, 18, 19). Diese Böden entstanden aus Hochflutlehmen des Rheins. Zusätzlich wurde ein Boden aus Hochflutlehm des Bergstraßen-Neckars (P. 1, 2) untersucht. Nach Angaben in der Literatur repräsentieren die ausgewählten Böden eine Chronosequenz vom Spätpleistozän bis heute (Übersicht 1).

Ein Ziel der Untersuchungen war es, bodengenetische Differenzierungen zu erfassen. Dafür war ein ungefähr vergleichbares Ausgangssubstrat eine wesentliche Voraussetzung, das jedoch nur bei älteren und jüngeren, dagegen nicht bei Böden einer intermediären Altersstellung angetroffen wurde. Die Geländeuntersuchungen zeigten aber auch, daß die Böden intermediärer Altersstellung keinen markant von den älteren und jüngeren Böden abweichenden Entwicklungsstand aufweisen. So erschien es durchaus berechtigt, die Untersuchungen auf die beiden Extreme zu beschränken.

Von jedem Boden wurden zwei Parallelprofile untersucht. Bei also nur zwei Wiederholungen erschien es wenig aussichtsreich, mit klassischen statistischen Verfahren Unterschiede zwischen den Böden abzusichern, zumal bereits sehr früh erkennbar wurde, daß die Unterschiede offenbar nur gering sind. Es wurde daher darauf abgehoben,

⁺ Inst. f. Bodenkunde, Nußallee 13, 5300 Bonn 1

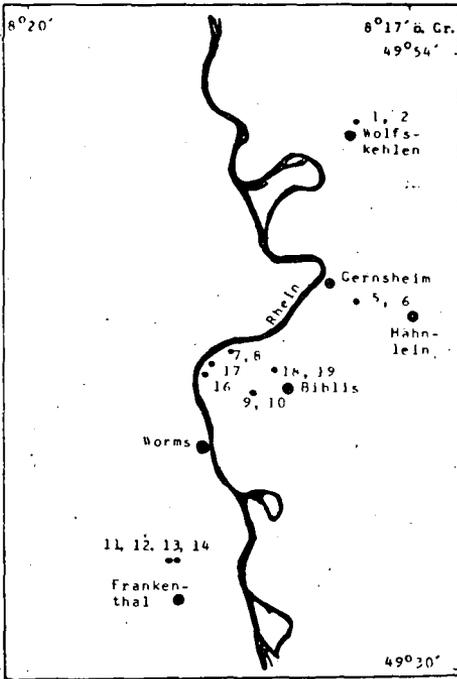


Abb. 1: Untersuchungsgebiet mit Lokalität und Nummer der untersuchten Profile

jedes Profil anhand einer Vielzahl von Merkmalen zu charakterisieren, um Vergleiche mittels Verfahren der Clusteranalyse anzustellen. Dabei galt es insbesondere auch, Merkmale ausfindig zu machen, die für stratigraphische Untersuchungen dienlich sind.

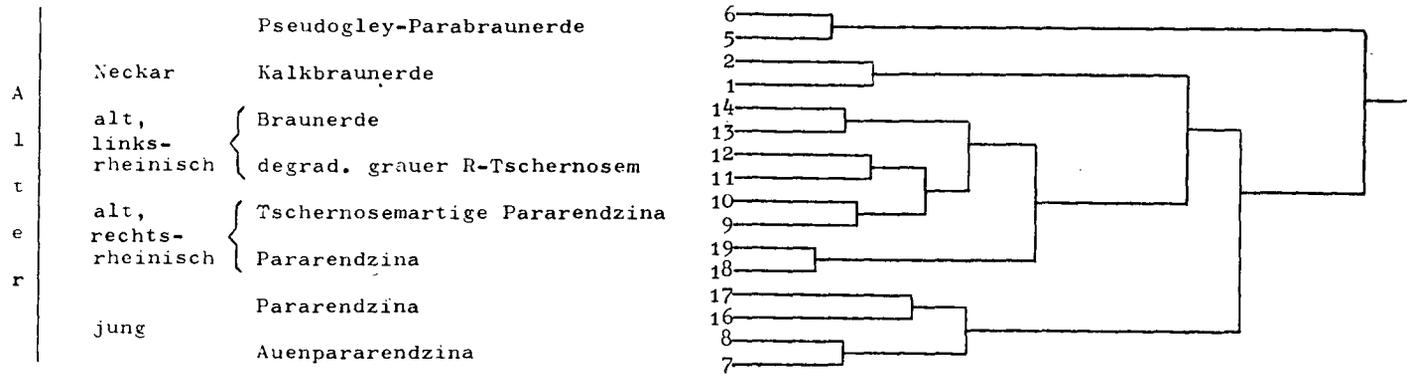
Nimmt man an, daß mit einer kontinuierlichen Bodenentwicklung eine kontinuierliche Entwicklung der Bodenmerkmale einhergeht, folgt, daß die Ähnlichkeit von Böden einer Chronosequenz im Einklang mit der Altersstellung abgestuft ist.

Wenn die Bodenentwicklung kontinuierlich verlief und die Annahmen über die Altersstellung zutreffen, läßt sich das in Übersicht 2 wiedergegebene Dendrogramm zeichnen. Zusätzlich

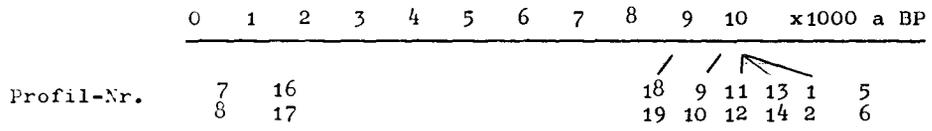
sind in dieses Dendrogramm noch Annahmen über bodengenetische Beziehungen innerhalb der älteren Gruppe sowie über die Herkunft der Sedimente (P. 1, 2) eingeflossen. Aufgrund der Andersartigkeit von P. 5, 6 lag es nahe, diese von vornherein auszugliedern. Im einzelnen liegen diesem Idealdendrogramm folgende Vorstellungen zugrunde: die Profile 7, 8 des jüngsten Bodens sind den Profilen 16, 17 des nächst älteren Bodens am ähnlichsten. Zusammen bilden diese Profile die Gruppe der jüngeren Böden. Zu den Profilen 18, 19 des nächst älteren Bodens besteht ein größerer zeitlicher Abstand von etwa 7000 Jahren, während diese Profile den übrigen Profilen der älteren Gruppe zeitlich wesentlich näher stehen. Aufgrund des Steppebodencharakters stehen die Tschernosemartige Pararendzina (P. 9, 10) und der degradierte graue Rheintal-Tschernosem (P. 11, 12) in naher Verwandtschaft. Die mit dem R-Tschernosem eng vergesellschaftete Braunerde (P. 13, 14) ist diesem nah verwandt, zudem altersgleich und weist die gleiche Zusammensetzung des Ausgangsgesteins auf. Somit ergibt sich eine ältere Gruppe, die in sich, wenn auch schwach, nach links- und rechtsrheinisch differenziert ist. Aufgrund der An-

Spätpleistozän

Profil-Nr.



Übersicht 2: ideales Dendrogramm



Übersicht 1: Altersstellung der Böden nach Angaben in der Literatur

nahmen über das Alter des Bodens aus Hochflutlehm des Neckars (P. 1, 2) ist dieser der älteren Gruppe zugeordnet. Für die Pseudogley-Parabraunerde (P. 5, 6) wurde zunächst ein spätpleistozänes Alter angenommen. Auch Profilmorphologie und Bodentyp weisen die im Dendrogramm wiedergegebene Sonderstellung aus. Es muß betont werden, daß dieses Dendrogramm das Ergebnis einer theoretischen Ableitung ist. Erstellt man nun ein Dendrogramm durch eine Clusteranalyse aller 87 hier untersuchten Merkmale, ergibt sich folgendes Bild (Abb. 2):

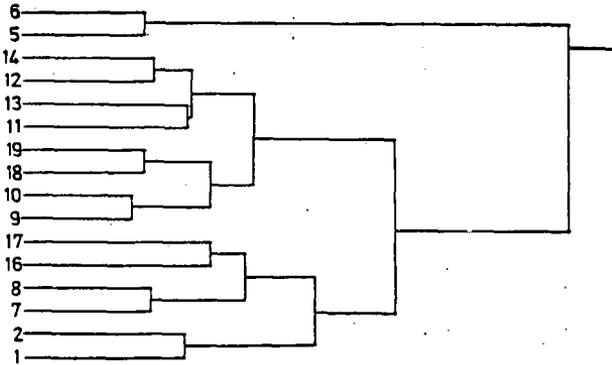


Abb. 2: Dendrogramm, alle Merkmale

Die Übereinstimmung mit dem Ideal ist recht gut. Allerdings ähnelt die Kalkbraunerde aus Hochflutlehm des Neckars (P. 1, 2) mehr den jüngeren Böden. Bei den älteren Böden werden die rechts- von den linksrheinischen getrennt, wobei die Gruppierung der räumlichen Nähe entspricht (P. 11 - 14 und P. 9, 10, 18, 19 bilden je eine Gruppe). Der Steppenbodencharakter kommt offenbar nicht zum Tragen. Verglichen mit den Unterschieden zwischen der älteren und der jüngeren Gruppe (mit P. 1, 2), erscheinen die Unterschiede innerhalb der Gruppen gering. Das gilt erst recht im Vergleich mit P. 5, 6. Berücksichtigt man nicht alle 87 Merkmale, sondern nur Teilmengen, d.h. Einzelmerkmale oder Merkmalskomplexe, ergeben sich mehr oder weniger abweichende Gruppierungen. Kein Einzelmerkmal und kein Merkmalskomplex gibt genau die Gruppierung des Idealdendrogrammes oder des Dendrogrammes aller Merkmale wieder. Es hat sich als recht schwierig erwiesen, ein Maß für die Wiedergabetreue eines Merkmales zu definieren. Dazu ist ein gesonderter Artikel in Vorbereitung (WOLLERSEN & SCHOLZ).
Sieht man die Merkmale auf bodengenetische Trends durch, läßt sich

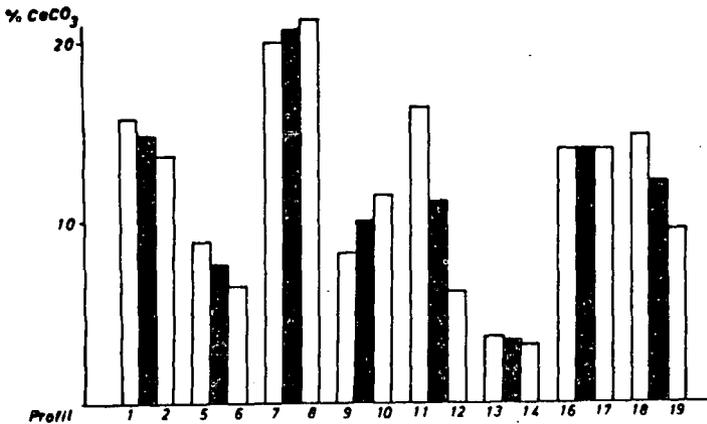


Abb. 3: mittlerer CaCO₃-Gehalt auf 100 cm Tiefe

□ Einzelwert ■ Mittelwert

eine Abnahme der durchschnittlichen Kalkgehalte zwischen 0 und 100 cm Tiefe mit zunehmendem Alter erkennen (Abb. 3). Dabei entwickelt sich ein Gradient mit von der Krume zur Tiefe steigenden Gehalten mit gleichzeitig steigender Akkumulationstendenz in der Tiefe, wobei örtlich dichte Kalkkrusten (Rheinweiß) entstehen. Je tiefer unter Flur eine markante Schichtgrenze liegt, desto schneller verläuft offenbar die Kalkauswaschung im oberen Profilbereich. Darin könnte eine Erklärung für die sehr kleinräumige Vergesellschaftung von Braunerden und Steppenböden der Frankenthaler Terrasse liegen.

Die Kohlenstoffgehalte deuten einen Humusabbau mit zunehmendem Alter an. Andeutungsweise lassen der R-Tschernosem und die Tschernosemartige Pararendzina geringfügig höhere Humusgehalte und günstigere Sorptionseigenschaften erkennen als die übrigen älteren Böden.

Silikatverwitterung ließ sich nur in der Frankenthaler Braunerde belegen, Tonverlagerung dagegen auch in der Pseudogley-Parabraunerde. Die fehlende Silikatverwitterung sowie mikromorphologische und schwermineralogische Hinweise auf Laacher Bimstuff machen für die Pseudogley-Parabraunerde eine allochthone Entstehung, etwa als Rinnefüllung, wahrscheinlich.

Bei den meisten anderen Merkmalen lassen sich Unterschiede des Sedimentes von bodengenetisch bedingten nicht trennen. Die höheren Sandanteile bei den älteren wie die höheren Schluffanteile bei den jün-

geren Böden lassen sich aber nur als Eigenschaften der Sedimente verstehen. Der Hochflutlehm des Neckars ist vergleichsweise feinsandreicher.

Pedogene Oxide und Gesamtelementgehalte lassen bei den jüngeren Böden auf höhere Anteile vorverbraunten Materials schließen, ebenfalls eine Sedimenteigenschaft.

Da eine Unterscheidung zwischen sedimentbedingten und bodengenetisch bedingten Merkmalsausprägungen bei den hier untersuchten Böden oft unmöglich ist, erscheint eine Abgrenzung der Böden nach genetischen Kriterien schwierig. Die gewählten Bodentypenbezeichnungen sind daher nur provisorische Arbeitsbezeichnungen. Um Bodeneinheiten auszuhalten, dürfte eine Merkmalsklassifikation geeigneter sein. Dazu ist eine detailliertere Diskussion in Vorbereitung.

Literatur

- BECKER, E., 1965: Stratigraphische und bodenkundliche Untersuchungen an jungpleistozänen und holozänen Ablagerungen im nördlichen Oberrheintalgraben.- Diss., Frankfurt.
- SCHARPFF, H.-J., 1977: Geologische Karte von Hessen 1:25 000 , Bl. 6316 Worms.- Wiesbaden.
- SCHOLZ, A., SCHRÖDER, D., 1981: Alterseinstufung von Auenböden des Niederrheins nach Merkmalen durch die Clusteranalyse.- Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 32, 639-650.
- SCHOLZ, A., SCHRÖDER, D., ZAKOSEK, H., 1982: Objektive Bewertung der Bodenentwicklung in Auen des Niederrheins mit Hilfe der multiplen Regressions- und Clusteranalyse.- Z. Pflanzenernähr. u. Bodenk.
- SCHRÖDER, D., 1979: Bodenentwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehmen des Niederrheins.- Habilitationsschrift, Bonn.
- WOLLERSEN, TH.W., 1982: Zur Boden- und Sedimententwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehmen von Rhein und Neckar im nördlichen Oberrheintalgraben.- Diss., Bonn.
- WOLLERSEN, TH.W., 1983: Zur Boden- und Sedimententwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehmen von Rhein und Neckar im nördlichen Oberrheintal.- Relief und Pedopaläoklima 3.
- WOLLERSEN, TH.W., SCHOLZ, A., 1983: Die Clusteranalyse als Hilfsmittel bei bodengenetischen und stratigraphischen Untersuchungen an Hochflutlehmen.- Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. (in Vorbereitung)

Phasenkontrastmikroskopische Untersuchungen zur Feldspat-
verwitterung in Paläoböden Schleswig-Holsteins

von
Zöller, L.^{†)}

Den bodenmineralogischen Untersuchungen lag die Idee zugrunde, daß in interglazialen Bodenbildungen eine Feldspatverwitterung in den A- bzw. E- (Naßbleich-) Horizonten gegenüber den C-Horizonten erkennbar sein könnte. Das heißt, in den A bzw. E-Horizonten wurden deutlichere Verwitterungsspuren an Feldspatkörnern erwartet als in tieferen Bodenhorizonten, oberflächennah bis zur völligen Auflösung einzelner Feldspatkörner (besonders der Plagioklase). Demzufolge war - bei homogenem Ausgangsmaterial - eine Abnahme der Feldspatzahl in den A- bzw. E-Horizonten zu erwarten (Feldspatzahl = $\frac{\text{Feldspäte}}{\text{Quarze}} \times 100$).

In einem Streupräparat mit einem Lichtbrechungsindex des Einbettungsmittels von $n=1,541$ wurden Quarze, Feldspäte, helle und dunkle Glimmer, Schwerminerale und Opakminerale unter dem Phasenkontrastmikroskop ausgezählt und in Korn%-Werte umgerechnet. In einem zweiten Präparat mit $n=1,527$ wurden nur die Kalifeldspäte gegen alle anderen Körner ausgezählt. Durch Umrechnung können die Feldspatzahlen für Kalifeldspäte und Plagioklase nun gesondert angegeben werden. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß sich durch Streuung der Werte bedingte Fehler multiplizieren.

Von der mU-Fraktion wurde eine feine Spatelspitze voll Probenmaterial auf einen Filter aufsedimentiert, der sich im Einbettungsmittel optische auflöst.

Nachfolgend werden einige ausgewählte Ergebnisse vorgestellt.

In den Probenreihen S 11 W und S 12 W aus dem treenezeitlichen Bleichlehm auf drenthezeitlichen Geschiebemergeln am Roten Kliff bei Wenningstedt/Sylt (Tab. 1) streuen die Feldspatzahlen, und "Ausreißer" sind nicht selten. Doch zeichnet sich deutlich ab, daß die Feldspatzahlen in den Naßbleich-(E-) Horizonten im Schnitt um einige Punktwerte unter denen der Bs- und C-Horizonte liegen, in der mU-Fraktion vielleicht noch deutlicher als in der gU-Fraktion.

^{†)} Universität Trier, Geographie/Geowissenschaften, Postf.3825, 5500 Trier

Die Probenserie B6StTr (Tab. 2) entstammt dem bekannten Profil des Treene-Bodens im Hauptaufschluß von Böxlund. Über dem in Beckenschluff und dünner sandiger Moräne ausgebildeten Bleichlehmprofil liegen noch schwach podsolierte Feinsande, vermutlich abgespültes und umgelagertes Material aus dem E-Horizont des Treene-Bodens. In diesem podsolierten Treene-Material sind die Feldspatzahlen am niedrigsten. Noch im Beckenschluff ist eine klare Zunahme nach unten bis zum Bs-Horizont erkennbar. In tieferen Teilen ist eine erneute Abnahme offensichtlich auf Inhomogenität im Material oder auf "intrastratal solution" zurückzuführen (s.u.).

An der E-Seite des Aufschlusses in Böxlund (B6TrE) liegt der Treene-Boden in einer glazialtektonischen Mulde vor. E- und Bs-Horizont sind in sU entwickelt, der C-Horizont besteht aus Sand, in den Geschiebemergel eingeschuppt ist. Die Verarmung des C-Horizontes an Feldspäten der fS-Fraktion gegenüber dem Bs-Horizont ist ebenso frappierend wie die des sandigen C-Horizontes gegenüber dem Geschiebemergel. Da aber die Feldspatzahlen der gU-Fraktion eine ganz andere Verteilung zeigen, kann der Einfluß der Feldspatverwitterung aufgrund zu starker Inhomogenität nicht genau abgeschätzt werden.

Im Hauptaufschluß von Böxlund folgt über dem glazialtektonisch verquetschten Treene-Bleichlehm und einem weiteren glazialtektonisch ausgewalzten Podsol-Bleichlehm ein nicht mehr glazialtektonisch beanspruchter, schwacher, teilweise zweigeteilter podsolierter Bodenkomplex in Warthe-Material, der bis auf weiteres als Mildstedt-Interstadialboden aufgefaßt wird (B6Mi). Es ist eine deutliche Verarmung der Ah- und Ae-Horizonte an Feldspäten der fS-Fraktion gegenüber den Bs- und BvC-Horizonten festzustellen.

Hingegen ist die Feldspatzahl in einem reliktschen BtSd aus der Eemzeit am Emerlev-Kliff (Dänemark) gegenüber dem Warthe-Geschiebemergel gleichbleibend (EmEe, Tab. 3). Die Entkalkungstiefe beträgt nur 2-2,5 m.

Ätzungsformen von Feldspatkörnern

Die Feldspatkornformen wurden in die Klassen "frischer Bruch", "spätig mit nur schwacher Ätzung", "Körner mit Gruben und randlichen Kerben", "gezackte Körner" und "teilweise aufgelöste Körner" eingeteilt. Bei den teilweise aufgelösten Körnern handelt es sich meistens um Plagioklase. Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen, die Herr Dipl.-Min. N.Nun, Trier, freundlicherweise anfertigte, zeigen den Zustand von oberflächlichen Lö-

sungsgruben und randlichen Kerben an einem Kalifeldspat (Abb. 1) und einen teilweise aufgelösten Plagioklas (Abb. 2). Die Lösungsgruben sind bevorzugt entlang der Richtung der besten Spaltbarkeit orientiert.

Da Übergänge zwischen den einzelnen Klassen auftreten, ist eine gewisse Subjektivität bei der Auszählung nicht zu vermeiden. Es ist auffällig, daß selbst in den C-Horizonten sehr wenige frische Bruchformen aufzufinden sind. Die Gletscher haben vermutlich überwiegend Material aus älteren Bodenbildungen mitgenommen.

Im Treene-Bleichlehm von Böxlund (Tab. 2, BöStTr) zeigen im Allgemeinen die E- bzw. Ae-Horizonte deutlich stärkere Anätzungsformen als die Bs-Horizonte. In der Probe 47 und noch stärker in der Probe 54 fielen starke randliche Kerben auf, jedoch wenige oberflächliche Lösungsgruben. Die Kerben bildeten sich fast ausschließlich entlang von Spaltflächen, sodaß die Körner ein "computerbildartiges" Aussehen haben. Diese Erscheinung ist möglicherweise auf "intrastratal solution" im Beckenschluff (Vorhandensein von Wasser) zurückzuführen.

Im Treene-Boden in Muldenlage (BöTrE) wird die Feldspäte-Ätzung im E-Horizont am deutlichsten.

Überraschenderweise wurden starke Ätzungserscheinungen in den schwachen interstadialen Mildstedt-Podsolen (BöMi) festgestellt. Der hohe Wert der Probe 206 (IBs) zeigt, daß dieser Bs aus umgelagertem IIAh-Material hervorgegangen ist.

Im BtSd des Eem-Bodens von Emerlev (EmEe) ist dagegen fast keine stärkere Feldspäte-Ätzung als im zugehörigen Geschiebemergel feststellbar. Im Bt hat also wohl nur Toninfiltration, aber keine bedeutende Feldspatverwitterung stattgefunden.

Aus den vorliegenden Daten werden vorläufig folgende Schlüsse gezogen: die Feldspatverwitterung in Paläoböden auf Moränenmaterial ist in erster Linie vom pH-Wert abhängig und damit vom Bodentyp, der wiederum vom Ausgangsmaterial, dem Klimagang und der Vegetation abhängt. Die Treene-Bleichlehme zeigen eine im Einzelfall differenzierte, im Allgemeinen aber doch deutlich stärkere Feldspäte-Ätzung der Naßbleichhorizonte.

Danksagung

Herrn Dr. Hugenroth, Göttingen, sei herzlich dafür gedankt, daß er mich in die Technik der Phasenkontrastmikroskopie einführte.



Abb. 1 Angewetzter Kalifeldspat, Oberflächengruben und randliche Kerben (REM-Aufnahme: N. Nun, Trier).



Abb. 2 Aufgelöster Plagioklas (REM-Aufnahme: N. Nun, Trier).

Tab. 1 Rotes Kliff

Nr	Serie	Frakt.	Horiz.	Feldspat-Zahl			Bemerkungen
				gesamt	KFS	Plag.	
13	S 12 W	gU	E	24	21	3	
12			Bs	32	22	10	
11			Bs	24	18	6	
10			Bs	31	22	9	
9			C ⁺)	38	?	?	Na-dithionit
9			C ⁺)	26	24	2	Na-dith.+HCl
23	S 11 W	gU	EBs	24	18	6	sekund.Fe-Anreich.
24			E	27	17	10	
20			E	27	19	8	
22			E	31	29	2	(?)
19			E	29	21	8	
21			Bs	30	21	9	
18			Bs	30	21	9	
17			Bs	24	19	5	
16			Bs	37	24	13	
15			Bs	33	26	7	
14			C ⁺)	29	23	6	
13	S 12 W	mU	E	31			
12			Bs	33			
11			Bs	39			
10			Bs	31			
9			C ⁺)	40			
24	S 11 W	mU	E	28			
20			E	28			
21			Bs	28			
15			Bs	35			
14			C ⁺)	36			

+) Geschiebemergel

Tab. 2 Böxlund a) gU-Fraktion

Nr	Serie	Horiz.	Feldspat-Zahl gesamt KFS Plag.			a	b	c	d	e	Bemerkungen
39	BöStTr	Ae	17	15	2	-	2,3	83,5	10,0	4,2	
40		BE	20	15	5	-	1,2	90,5	7,7	0,6	organ. Anreich.
41		E	21	17	4	-	1,2	93,6	5,2	-	
42		E	25	16	9	-	1,4	93,7	4,3	0,6	Moräne
43		EB	22	15	7	-	0,4	90,9	8,3	0,4	Beckenschluff
44		E	25	16	9	-	0,6	88,6	9,9	0,9	
45		Bs	28	19	9	-	0,4	5,6	92,7	1,3	-
46		BtC1	24	16	8	-	0,3	4,7	92,6	2,4	-
47		BtC2	22	18	4	-	0,6	6,6	91,6	1,2	-
54		C	25	17	8	-	0,5	5,0	91,0	3,3	-
201	BöTrE	E	44	27	17	-	2,0	76,8	16,7	4,5	
202		Bs	29	18	11	-	0,7	2,2	93,3	3,4	0,4
203		C**	34	22	12	-	1,6	94,8	2,6	1,0	
204		C*	39	22	17	-	0,5	3,8	91,1	4,1	0,5

b) fS-Fraktion

201	BöTrE	E	16	10	6	-	2,6	80,1	15,8	1,5	
202		Bs	22	17	5	-	0,9	1,8	91,9	4,9	0,4
203		C**	10	9	1	-	3,9	94,1	2,0	-	
204		C*	18	10	8	-	0,7	2,8	93,1	3,4	-
205	BöMi	IAh-Ae	11	8	3	-	0,5	88,0	9,5	2,0	
206		IBs	15	9	6	-	1,8	80,0	15,3	2,9	
207		IIAh	12	9	3	-	0,6	0,6	81,1	16,6	1,2
208		IIBs	15-18	?	?	-	1,4	4,3	94,3	-	-
209		IIBvC	16	11	5	-	0,4	2,1	95,0	2,5	-

Tab. 3 Emerlev-Kliff

211	EmEe	BtSd	20	13	7	-	1,4	3,2	93,1	2,3	-
212		C*	20	12	8	-	2,5	2,5	93,8	1,3	-

*= Geschiebemergel **=Sand, a=Frischer Bruch, b=spätig mit geringer Ätzung, c=Gruben und randliche Kerben, d=gezackt, e=teilweise aufgelöst

Werte a-e in Korn%

K O M M I S S I O N

VI



Bestimmung der relativen Bodenabträge mit Hilfe
der Regensimulation

von

Auerswald, K. ⁺

Für die Berechnung des langfristigen Bodenabtrags eines Feldes mit der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung ABAG (Schwertmann et al. 1982) müssen die gebietsspezifischen Faktoren R, K und C bekannt sein. Für den Fruchtfolgefaktor C benötigt man die R-Faktorenanteile der verschiedenen Perioden innerhalb einer Fruchtfolge und die zu diesen Perioden gehörenden Relativen Bodenabträge (RBA). Diese geben den Bodenabtrag relativ zum langjährigen Schwarzbracheabtrag an (Wischmeier & Smith, 1978).

Die Bestimmung dieser RBA's kann durch langjährige Messungen oder schneller mit Hilfe eines geeigneten Regensimulators erfolgen. Es wurde daher ein kreisförmiger Starkregensimulator verwendet, mit dem Regen einer Intensität von 65 mm/h erzeugt werden können. Der simulierte Regen kommt dem natürlichen sehr nahe, da er eine Energie von ca. 80% eines gleichstarken natürlichen Niederschlages aufweist (Wischmeier & Mannering 1969). Seine Intensität ist außerdem ausreichend hoch, um auch bei sehr erosionsvermindernden Bedingungen, z.B. einem LS-Faktor von 0.3 und einem RBA von 0.1%, noch verwertbare Abfluß- und Abtragsereignisse zu erzeugen. Damit wird ein Differenzieren zwischen verschiedenen Kulturzuständen möglich. Der Regensimulator läßt sich auch in hohen Kulturen wie Mais mit noch ausreichender Fallhöhe einsetzen.

⁺ Lehrstuhl für Bodenkunde, TU München, D-8050 Weihenstephan

Mit diesem Regensimulator wurden in einem dreistufigen Beregnungszyklus aus Trocken- (1h), Feucht- (0.5h) und Naßlauf (0.25h) (Schwertmann et al. 1983) verschiedene Stadien nach der Wintergerstenernte und der Körnerrapsernte berechnet. Es konnte dabei gezeigt werden, daß der Boden nach der Ernte in einem gut geschützten Zustand vorliegt (RBA's zwischen 1% und 3%), der durch eine flache Bearbeitung, sei es Grubbern, Fräsen oder Pflügen nur geringfügig gestört wird (RBA's zwischen 4% und 10%). Ein Gründüngungsanbau vermindert durch die Pflanzenbedeckung und intensive Durchwurzelung die RBA's noch weiter auf 4% bis 0.1%. Erst durch die Saatbettbereitung mit dem häufigen Befahren und der pflanzenbaulich erwünschten Verdichtungszone unter einer Krümschicht steigt der RBA selbst auf gut strukturierten, mit organischer Substanz ausreichend versorgten Böden, je nach Bearbeitungsverfahren, auf 75% bis 86% und kommt damit nahe an den Abtrag einer langjährigen Schwarzbrache.

Literatur

Schwertmann U. und Mitarbeiter, 1982: "Die Vorausschätzung des Bodenabtrages durch Wasser in Bayern", Lehrstuhl für Bodenkunde, Weihenstephan

Schwertmann U., K. Auerswald, M. Bernard, 1983: "Methoden zur Messung des Bodenabtrages durch Wasser", Geomethodica, im Druck

Wischmeier W.H., Mannering, 1969: "Relation of soil properties to its erodibility", Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 33, 131-137

Wischmeier W.H., D.D. Smith, 1978: "Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning", USDA-Handbook No. 282

Erfahrungen mit einem Laborregner und erste Ergebnisse von
erodibilitätsbestimmungen (K-Faktor).

von

Becher, H.H.⁺, K. Auerswald⁺ und M. Bernard

Bei der Adaption des US-amerikanischen Erosionshandbuches (WISCHMEIER u. SMITH, 1978) auf bayerische Verhältnisse (SCHWERTMANN et al., 1981) wurden die Beziehungen u.a. zwischen Bodeneigenschaften und Bodenerosion übernommen. Da sich jedoch der vorherrschende geologische Untergrund und die darauf entstandenen Bodentypen in den USA und in Mitteleuropa z.T. beträchtlich unterscheiden, ist es erforderlich, die Erodibilität der Böden Mitteleuropas unter konstanten Bedingungen beispielhaft zu überprüfen.

Hierfür wurde ein rotierender (1 U/min) Laborregner (AUERSWALD et al., 1984) eingesetzt, der für die Messungen vom Maschinenraum in einen freien Fahrstuhlschacht gerollt wird. Einweg-Injektionsnadeln mit aufgesetzten Gummischiebchen als Tropfenformer werden auf Düsenstützen gesetzt, die nach GABRIELS et al. (1973) und MUTCHLER u. MOLDENHAUER (1963) in 16 radial angeordnete Plastikrohre eingesetzt sind. Boden- und Plantschwanne ruhen über dem Schachtboden auf einem 9% geneigten Rahmen und sind so gebaut (AUERSWALD et al., 1984), daß Oberflächenabfluß, Sicker- und Plantschwasser einschließlich Sediment getrennt in 1000ml fassenden Auffanggefäßen erfaßt werden können. Der zwischen Tropfenformer und Bodenoberfläche ca. 15m betragende Abstand gewährleistet die Tropfenendgeschwindigkeit. Durchmesser der Tropfenformer und hydrostatische Druckhöhe im Wasserverteiler ermöglichen gleichbleibende Regenintensitäten von 3-70 mm/h mit erwünschter relativ einheitlicher Tropfengröße. Die kinetische Energie der simulierten Starkregen entspricht der natürlicher Starkregen.

Die lufttrocken eingefüllten, anschließend kapillar gewässerten Böden (3-30 mm ϕ) aus A_p-Horizonten einer Braunerde aus Sand, einer Braunerde aus lehmigem Sand, zweier Pseudogleye aus Löss und einer Pelosol-Braunerde aus sandig-tonigem Lehm zeigten den gleichen Verlauf des Abfluß- und Abtragsgeschehens bei auf einander folgenden Beregnungen (AUERSWALD et al., 1984a), nämlich

⁺ Lehrstuhl für Bodenkunde, TU München, D-8050 Freising-Weihenstephan

bei der Erstberechnung überwiegend Sickerwasser, im Mittel ab 3. Berechnung überwiegend Oberflächenabfluß. Da für diese Messungen außer K alle Faktoren der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung (ABAG) bekannt oder berechenbar sind, kann die Erodibilität K eines Bodens (metrische Einheiten) aus dem gemessenen Abtrag errechnet und mit der nach WISCHMEIER et al. (1971) (metrische Einheiten) bestimmten verglichen werden. Für die Braunerde aus Sand und die Pseudogleye aus Löß war die Übereinstimmung zwischen den gemessenen und den berechneten K-Faktoren mit Regressionskoeffizienten von 0,92-1,02 sehr gut. Jedoch wurde von der Braunerde aus lehmigem Sand 1,5-mal mehr, von der Pelosol-Braunerde aus sandig-tonigem Lehm 2,0-mal mehr Boden erodiert, als nach WISCHMEIER et al. (1971) berechnet wurde. Erst die Ergebnisse von weiteren Böden werden Aufschluß über die Ursachen der Abweichungen geben können.

Literatur

- AUERSWALD, K., BECHER, H. H., BERNARD, M., und HAFEZ, M. (1984): Ein Laborregner zur Erodibilitätsbestimmung von Böden. Z. f. Kulturtechnik u. Flurber. (in Vorbereitung).
- AUERSWALD, K., BECHER, H. H., und BERNARD, M. (1984a): Erodibilität repräsentativer Böden der Hallertau (Südbayern). Z. f. Pflanzenern. u. Bodenk. (in Vorbereitung).
- GABRIELS, D., DeBOODT, M., und MINJAUW, W. (1973): Description of a rainfall simulator for soil erosion studies. Med. Fak. Landbouww., Rijksuniv. Gent 38, 294-303.
- MUTCHLER, C. K., und MOLDENHAUER, W. C. (1963): Applicator for laboratory rainfall simulator. Trans. ASAE 6, 220-222.
- SCHWERTMANN, U., und Mitarb. (1981): Die Vorausschätzung des Bodenabtrags durch Wasser in Bayern (Verfahren nach Wischmeier und Smith). Bayer. St. Min. f. Ernährung, Landwirtschaft und Forsten.
- WISCHMEIER, W. H., JOHNSON, C. B., und CROSS, B. V. (1971): A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. J. Soil Water. Conserv. 26, 189-193.
- WISCHMEIER, W. H., und SMITH, D. D. (1978): Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning. USDA, Agric. Handbook No. 537.

Zur Verdichtungsneigung der Krume landwirtschaftlich genutzter Böden - dargestellt anhand räumlicher und zeitlicher Variation der Porenraumgliederung von Marschböden

von

Burghardt, W.*

1. Einleitung

Auch Böden der Marsch werden als Acker genutzt. Bei vermehrter Dränung nimmt diese Nutzungsform zu. Trotz Dränung bleiben die Marschböden infolge des Grundwassereinflusses und des maritimen Klimas feuchte Standorte, deren Bodengefüge durch große Lasten gestört werden kann. Durch Einsatz schwerer Maschinen ist dies zu erwarten. Die zu erwartende Störung kann jedoch nur beurteilt werden, wenn Untersuchungsergebnisse an weitgehend noch unbelasteten Ackerstandorten zur Verfügung stehen und die zeitliche wie auch räumliche Variabilität der Bodeneigenschaften bekannt sind. Daher soll im folgenden über die Krümmenbeschaffenheit einiger Ackerstandorte der Marsch berichtet werden.

2. Material und Methoden

Über drei Böden wird berichtet: 1. eine unentwickelte Rohbrackmarsch aus schwach tonigem Schluff bei Hörne in der Elbmarsch, und aus der Wesermarsch, 2. eine brackige Flußmarsch aus stark schluffigem Ton bei Rade sowie 3. eine Knick-Brackmarsch aus schwach schluffigem Ton bei Meyenburg. Die Bodenkennwerte enthält Tabelle 1.

In einer Tiefe von 10-15 cm wurden in 100 ml Stechzylindern ungestörte Bodenproben aus der Ackerkrume gewonnen. Einzelheiten zu der Flächengröße, räumlichen und zeitlichen Verteilung der Probenahme können aus Tabelle 2 entnommen werden. An den Proben wurden die pF-Werte im Bereich pF 0 - 2,0 durch hängende Wassersäulen, pF 2,5 - 3,0 im Niederdrucktopf, bei pF 4,2 im Hochdrucktopf an Pasten durch 14tägige Entwässerung, die Rohdichte und die Aschegehalte im Muffelofen ermittelt.

3. Ergebnisse und Diskussion

Abbildung 1 enthält die auf den Flächen bei verschiedenen Probenahmeterminen ermittelten Rohdichten. Die Rohdichten sind überwiegend als gering, bei der Flußmarsch teilweise auch als mittel zu bewer-

ten. Die Streuung wird auf unterschiedliche Krumenlockerung bei der Bodenbearbeitung der einzelnen Jahre und der im Laufe des Jahres erfolgten Bodensetzung zurückzuführen sein. Keine der Proben wies auf extrem verdichtete Böden hin. Eine übermäßige Belastung der Böden mit schweren Fahrzeugen liegt nach diesen Ergebnissen noch nicht vor.

Abbildung 2 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Luftkapazität (LK). Auch diese streut erheblich. An jedem der Standorte ist die Luftkapazität überwiegend gering bis sehr gering. Größere Unterschiede zwischen den Standorten weist die nutzbare Feldkapazität (nFK) auf. Sie ist am höchsten beim schwach tonigen Schluff, gefolgt vom schwach schluffigen Ton vor dem stark schluffigen Ton. Die nFK-Werte streuen ebenfalls stark. Eine eindeutige Zuordnung von Kennziffern der LK oder nFK ist für diese Ackerstandorte nicht möglich, jedoch lassen sich die nFK-Bereiche der Böden absichern.

In Abb. 4 und 5 wurden die Häufigkeitsverteilungen der LK und nFK in Abhängigkeit von der Rohdichte dargestellt. Die Luftkapazität nimmt erwartungsgemäß mit höherer Rohdichte ab. Beim Boden aus schwach tonigem Schluff treten niedrige LK-Werte bereits bei geringerer Rohdichte auf als dies bei den tonreicheren Marschböden der Fall ist. Auffällig ist jedoch, daß bei gleicher Rohdichte eine unterschiedlich hohe LK auftreten kann. Höhere Rohdichten müssen somit nicht geringe Luftkapazitäten bedingen, sondern deuten vielmehr auf eine höhere Wahrscheinlichkeit für das Auftreten geringer LK hin.

Die Beziehung Rohdichte - nFK (Abb. 5) weist ebenfalls, wenn auch undeutlicher, auf abnehmende nFK bei höheren Rohdichten hin. Auch für die nFK gilt wie bei der LK die Feststellung, daß den Rohdichten einer Ackerkrume keine eindeutigen nFK-Werte entsprechen, sondern vielmehr eine bestimmte Verteilung der nFK.

Es stellt sich die Frage, zugunsten welcher Porengrößen die geringe nFK zustande kommt. Dazu wurden in Abb. 6 und 7 die Porenraumgliederungen von jeweils 2 Extremen der nFK-Verteilung bei ähnlichem Volumengewicht dargestellt. Das Beispiel unentwickelte Rohbrackmarsch zeigt eine Verringerung der nFK zugunsten der LK und des Totwasseranteils. Beim Beispiel der Flußmarsch nimmt die nFK bei konstanter LK zugunsten des Totwasseranteils ab. Es zeichnen sich somit in der Krume von Äckern der Marsch zwei Formen der Porenraumgliederung ab,

die zur Verringerung der nFK führen können: 1. hoher Grobporengehalt (LK) und 2. hoher Gehalt an Totwasser.

Untersuchungen über den Aufbau von Textur und Gefüge einzelner Proben liegen zur Deutung des erhöhten Totwasseranteils nicht vor. In der Ackerkrume der Flußmarsch liegen aber die Tongehalte zwischen 29 und 36%. Darauf kann ein Teil der Variabilität zurückgeführt werden.

Die Böden der Marsch weisen überwiegend geringere Luftkapazitätswerte (LK) auf. Eine Verdichtung unter schweren Lasten kann somit nicht mehr die LK verringern, sondern den Anteil mittlerer Poren. Dabei nimmt der Totwasseranteil zu.

Tabelle 1: Bodenkennwerte der Ackerkrume

	OS	S	II	T	pH (CaCl ₂)	CaCO ₃ %
	%	%	%	%		%
<u>Unentwickelte</u>						
Rohbrackmarsch (Hörne)	4,1	52	36	12	7,3	2,6
Flußmarsch (Rade)	3,4	6	61	33	5,9	-
<u>Knick-Brackmarsch</u>						
(Meyenburg)	4,6	1	53	46	5,0	-

Tabelle 2: Flächen, Nutzung und Probenahmeterminen

	Unentwickelte Rohbrackmarsch	Flußmarsch	Knick Brackmarsch
Flächengröße, 'M	100x100	60x70	120x90
Schnitte	3	4 - 5	3
Proben je Schnitt	8	5 - 8	8
Proben je Termin	24	20 - 40	24
	Wi.-Weizen	Hafer	Wi.Gerste
Früchte	Wi.-Gerste	Wi.-Gerste	Wi.Weizen
	Raps	So./Wi.-Weizen	Raps
Jahre	1976 - 1981	1973 - 1981	1976 - 1979
<u>Termine</u>			
Vegetationsbeginn	-	21.4. - 14.5.	24.4. - 15.5.
Schossen des			
Getreides	25.5. - 16.6.	28.5. - 13.6.	31.5. - 20.6.
Ernte	-	13.7. - 29.8.	2.8. - 26.9.

Abb.1 Häufigkeitsverteilung der Rohdichten

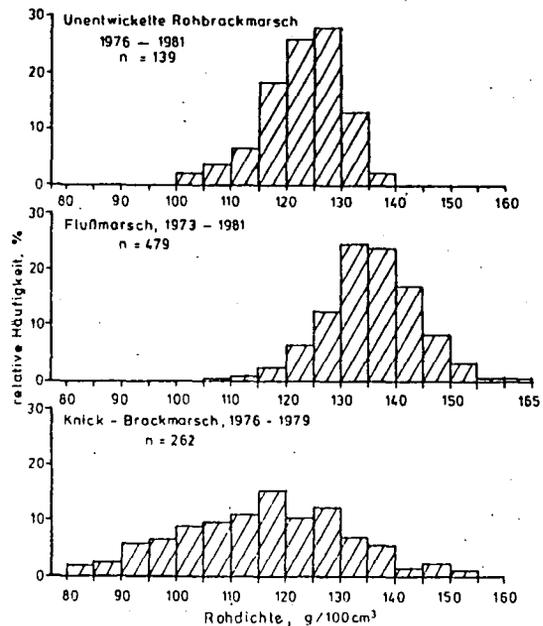


Abb. 2 Häufigkeitsverteilung der Luftkapazität

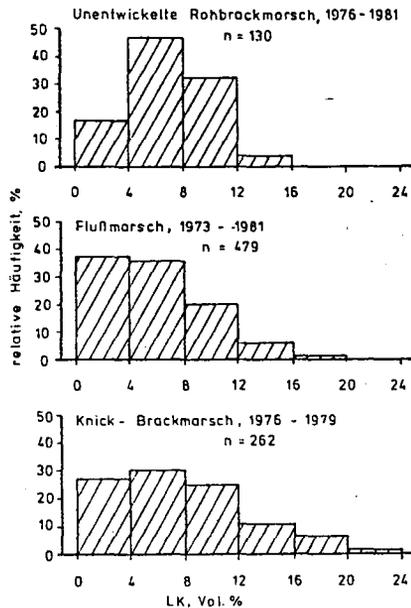


Abb. 3 Häufigkeitsverteilung der nutzbaren Feldkapazität (nFK)

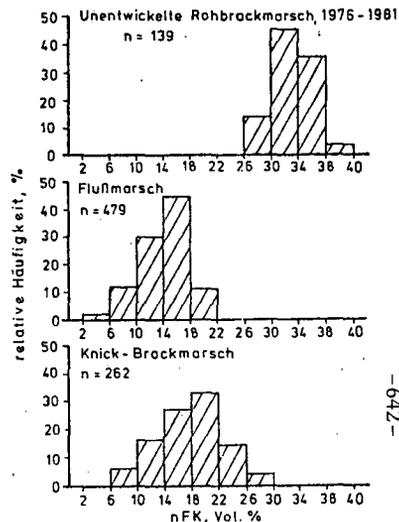


Abb. 4

Häufigkeitsverteilung der Luftkapazität
in Abhängigkeit von der Rohdichte

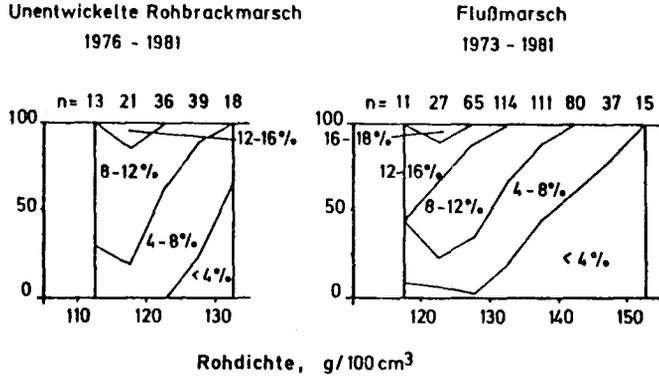
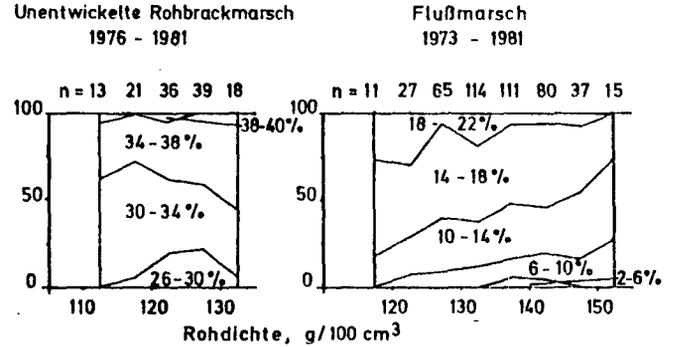
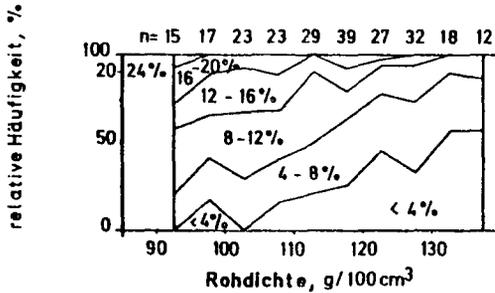


Abb. 5

Häufigkeitsverteilung der nutzbaren Feldkapazität
in Abhängigkeit von der Rohdichte



Knick - Brackmarsch
1976 - 1981



Knick - Brackmarsch
1976 - 1981

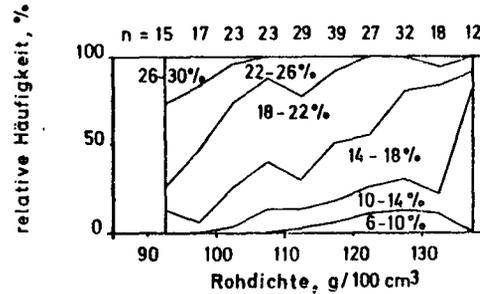


Abb.6

Extreme der Porenraumgliederung - Beispiel unentwickelte Rohbrackmarsch

Rohd. g/100ml	PV	LK	nFK	PWP
	Vol. %			
123	52	4	38	10
121	51	11	26	14

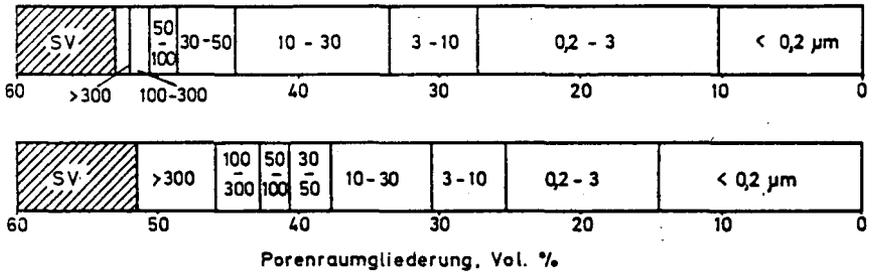
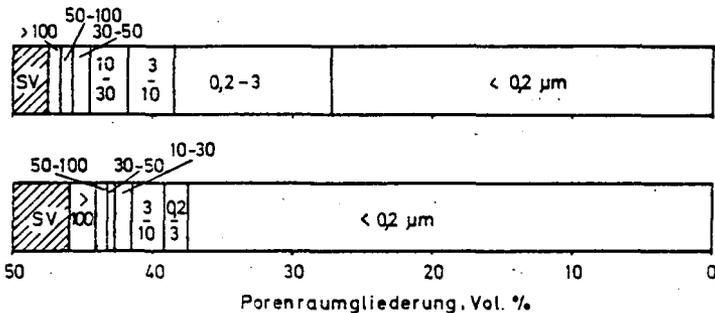


Abb.7 Extreme der Porenraumgliederung - Beispiel Flußmarsch

Rohd. g/100ml	PV	LK	nFK	PWP
	Vol. %			
143	47	2	18	27
143	46	3	6	38



Die bodenkundliche Planungskarte 1 : 5 000 für
Flurbereinigungen, dargestellt an einem Beispiel
aus Niedersachsen.

von

Imamoglu, A. und R. Lüders⁺

Die Flurbereinigung hat das Ziel, die Produktions- und Arbeitsbedingungen in landwirtschaftlich genutzten Gebieten zu verbessern und Anschluß an andere Wirtschaftsräume zu ermöglichen. Die Durchführung der Flurbereinigung ist gesetzlich verankert (Flb.Gesetz v. 14.07.53, Änd.v. 15.03.76). In den Gesetzen wird u.a. angegeben, daß zur Beurteilung des Bodens die Ergebnisse der Bodenschätzung heranzuziehen sind, die jedoch zur Beurteilung einer stark differenzierten Nutzungseignung des Bodens nicht ausreichen. Nur genauere bodenkundliche Daten sichern eine optimale Bodennutzung, eine umweltschonende Bodenverbesserung und einen sinnvollen Bodenschutz.

Bei der Herstellung der bodenkundlichen Planungskarte für Flurbereinigung benutzt das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung die sogenannte "Bodenfolie Stufe 1" mit Grenzen und Klassenzeichen der Bodenschätzung als Hauptgrundlage. In eine kombinierte Lichtpause aus Bodenfolie und Grundriß werden die Daten der vorhandenen geologischen, bodenkundlichen und anderen Archivunterlagen des Verfahrensgebietes eingetragen. Außerdem werden die Profilbeschreibungen der bestimmenden Grablöcher der Bodenschätzung übernommen.

Mit diesen Karten als Konzeptkarte für die Geländearbeit werden die bodenkundlichen Zusammenhänge im gesamten Verfahrensgebiet entsprechend der Kartieranleitung der Arbeitsgruppe Bodenkunde durch zusätzliche 2 m tiefe Bohrungen erkundet und aufgenommen.

Die bodenkundlichen Flächeninhalte der Klassen und Klassenabschnitte der Bodenschätzung werden dem angetroffenen Zustand entsprechend genauer beschrieben. Die Flächen, die gleiche bodenkundliche Kriterien aufweisen, bilden - unabhängig vom Klassenzeichen der Bodenschätzung - Bodeneinheiten. Die überwiegend mit

⁺ Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51

gleichen bodenkundlichen Kriterien gebildeten Bodeneinheiten werden in einer Tabellen-Legende aufgeführt, deren Kopf Abbildung 1 zeigt. Sie sind

Lfd. Nr. u. Kennzeichnung der Bodeneinheit	Bodenart und Schichtung, in Tiefenstufen	Mächtigkeit (dm) und Humusgehalt (h) des Oberbodens (Mh/Oh), in Stufen	Effektive Lagerungsdichte (Ld), in Tiefenstufen	Effektive Durchwurzelungstiefe (We) landw. Nutzpflanzen, in dm	Hilfliche Grundwasserstand (HGR) Mittlere Grundwasserstand (MGR) in dm u. GDF	Grenzflurabstand für landw. Nutzpflanzen, in dm u. GDF	Kapillare Nachlieferung für landw. Nutzpflanzen aus dem Grundwasser, bei KGW in Stufen	Nutzbare Feldkapazität (NFk), bezogen auf effektive Durchwurzelungstiefe, in Stufen	Standortkundliche Feuchtestufe (Sf, Frühjahrsernässung, Sommerfeuchte), in Stufen	Tiefenlage einer unterdrückbaren Schicht, in m	Durchlässigkeit (Kf) oberhalb Dränstiefe, in Stufen	Meliorationsmaßnahmen nach bodenkundlichen Gesichtspunkten				Nutzungs-eignung		
												Rohrdränung bzw. Bedarfsdränung (DB)		Bewegungs (Bedürftigkeit), in Stufen	A-Acker G-Grünland	nach Melioration	Mehrfache Nutzung	
												Dränabstand, in Klassen	Dränstiefe, in m					Dränrisenkapazität (Dn), in Stufen
1																		
2																		
3																		
4																		
5																		
6																		
7																		
8																		
9																		
10																		
11																		
12																		
13																		
14																		
15																		
16																		
17																		
18																		

Abb. 1: Legendenrahmen zur bodenkundlichen Planungskarte 1 : 5 000

in Spalte 1 nach Bodentypen geordnet, und zwar nach Eigenschaften ihres Wasserhaushaltes

grundwasserfreie,
grundwasserbeeinflusste,
stauwasserbeeinflusste,
vom Grundwasser geprägte Böden und
Moore.

In Spalte 2 werden sie nach ihrer Bodenartenschichtung in Tiefenstufen (bis 4, 4 bis 8, 8 bis 13 und 13 bis 20 dm) beschrieben. Bodenart und Bodenartenschichtung sind in Verbindung mit dem Humusgehalt des Oberbodens (Spalte 3) und der Lagerungsdichte der verschiedenen Horizonte (Spalte 4) maßgeblich für die Höhe der nutzbaren Feldkapazität des Bodens für pflanzenverfügbares Wasser (Spalte 10). Die aus der effektiven Durchwurzelungstiefe und der kapillaren Aufstiegshöhe für die verschiedenen Böden berechnete physikalische Größe, der GW-Grenzflurabstand (Spalte 7), ist bei der Entwässerung für die Wahl der Entwässerungstiefe dienlich. Die kapillar aufsteigende Wassermenge aus dem Grundwasser (Spalte 8) in die Durchwurzelungszone ist für die Beurteilung der Folgen von Grundwasserabsenkungen und für die Besäuerungsbefürftigkeit von Bedeutung. Der Meliorationsbedarf ergibt sich aus den natürlichen Eigenschaften der Böden und dem angestrebten Nutzungsziel.

Die Bodenmeliorationsempfehlungen (Spalte 11 bis 18) werden nur nach bodenkundlichen Gesichtspunkten und nicht nach einer betriebswirtschaftlichen Meliorationswürdigkeit gegeben. Je nach Flurbereinigungsart und Verfahrensgebiet können die Beurteilungskriterien erweitert werden.

Ein kleines Gebiet, das als Beispiel für ein Flurbereinigungsverfahren hier vorgestellt werden soll, liegt im Bereich der TK 25 Nr. 3615 Bohnte und 3616 Preußisch-Oldendorf im Vorland des Wiehengebirges bei Bad Essen. Im Süden wird das Verfahrensgebiet durch den Mittellandkanal, im Norden und Osten durch die Gemeindegrenzen von Bohnte und Wittlage bestimmt.

Aus der Bodenkarte 1 : 25 000 geht hervor, daß das Ausgangsmaterial der Böden überwiegend weichselzeitliche feinkörnige fluviatile Sande sind. Diese gehen im Untergrund ab etwa 13 dm Tiefe häufig in meist deutlich dichter gelagerte, kalkhaltige, schwach lehmige und schluffig-lehmige Sande über. In den tieferen Lagen wuchsen Niedermoor- und Torfe auf. Durch Überflutungen der Alten Hunte im Norden sind die Torfe meist überschlickt. Die höheren Flächen im Süden bestehen vorwiegend aus Sandlöß. Außerdem kann man ersehen, wo die Bodeneinheiten der Podsole, der grundwasserbeeinflussten Gleye und Niedermoore sowie der künstlich stark veränderten Böden im Verfahrensgebiet auftreten. Die Angaben der Bodenkarte im Maßstab 1 : 25 000 reichen jedoch nicht aus, um parzellengenaue, bodenkundlich bedeutsame Aussagen für Flurbereinigungen zu machen.

Dafür ist eine Karte im Maßstab 1 : 5 000 erforderlich, aus der die Eigenschaften und die Zusammensetzung der verschiedenen Böden nach neuzeitlichen bodenkundlichen Kriterien zu entnehmen ist und damit für das Verfahrensgebiet insgesamt Entscheidungshilfen für die Durchführung verschiedener Maßnahmen unter bodenkundlichen Aspekten zur Melioration gegeben werden können.

Bei den Podsolen, die im Verfahrensgebiet nur kleinflächig auftreten, steht das Grundwasser meist tief, so daß eine kapillare Nachlieferung während der Vegetationszeit nicht möglich ist. In den tieferen Lagen bekommen die Podsole Grundwasseranschluß und gehen schließlich in Gley-Podsole über. Die Unterschiede der beiden Bodeneinheiten beruhen vor allem in der Bodenartenschichtung und auch im Grundwasser-Grenzflurabstand.

Die tiefen Gleye (mittlere GW-Stände 8 bis 13 dm u.GOF) sind meist ausreichend melioriert, daher werden sie bereits als Acker genutzt. Sie sind bei weiterer Grundwasserabsenkung trockenheitsgefährdet.

Die mittleren Gleye (mittlere GW-Stände 4 bis 8 dm u.GOF) weisen stärkere Unterschiede in der Bodenartenschichtung auf. Verbreitet besteht die Gefahr der Verockerung und der Materialeinschlammung in die Dränanlagen. Die schwach vernästen mittleren Gleye sind im Oberboden vorwiegend schluffig, die mäßig vernästen überwiegend tonig. Daher kommt hier neben Grundnässe auch Staunässe vor.

Die flachen Gleye (mittlere GW-Stände 2 bis 4 dm u.GOF) sind auch im Sommer stark bis sehr stark vernäst. Die Moor-Gleye und Niedermoore bestehen meist aus sehr stark zersetzten Erlenbruchwald- und Seggentorfen und weisen überwiegend hohe Grundwasserstände auf. Der Torf liegt meist über stark schluffigem bis schluffigem

Ton und Feinsand. Dieser ungünstige Profilaufbau läßt auch nach einer Entwässerung kaum eine ackerbauliche Nutzung zu.

Bei den gesamten Entwässerungsmaßnahmen ist darauf zu achten, daß der kapillare Kontakt zwischen dem Grundwasser und der Durchwurzelungszone erhalten bleibt.

Die angegebenen Grenzflurabstände, die gerade noch eine minimale Versorgung aus dem Grundwasser ermöglichen (0,3 mm/Tag) dürfen daher nicht unterschritten werden.

Die künstlich veränderten Böden sind fast alle gut durchlüftet und auch bei ungleichmäßigem Profilaufbau tief durchwurzelbar.

Eine derartige, die wichtigen Eigenschaften der Böden darstellende Bodenkarte kann verschiedenen Zwecken in der Flurbereinigung dienen.

Sie zeigt die Tauschfähigkeit von Flächen unter Berücksichtigung der Bodenmeliorationsmöglichkeiten auf, und sie bildet eine Planungsgrundlage für den Wege- und Gewässerplan. Größten Nutzen bringt die Bodenkarte dann für die Durchführung eines Flurbereinigungsverfahrens, wenn sie bereits vor Beginn der Planungsarbeiten erstellt ist.

Literatur

- IMAMOGLU, A. u. R.LÜDERS: Die bodenkundliche Auswertung der Bodenschätzung für Zwecke der Flurbereinigung. -
Z.f.Kulturtechnik u.Flurbereinigung, H.5, 274-278 (1981)
- IMAMOGLU, A. u. B.HEINEMANN: Erläuterung zur bodenkundlichen Planungskarte 1 : 5 000 der Flurbereinigung Harpenfeld, LK Osnabrück. -
Nds.Landesamt f.Bodenforschung (Archiv) (1982)
- MÜLLER, W. et al. (Arbeitsgruppe Bodenkunde): Bodenkundliche Kartieranleitung 3. verbesserte u. erweiterte Aufl. (1983) (im Druck)
- RENGER, M. et al.: Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. -
Z.f.Kulturtechnik u. Flurbereinigung 15, 148-160 (1974).
1. Bericht; 15, 206-221 (1974) 2. Bericht.

Bodenerosionsforschung in Ungarn

Das Meßprogramm des Geographischen Forschungs-
instituts der Ungarischen Akademie der Wissenschaften
von

Kertész, A.[†]

Einführung

Nach Richter /1965/ werden unter Bodenerosion "alle jene Erscheinungen der Abtragung /Denudation, Erosion und Akkumulation/ verstanden, die den Haushalt der Landschaft über ein naturgegebenes Mass hinaus verändern. Sie werden vom Menschen ausgelöst und durch Wasser, Wind und Schwerkraft bewirkt". STEFANOVITS /1981/ betont auch, dass unter Bodenerosion die vom Menschen beschleunigten Prozesse verstanden werden.

STEFANOVITS und DUCK /1964/ haben eine Bodenerosionskartierung durchgeführt, die jedoch nur die landwirtschaftlich benutzte Fläche des Landes betrifft. Nach der Kartierung sind ca 25 % der Gesamtfläche des Landes von den Prozessen der Bodenerosion betroffen /2297 ha/. Die Kartierung basierte auf der Untersuchung von Bodenprofilen. In dem kartierten Gebiet wurde zunächst ein von der Bodenerosion nicht beschädigtes Grundprofil aufgenommen, das als Vergleichsbasis benutzt wurde. Drei Erosionsstufen wurden definiert: schwach erodiert ist der Boden, wenn 70 %, mässig, wenn 70--50 % und stark, wenn weniger als 30 % des Vergleichsprofils festgestellt werden kann. Voraussetzung ist, dass die verglichenen Böden über das selbe bodenbildende Gestein und über die selbe Körnung verfügen, wie das Grundprofil. Ausser der von der Erosion des abfliessenden Wassers betroffenen Gebieten werden die Deflationsgefährdeten Gebiete auch dargestellt.

Über das Mass der Bodenerosion sind verschiedene Berechnungen und Schätzungen bekannt. Nach ERÖDI^{et al.} /1965/ werden jährlich ungefähr 50 mill. m³ wegerodiert, viele Autoren behaupten aber, dass das Mass der Bodenerosion die jährliche Summe von 90--100 Millionen m³ /40 t/ha/ erreicht.

[†]Geographisch.Forschungsinst.der Ungar.Akademie der Wissenschaften
II - 1388 Budapest, Népköztársaság utja 62 Pf.64

In vielen Gebieten schätzt man eine Bodenerosion von 50 t/ha, die einer Abspülung von 1 mm entspricht.

Forschungsziele

Zur Untersuchung der Bodenerosionprozesse haben wir mit einem Messprogramm angefangen, das sowohl zu reinen wissenschaftlichen als auch zu angewandten Forschungszielen dient. Einerseits sind es heutzutage die Prozesse der Bodenerosion, die die Weiterentwicklung des Reliefs auf landwirtschaftlich genutzten Flächen bestimmen. Der Geomorphologe interessiert sich für die Prozesse der Abspülung, Akkumulation und Umlagerung entlang des Hanges. Der angewandte Geograph andererseits möchte die praktische Seite erforschen, d.h. die energiesparende und umweltfreundliche Bewirtschaftung von landwirtschaftlich genutzten Hängen.

Die Ziele stellen sich wie folgt dar:

1. Erfassung der Prozesse der Abtragung und Aufschüttung
 - a/ Abflussmenge und Bodenverlust
 - b/ Aggregatabspülung nach Durchmesser sortiert
 - c/ Korngrösse des Abgeschwemmten Materials
 - d/ Umlagerung entlang des Hanges
2. Rolle der auf die Bodenerosion einwirkenden Faktoren
 - a/ Niederschlagsmenge und Intensität
 - b/ Hangneigung und -Form
 - c/ Bodeneigenschaften
 - d/ Bodenwasserhaushalt
 - e/ Bedeutung der landwirtschaftlichen Nutzung
 - f/ Bedeutung der Bearbeitung
3. Umweltbelastung bzw. Materialverlust durch Abschwennung von Kunstdünger und Pesticiden. Nährstoffaustrag
4. Regionale Differenzierung soweit es aufgrund der Testgebiete möglich ist

Vorgeschichte

Zur Verwirklichung der obengenannten Forschungsziele sind drei Testflächen ausgewählt worden. 1973 wurden mit einem etwas engeren Forschungsziel zwei Messparzellen ausgebaut, von denen die eine aus finanziellen Gründen nur ein Jahr lang existierte. Die andere Parzelle lieferte zwischen 1976--1980 Angaben über Abflussmenge und Bodenverlust. Mit dem Ausbau der neuen Parzellen haben wir im Jahre 1981 angefangen.

Lage der Parzellen

Parzelle 1 liegt im Donauknie, nördlich von Budapest, zwischen Visegrád und Esztergom, in einer Terrassenlandschaft der Donau, die sich auf dem Nordabhang des Visegráder-Gebirge ausgebildet hat. Die Wahl ist auf einen NNW-exponierten Hang gefallen, der sich in einem kleinen Nebental der Donau befindet. Nach stärkeren Gewittern fließt das Wasser durch das Tal in die Donau hinein und so besteht die Möglichkeit, die Sediment- und Umweltbelastung zu schätzen.

Der Messhang gehört zur Ackerfläche eines landwirtschaftlichen Grossbetriebes. Unsere Absicht bei der Auswahl der Parzelle war, ein Gebiet zu finden, wo die Bearbeitung des Feldes mit grossbetrieblichen Methoden ungestört vor sich gehen kann. Es ist auch gesichert, dass die Kulturpflanzen im Durchschnitt alle zwei Jahren gewechselt werden.

Der Hang verfügt über einen mittleren Neigungswert vom 13--14 Grad. Die Oberfläche ist wegen der Bearbeitung uneben, es sind kleinere Stufen vorhanden. Die Untersuchung der Böden entlang des Hanges weist auf die Umlagerung der oberflächennahen Untergrundes. Am obersten Teil der Parzelle bildete sich oberhalb einer fossilen Braunerde aus den Hangsedimenten eine Braunerde mit Steppendynamik. Darunter folgt eine Pararendzina, in Kolluvium ausgebildet. Unterhalb der Pararendzina findet man eine erodierte Parabraunerde.

Darunter sind nur noch Pararendzinen zu finden /alle aus Hangsedimenten entstanden/. Das bodenbildende Gestein ist überall Hanglöss.

Parzelle 2 /die schon seit 1973 existierende Parzelle/ befindet sich im Bakony-Gebirge /Bakonyháza/, SW von Budapest, in einem instrumentierten Einzugsgebiet des Wasserversorgungsamtes des Komitates.

Ein grosser Vorteil dieses Gebietes besteht darin, dass die Daten des Wasserhaushaltes /Niederschlag, Abfluss, Evapotranspiration, Verdunstung/ seit 1963 zur Verfügung stehen.

Die Parzelle befindet sich am untersten Teil eines SW exponierten Hanges. Die mittlere Neigungswert beträgt 15--16°. Der Hang ist mit Hanglöss und lössartigen Hangsedimenten bedeckt,

darunter sind tertiäre Sande zu finden.

Die Böden des Messhanges sind erodiert: sogar das in der Nähe der Wasserscheide aufgenommene Vergleichsprofil ist eine erodierte Braunerde. Unterhalb dieses Vergleichsprofils findet man Pararendzinen, weil hier der ursprüngliche Boden schon früher wegerodiert worden ist. Auf dem untersten, sanft geneigten Teil bildete sich ein mächtiges Kolluvium.

Parzelle 3 liegt der Parzelle 2 gegenüber, auf dem NO exponierten Hanges des Gaja-Tales. Dieser Hang ist etwas weniger stark geneigt /10--12^o/, sonstige Bedingungen sind aber ähnlich wie bei Parzelle 2. Zweck der gegenüberliegenden Parzellen 2 und 3 ist der Vergleich von Hängen mit unterschiedlicher Exposition.

Die beiden Parzellen sind ehemalige Weiden, die zur Zeit nicht genutzt werden. Wir haben vor, die Parzellen selber bearbeiten zu lassen. Dadurch besteht die Möglichkeit, verschiedene Kulturpflanzen anzupflanzen und den Hang mit verschiedenen Bearbeitungsweisen zu bearbeiten.

Ausbau der Parzellen

In jedem Testgebiet haben wir eine Grossparzelle und fünf Kleinparzellen untergebracht. Die grosse Parzelle ist 45 m lang, 15 m breit und endet mit einem Dreieck, dessen Höhenlinie 11,8 und die Seiten 14 m lang sind. Daneben erstreckt sich eine ein Meter breite Kontrollparzelle, deren Länge der grossen Parzelle entspricht. Neben der Kontrollparzelle folgen 4 kleine Parzellen untereinander. Aufgabe der vier Parzellen ist das abfliessende Wasser und ^{den} abgetragenen Boden von vier untereinander liegenden Hangabschnitten zu sammeln und dadurch das Studium der Umlagerungsprozesse entlang des Hanges zu ermöglichen. Die Länge der Kleinparzellen ist nicht gleich. Die Aufteilung des Hanges auf vier Parzellen erfolgte in Pilismarót /Parzelle 1/, wo nach Geländebegehung und Messungen die auf der Abbildung gezeigte Einteilung verwirklicht wurde. Eine Kleinparzelle endet, wenn sich die Mikromorphologie des Hanges ändert.

Nachdem die Parzelle 1 eingeteilt worden war, habe ich das gleiche Schema im den anderen Testgebieten auch verwendet, wo natürlich die Mikromorphologie anders aussieht. Wegen der

Vergleichsmöglichkeiten der Parzellen scheint diese Lösung besser zu sein, als eine, der lokalen Mikromorphologie entsprechende Einteilung.

Messeinrichtungen

Das Auffangsystem der grossen bzw. kleinen Parzellen ist unterschiedlich. An der Spitze des Dreiecks /grosse Parzelle/ wurde ein Ablaufblech eingesetzt /mit Elech bedeckt/, entlang den beiden Seiten des Dreiecks führt je eine Regenrinne, die mit einem Holzborett bedeckt ist. Von der Spitze des Dreiecks führt eine unterirdische Röhre, die in den ersten Auffangbehälter mündet. Die Ausrüstung wurde von GÖCZAN-SCHÖNIER-TARNAI /1973/ entworfen. Sie besteht aus drei Auffangbehältern. Der erste Behälter, in den die Abflussröhre mündet, enthält drei Siebe /Durchmesser der Löcher: 2 mm, 0,25 mm, 0,05 mm/, übereinander auf gleicher Entfernung eingesetzt. Die Siebe kann man rausnehmen und das aufgefangene Material einzeln wiegen. Das Wasser fliesst vom ersten Behälter in den zweiten, und zwar durch einen Divisor, der ein fünftel der Wassermenge weiterleitet. Nach den zwei Behältern /je 500 l/ folgt ein dritter, der wieder nur ein fünftel des durchfliessenden Wasserempfangen kann.

Der erste Behälter empfängt und selektiert die Fraktionen des abgeschwemmten Bodens und ermöglicht, ^{dadurch} die Erodibilität des Substrats unter natürlichen Verhältnissen zu untersuchen. Die Auffangeinrichtung der kleinen Parzellen basiert auf der Idee des Messblechs von SCHMIDT /1979/. Der Fangkasten aus Zinkblech ist 1 m breit. Der Kasten endet in einer Sammelrinne. Von dort fliesst das Wasser und das abgetragene Material durch einen Ablaufstutzen in eine Kanne, die unterirdisch eingesetzt wurde.

Auswertung der Messungen zwischen 1976--80

Zwischen 1976 und 1980 wurde an der zuerst ausgebauten Parzelle in Bakonyháza regelmässig gemessen. Damals bestand das Testgebiet nur aus einer Parzelle, die etwas kleiner war, als die, die wir nach 1980 gebaut haben: 36,6 x 12 m + Dreieck mit einer Höhenlinie von 6,4 m.

Das Jahresmittel der Niederschläge beträgt 689 mm, mit einem Maximum im Mai und dem Minimum im Januar.

Während der Messperiode wurden bis zu 83 % Niederschläge mit

geringer Intensität registriert, d.h. weniger als 10 mm innerhalb von 24 Stunden. Davon 17,2 % mit 10 mm und 66,7 % mit 5 mm. Es stehen leider nur Beobachtungen zur Verfügung, die die Bodenfeuchte charakterisieren.

In der Zukunft muss die Regelmässige und exacte Messung der Bodenfeuchte in das Messprogramm eingeplant werden, denn die Bodenfeuchte scheint einer der entscheidenden Faktoren von den Abflusserreignissen zu sein. Wenn wir aus den Niederschlagsdaten auf die Feuchtigkeit des Bodens schliessen, können wir feststellen, dass ein trockener Boden einen Niederschlag von 5 mm/Tag aufnehmen kann, während bei feuchtem Boden ein Abfluss von 10 % und Bodenverlust auch festzustellen ist. Durchschnittlich wurde von der mit Unkraut bedeckten Parzelle in 5 Jahren 3 mm abgetragen. /Alle Angaben nach SZILÁRD, 1982/. Die Menge des abgeflossenen Wassers und des abgetragenes Materials hängt vor allen Dingen von der Niederschlagsintensität, zweitens von der Dauer der Niederschläge und drittens vom Zustand der Oberfläche ab.

Ergebnisse /nach SZILÁRD, 1982/.

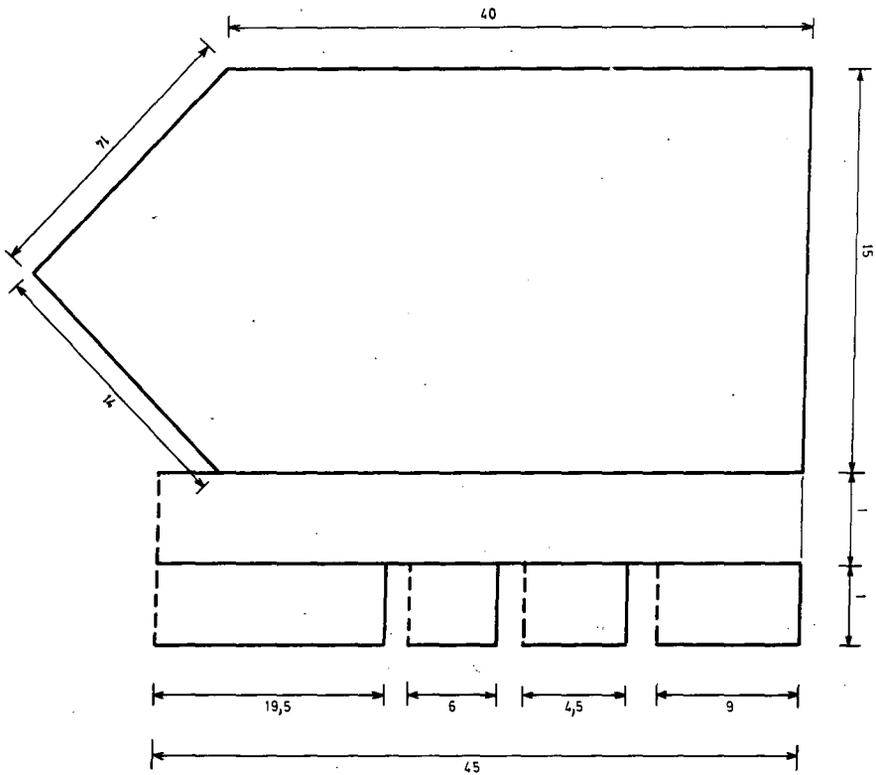
1. Nach Schneeschmelze mit gefrorenem Boden 5 % Abfluss und davon 10 % Abtrag.
2. Bei einer Intensität von 2--5 mm/Stunde und gleichzeitig mehr als 30 mm /Tag, bedeckter, feuchter Boden: 2--3 % Abfluss /bei trockenem Boden 1--25 %/ und davon 2--3 % Abtrag.
3. Intensität 5--10 mm/Stunde, mehr als 35 mm/Tag, feuchter Boden: 4--8 % Abfluss /trockener Boden: 1--2 % weniger/, davon 5--8 % Abtrag.
4. Intensität: 10--20 mm/St., weniger als 40 mm/Tag, feuchter Boden: 7--10 % Abfluss /beim trockenem Boden 2--3 % weniger/ davon 8--10 % Abtrag.
5. Über 20 mm/St., in 24 Stunden weniger als 40 mm Niederschlag: 12--15 % Abfluss /trockener Boden : 9--11 % /, davon 4--10 % Abtrag.

Auf den neu eingerichteten Parzellen wurde erst 1992 mit den Messungen angefangen. Es stehen noch keine aussagefähige Angaben zur Verfügung.

LITERATUR

- ERŐDI, R.--HORVÁTH, V.--KAMARÁS, M.--KISS, A.--SZEKRÉNYI, B.:
Talajvédő gazdálkodás hegy- és dombvidéken. /Bodenschützende Bewirtschaftung von Gebirgen und Hügel-
länder/. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 1965,
403 S.
- GÓCZÁN, L.--SCHÖNER, I.--TARNAI, P.: Uj típusu berendezés a geomorfodinamikai folyamatok analiziséhez, talaj- és környezetvédelmi kontrolljához /Eine neue Einrichtung zur Analyse geomorphodynamischer Prozesse und zu deren Boden- und Umweltschutzkontrolle/. Földrajzi Értesítő 22, H. 4, 1973, S 479--482.
- RICHTER, G.: Bodenerosion in Mitteleuropa. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt 1976, 559 S.
- SCHMIDT, R.G.: Probleme der Erfassung und Quantifizierung von Ausmass und Prozessen der aktuellen Bodenerosion /Abspülung/ auf Ackerflächen. In: Physiogeographica, Bd. 1, Basel, 1979, 240 S.
- STEFANOVITS, P.: Talajtan /Bodenkunde/. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 1981, 379 S.
- STEFANOVITS, P.--DUCK, T.: Talajpusztulás **Magyarországon** /Bodenerosion in Ungarn/. OMMI, Budapest 1964, 58 S.
- SZILÁRD, J.: A lejtőfejlődés műszeres vizsgálatának néhány eredménye /Einige Ergebnisse der Instrumentellen Untersuchung der Hangentwicklung/. Földrajzi Értesítő 33, H. 2--3, 1982, S. 191--200.

Aufbau der Meßparzelle (Angaben in m)



Der Einfluß von Bearbeitungsmethoden und Fruchtfolgen auf die Aggregatstabilität eines Oxisols.

von
Kronen, M.†)

1. Einleitung

Im Staat Paraná von Brasilien ging die Waldfläche durch Rodung von 84% auf 9% zurück. Der daraufhin expandierende Anbau von Weizen, Mais und Sojabohnen bei z.T. unangepaßten Anbauverfahren verursachte gravierende Bodenerosionsprobleme. Deshalb wurde im IAPAR (Fundação Instituto Agronômico do Paraná, Londrina) der Einfluß verschiedener Fruchtfolgen und Bearbeitungssysteme auf die Aggregatstabilität, sowie auch auf andere Eigenschaften des dort verbreiteten Oxisols (Latosolo Roxo) untersucht.

2. Versuchsaufbau und -standort

Das Arbeitsgebiet liegt auf dem 310 ha umfassenden Versuchsgelände des IAPAR-Projektes am Stadtrand von Londrina (610m ü.NN; 23°23'S und 51°11'W).

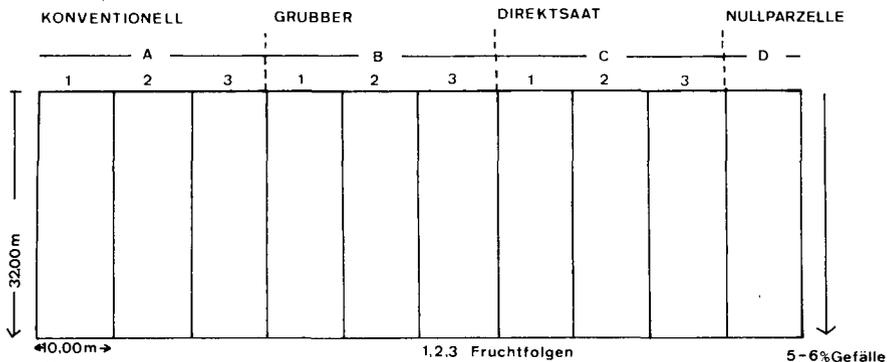


Abb. 1: Versuchsplan

Das Versuchsfeld (Abb. 1) besteht aus 4 Hauptparzellen, die zusammen eine Breite von 100m und eine Länge von 32m, bei einer Hangneigung von 5-6% einnehmen. Bis auf die Nullparzelle sind die übrigen 3 Hauptparzellen wiederum in je 3 Langparzellen eingeteilt.

†) FB III, Geographie, Universität Trier, 5500 Trier/Tarforst

Über eine Zeitdauer von 3 Jahren wurden die folgenden Bodenbearbeitungssysteme mit je 3 Fruchtfolgen kombiniert:

- a) Die konventionelle Bearbeitung mit Scheibenpflug und -egge
- b) Die Minimalbodenbearbeitung durch den TIGGES-SCHWERGRUBBER
- c) Die Direktsaatmethode mit dem FNI-HOWARD ROTACASTER.

Bei den 3 Fruchtfolgen handelt es sich um:

- Fruchtfolge 1: Soja(Sommer) - Weizen (Winter)
- Fruchtfolge 2: Soja(Sommer) - Weizen (Winter) - Zwischenfrucht
- Fruchtfolge 3: Soja(Sommer) - Wintergründung (Winter).

Als 2-3 monatige Zwischenfrucht oder als 6-7 monatige Wintergründungspflanze wurden: 1978 Raps (*Brassica napus*)

1979 Zottelwicke (*Vicia villosa*)

1980 Weiße Lupine (*Lupinus luteus*)

angebaut.

Die Zwischenfrüchte bzw. Gründungspflanzen wurden bei der konventionellen Methode untergepflügt, bei der Minimalbodenbearbeitung untergegrubbert.

Ein Mal pro Jahr wurden alle Parzellen im April mit 30 kg Stickstoff, 60 kg Phosphor und 40 kg Kali gedüngt.

3. Untersuchungsmethoden

- Tauchsiebmethode nach YODER; Tauchsiebverfahren nach KEMPER, KOCH und WIEDE; Zerfallsmethode nach SEKERA.
- Bodenatmung nach ISERMEYER und KOEPF; Zelluloseabbau nach KOZOVA.

4. Ergebnisse und Diskussion

Die statistische Auswertung der Labor- und Felduntersuchungen hat gezeigt, daß sich bei diesem tonreichen Oxisol (Latosolo Roxo) im randtropischen Klimabereich, eine abnehmende Bearbeitungsintensität in einer höheren Aggregatstabilität, vor allem der Aggregate $\leq 5,00$ mm niederschlägt (Abb. 2). Damit wurde eine Weiterführung der Schlußfolgerung von CZERATZKI, W. und RUHM, E. (1974, S.111) erreicht, die die Bodenbearbeitung als das Kernproblem der Bodenfruchtbarkeit bezeichneten.

Da diese Untersuchungen speziell auf den Einfluß der verschiedenen Bearbeitungsmethoden und Fruchtfolgen, sowie der Kombination beider auf die Stabilität der unterschiedlichen Aggregatgrößen zielte, wurde das Auswertungsverfahren nach dem gewogenen mittleren Durchmesser der Aggregate (GMD) nicht verwendet.

Abb. 2: Einfluß der Bewirtschaftung auf den im Tauchsiebverfahren nach YODER bestimmten Anteil stabiler Aggregate (%) und F-Werte.

0 - 10 cm Entnahmetiefe:							
Aggregatgröße (mm)	BE/FF	1	2	3	\bar{x} BE	F	
9,50- 5,50	DS	60,79	75,11	66,14	67,35	BE: 60,80 ^{xx}	
	GR	21,74	14,36	32,45	22,85	FF: 0,52	
	PF	1,95	4,15	3,00	3,03	Ww: 1,18	
	\bar{x} FF	28,16	31,21	33,86	31,08		
	Nullp.	64,93					
5,50- 4,00	DS	3,64	2,65	5,07	3,79	BE: 7,30 ^{xx}	
	GR	8,75	8,23	8,88	8,62	FF: 0,23	
	PF	7,90	9,64	9,07	8,87	Ww: 0,24	
	\bar{x} FF	6,76	6,84	7,67	7,09		
	Nullp.	10,41					
4,00- 2,00	DS	10,09	5,34	7,15	7,52	BE: 28,15 ^{xx}	
	GR	25,67	24,76	18,12	22,85	FF: 0,73	
	PF	23,57	26,89	25,10	25,19	Ww: 0,93	
	\bar{x} FF	19,77	18,99	16,79	18,52		
	Nullp.	9,28					
2,00- 1,00	DS	9,40	5,55	6,52	7,15	BE: 45,76 ^{xx}	
	GR	18,38	20,16	17,82	18,79	FF: 0,12	
	PF	25,42	24,65	26,90	25,66	Ww: 0,53	
	\bar{x} FF	17,73	16,79	17,08	17,20		
	Nullp.	5,76					

10 - 20 cm Entnahmetiefe:							
Aggregatgröße (mm)	BE/FF	1	2	3	\bar{x} BE	F	
9,50- 5,50	DS	3,36	16,43	40,25	20,01	BE: 3,31 ^x	
	GR	10,08	9,57	20,88	13,51	FF: 7,41 ^{xx}	
	PF	10,26	4,32	10,69	8,42	Ww: 2,88 ^x	
	\bar{x} FF	7,90	10,11	23,94	13,98		
	Nullp.	25,11					
5,50- 4,00	DS	11,41	15,06	10,99	12,49	BE: 0,73	
	GR	16,51	12,85	11,03	13,46	FF: 0,82	
	PF	12,18	10,31	9,99	10,82	Ww: 0,57	
	\bar{x} FF	13,36	12,74	10,67	12,26		
	Nullp.	17,60					
4,00- 2,00	DS	35,39	30,16	19,75	28,44	BE: 1,39	
	GR	32,62	23,78	21,82	26,07	FF: 4,96 ^{xx}	
	PF	21,07	28,20	22,22	23,83	Ww: 2,36	
	\bar{x} FF	29,70	27,38	21,26	26,11		
	Nullp.	25,42					
2,00- 1,00	DS	26,59	17,35	11,66	18,53	BE: 1,04	
	GR	16,06	21,81	17,17	18,34	FF: 1,53	
	PF	20,20	24,74	21,03	22,24	Ww: 1,76	
	\bar{x} FF	21,20	21,30	16,62	19,71		
	Nullp.	15,64					

DS= Direktsaat; GR= Grubber; PF= Pflug; FF= Fruchtfolge; BE= Bearbeitung; Ww= Wechselwirkung; Nullp.= Nullparzelle.

Sowohl die Entnahmetiefe als auch der Gehalt an organischem Material nahmen Einfluß auf die Aggregatstabilität, was nach Untersuchungen von BOGUSLAWSKI, E.v., ZADRAZIL, F. und DEBRUCK, J. (1976, S.264) auf einen Zusammenhang zwischen der Aggregatbildung und der bodenbiologischen Aktivität zurückzuführen ist.

Neben der Erkenntnis, daß mit abnehmender Bearbeitungsintensität das Raumgewicht zunimmt, der Anteil an Grobporen aber fällt, zeigt sich auch eine geringere Ausbildung der Pflug/Schlepperradsohle. Insgesamt steigt die Infiltrationsrate, wodurch der Oberflächenabfluß und damit die Bodenverluste durch Abspülung reduziert werden. Hierfür ist die Stabilität des Bodengefüges, die Resistenz der Aggregate gegenüber Verschlammung und die verbesserte Kontinuität der Grobporen entscheidend.

Aufgrund der selten signifikanten Ergebnisse durchgeführter Korrelationen zwischen verschiedenen Bodenparametern und den Aggregatgrößen, sowie aus Beobachtungen während der Aggregatstabilitätsmessungen, soll folgende Hypothese aufgestellt werden.

Der in diesem Boden vorhandene, hohe Eisengehalt (Hämatit) wirkt nicht nur ionogen stabilisierend auf die Tonpartikel, sondern überzieht auch kleinere Aggregate, wodurch diese und damit das Gefüge seine, für einen Tonboden überraschend hohe Stabilität erhält.

Mit den Fruchtfolgen 2 (= Soja/Weizen Zwischenfrucht) und 3 (= Soja/Wintergründüngung) ist die Einarbeitung der Gründüngungs- und Zwischenfrüchte verbunden, was neben der Steigerung der bodenbiologischen Aktivität zu einer rauhen, gemulchten Oberfläche führt, die den Oberflächenabfluß bremst und die Infiltrationszeit verlängert. Daraus resultieren wiederum geringere Bodenverluste. Ein positiver Einfluß auf die Aggregatstabilität konnte wegen der kurzen Versuchsdauer (4 Jahre) noch nicht festgestellt werden.

Letztlich zielten alle angeführten Maßnahmen auf die Schaffung und Konservierung einer guten und stabilen Bodenstruktur, also einer gut ausgeprägten, wasserresistenten Aggregierung hin, die die Erodierbarkeit des Bodens vermindert.

Längerfristig ist in der verminderten Bodenbearbeitung und erweiterten Fruchtfolge ein wirksamer Schutz gegen die Erosion zu sehen. Dies zeigten Abtragsmessungen auf Vergleichsstandorten,

wobei mit zunehmender Aggregatstabilität die Bodenverluste geringer wurden. Ebenso zeigten Standorte geringerer Bodenbearbeitung keine Ertragsminderung.

Literaturverzeichnis:

1. BOGUSLAWSKI, E.v.; ZADRAZIL, F. und DEBRUCK, J., 1976: Der Einfluß langjähriger Stroh- und Gründüngung, sowie Stickstoffdüngung auf Faktoren der Bodenfruchtbarkeit.- Z. Acker- u. Pflanzenbau, 143.
2. CZERATZKI, W. u. RUHM, E., 1974: Untersuchungen über die Wirkung von Stoppelbehandlungen und Zwischenfrüchte auf einige bodenphysikalische Bodeneigenschaften und den Ertrag in einer Zuckerrübenfruchtfolge auf einer Pseudogley-Parabraunerde.- Landbauforschg. Völkenrode, 24, 2, 111-122.
3. KEMPER, W.D. u. KOCH, E.J., 1966: Aggregate stability of soils from western United States and Canada. Measurements procedure, correlations with soil constituents.- Tech. Bull. No. 1355, Agr. Res. Service, U.S. Department of Agriculture.
4. KOZOVA, J., 1963: Mikrobiologische Zellulosezersetzung unter natürlichen Bodenverhältnissen.- Zbl. Bakteriol., II, 116, 459-468.
5. SEKERA, F., 1951: Der allgemeine Bauplan der Bodenstruktur und die Dynamik der Bodengare.- Z. f. Pflanzenern., Düng. u. Bodenkunde, 52, 57-60.
6. YODER, R.E., 1936: Direct method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses.- J. Amer. Soc. Agron., 28, 337-351.



Bodenhydrologische Auswirkungen einer
Kombinierten Dränung eines Auengleys

von

Kuntze, H.⁺ u. F.A. Wetjen⁺⁺

Autorenreferat

1. Problemstellung

In Auengleyen mit mächtigen Hochflutlehmdecken (>1 m) - wie im Bereich der unteren Mittelweser - sind infolge relativ hoher Lagerungsdichte (>1,5 g/cm³) und deshalb wenig dränender Poren (<3 Vol.% im G_{or}-Horizont) und sehr schlechter Durchlässigkeit (<6 cm/Tag) extreme Grundwasserspiegelschwankungen (Amplitude > 2 m) nur durch eine sehr enge Rohrdränung (6 - 10 m Saugerabstand) zu beherrschen.

Eine zusätzliche, systematische Unterbodenmelioration durch Tieflockerung scheidet aus, da unter den humiden Standortsbedingungen (klimatische Wasserbilanz >+ 200 mm) diese tonreichen Böden (bis zu 45 % < 2 µm) selten bis nahe Ausrollgrenze (pF 4,0) in Lockerungstiefe abtrocknen.

Als Kompromiß bietet sich in diesen plastischen Böden (Plastizitätsindex = 15) die Rohrlose oder Erd- bzw. Maulwurfdränung (MWD) in Kombination mit einer Rohrdränung mit weitem Abstand an. Die MWD lockert nur partiell den Unterboden, dabei wird anfänglich ein Hohlraum ausgeformt.

Offene bodentechnologische Fragen sind:

1. Abstand der Rohrsammler = Länge der Erdräne;
2. Hydraulischer Anschluß der Erdräne an den Rohrsammler;
3. Funktionsdauer der Erdräne.

+ Bodentechnologisches Institut Bremen, 2800 Bremen,
Friedrich-Mißler-Str. 46-50

++ 2803 Weyhe-Sudweyhe, Achter de Baake 49

Zu diesen Fragen wurde mit Unterstützung der DFG von 1975 - 1983 ein Feldversuch (FV 69) in der Gemarkung Sudweyhe (TK 25 Nr.3019) auf einem Auengley (>1,5 m Auenlehm über Talsand) der unteren Mittelweserniederung betrieben.

Das Versuchsschema ist in Übersicht 1 dargestellt.

Übersicht 1

Versuchsschema Kombinierte Dränung

1. Abstand der Rohrsammler/Länge der Erddräne (m)

- | | |
|-----|--------|
| 1.1 | 32/16 |
| 1.2 | 64/32 |
| 1.3 | 128/64 |

2. Verfüllung der Sammlergräben

- | | | |
|-----|-----------------------------------------------------|-----|
| 2.1 | sehr gut abgetrockneter Grabenaushub | (G) |
| 2.2 | Kies (2-16 mm; 0,1 m ³ /lfd.m) | (k) |
| 2.3 | 2x50 m PVC-Gespinst Dränmatte mit Duo-Vlies umhüllt | (P) |

3. Erddränung

Erddränabstand generell 2 m (gem.DIN 1185)

" -tiefe 50 - 70 cm u.Fl.

10 cm Schleppkegel

4. Vergleichsfläche ohne Erddränung

4.1 mit Rohrdränung

4.2 ohne "

2. Ergebnisse

Trotz des schnellen Verfalls der Erddräne innerhalb 3 Jahre waren positive hydrologische und ertragsökonomische Effekte noch nach 7 Jahren messbar. Das Wirkungsoptimum lag bei 32 - 64 m Rohrsammlerabstand bzw. 16 - 32 m Maulwurddränlänge, ohne bisher meßbare Unterschiede zwischen der Drängrabenfüllung. Die Ergebnisse lassen sich wie folgt darstellen:

1. Absenkung des Grundwassers um durchschnittlich 30 cm.
2. Bis zu 51 mehr Feldarbeitstage vor allem im Frühjahr.
3. Trotz Zerstörung der Porenkontinuität im Lockerungsbereich verbesserte Dränleistung durch erhöhte Wasserdurchlässigkeit.
4. Von 25 % (Rohrdränung) auf 41 - 64 % erhöhter Abfluß bei um bis zu 10 % kürzeren Abflußperioden und deutlich erhöhten Spitzenabflußspenden bis 4 l/s · ha.
5. Der mit durchschnittlich 2 dt/ha relativ geringe Korn-Mehrertrag reichte aus, um spätestens nach 4 Jahren die Kosten einer Kombinierten Dränung (64 m Rohrsammlerabstand, trockene Bodenrückverfüllung) zu decken.

3. Literaturverzeichnis

- BURGHARDT, W.u.Ch.PETZOLD, 1982: "Soil Physical Conditions Around a Collapsed Mole Drain".-Soil Science, im Druck.
- KUNTZE, H.u.F.A.WETJEN, 1982: "Subsurface Drainage of a Heavy Alluvial Soil".-4th National Drainage Symposium ASAE, 12, 1982, Chicago. Proceedings "Advances in Drainage". 156-162.
- KUNTZE, H.u.F.A.WETJEN, 1983: "Bodenhydrologische Auswirkungen einer Kombinierten Dränung eines Auengleys"-Z.F.Kulturtechnik u.Flurbereinigung, im Druck.
- WETJEN, F.A., 1982: "Kombinierte Dränung auf einem Auengley". Göttinger Bodenkundl.Berichte, 75, 1-142. Diss.Göttingen.



Zur Erosivität der Niederschläge hessischer Standorte

von

Mollenhauer, K., Th. Christiansen, C.-L. Rathjen und A. Meuser *)

Aus einer Untersuchung zur Erosivität der Niederschläge hessischer und südwestfälischer Standorte **) sollen hier einige Teilaspekte vorgestellt und diskutiert werden. Die Darstellung der Erosivität erfolgt dabei in der Form der - auf mitteleuropäische Verhältnisse allerdings noch nicht geeichten - R-Werte (R-Faktoren) der Universellen Bodenabtragungsgleichung (USLE) nach WISCHMEIER and SMITH (1978). Einzelheiten zur Methodik finden sich bei BADER (1978), BADER und SCHWERTMANN (1980) und ROGLER und SCHWERTMANN (1981). Die der Arbeit zugrundeliegenden Niederschlagsregistrierungen wurden freundlicherweise vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellt.

Die Ermittlung der R_e -Werte (R_e = R-Wert des einzelnen Regenereignisses) erfolgte an Hand von nach bestimmten Kriterien ausgewählten Niederschlagsschreibstreifen, und zwar mittels Digitalisierung der Niederschlagssummenkurve. Näheres zu den dafür erforderlichen EDV-Programmen kann hier nicht erörtert werden.

Die Standorte, für die hier Erosivitätswerte erörtert werden sollen, sind: Bad Nauheim (145 m über NN), Gießen (186 m über NN) und Bad Hersfeld (202 m über NN). Die mittleren Jahres-Niederschlagshöhen liegen im langjährigen Mittel (1931-60) bei 596 mm (Bad Nauheim), 587 mm (Gießen) und 691 mm (Bad Hersfeld).

1. Jahres-R-Werte (R-Faktoren)

Die für diese Standorte ermittelten mittleren Jahressummen (arithm.) von R - dies sind die eigentlichen R-Faktoren - und der jeweilige Variationskoeffizient betragen in den Untersuchungsjahren (Einheit für die R-Werte: $\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$):

*) Institut für Mikrobiologie und Landeskultur (Landeskultur) der Justus-Liebig-Universität Gießen, Senckenbergstraße 3, D-6300 Gießen

**) Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für die finanzielle Förderung der Arbeit gedankt.

Bad Nauheim (1951-70)	R = 47,6 (44,5)	s% = 65 (54)
Gießen (1950-71)	R = 54,3	s% = 57
Bad Hersfeld (1954-74)	R = 53,6 (48,9)	s% = 72 (51)

(Werte in Klammern: R-Faktoren ohne Berücksichtigung jeweils eines besonders hohen Extremereignisses - Bad Nauheim am 17.7.69: 63,2 R-Einheiten, Bad Hersfeld am 2.7.56: 97,3 R-Einheiten; nächsthöchster Einzelwert: 52,2 R-Einheiten, Gießen am 19.6.57)

Die Variationskoeffizienten der Jahressummen von R sind damit wesentlich höher als die der Jahres-Niederschlagshöhen im Untersuchungszeitraum, die bei 18 % (Bad Nauheim), 23 % (Gießen) und 18 % (Bad Hersfeld) liegen.

Die Anzahl der für diese mittleren R-Jahressummen ausgewerteten Niederschlagsereignisse betrug pro Jahr durchschnittlich 13,1 (Bad Nauheim), 13,5 (Gießen) bzw. 14,2 (Bad Hersfeld). Davon entfielen jeweils rund 10 Ereignisse pro Jahr allein auf die Monate Mai bis Oktober. Die Monate mit der höchsten Anzahl der Ereignisse waren Juni, Juli und August, jedoch waren es in diesen Monaten im Mittel der Untersuchungsjahre nur wenig mehr als jeweils 2 Fälle.

2. Ergänzung von Meßlücken

In den Wintermonaten November bis April wiesen die Niederschlagstageschreiber an allen drei Standorten teilweise geringfügige Meßlücken auf. Hier wurde eine vorsichtige Ergänzung versucht, und zwar mit Hilfe bestimmter Tagesniederschlagssummen (N_e), die stets vorhanden waren. Diese wurden an denjenigen Tagen, für die ein Niederschlagsschreibstreifen ausgewertet werden konnte, mit dem dabei gewonnenen Einzelwert R_e in Beziehung gesetzt. Die auf diese Weise für die Wintermonate eines jeden Standorts ermittelten linearen Regressionsgleichungen, mit deren Hilfe dann Meßlücken ergänzt wurden, waren als Beschreibung der Beziehung zwischen den jeweiligen Einzelwerten R_e und den dazugehörigen Tagesniederschlagssummen N_e allerdings sehr unvollkommen - die Korrelationskoeffizienten bewegten sich zwischen $r = 0,58$ und $r = 0,74$. Auf weitere wesentliche Kriterien für die Ergänzungen kann hier nicht eingegangen werden. Das Verfahren ist nicht unbedenklich, insbesondere nicht bei größeren Meßlücken, namentlich in Jahreszeiten höherer Erosivität (Sommermonate). Im vorliegenden Fall stammen nur 13 % (Bad Nauheim), 4 % (Gießen) bzw. 9 % (Bad Hersfeld) der ohnehin vergleichsweise niedrigen Summen aller R_e -Werte der Winterhalbjahre (vgl. Tab. 1) aus der Ergänzung.

3. Häufigkeitsverteilung der Einzelwerte

Bei der Errechnung der für die Ergänzungen notwendigen Regressionsgleichungen war bereits das Problem aufgetaucht, daß die R_e -Werte der ausgewerteten Winterereignisse nicht normalverteilt waren. Dies gilt insgesamt für alle R_e -Werte im ganzen Auswertungszeitraum. Es lagen durchweg linksschiefe Verteilungsformen vor mit

hohen positiven Exzeß-Werten, die Anzahl der Einzelereignisse mit kleinen R_e -Werten war demnach wesentlich höher als dies bei mittleren oder gar höheren R_e -Einzelwerten der Fall war. Eine Annäherung der drei Gesamt-Stichproben an die Normalverteilung war am ehesten möglich durch Transformation der Einzelwerte in den natürlichen Logarithmus (im Fall von Bad Nauheim), in den dekadischen oder auch in den natürlichen Logarithmus (im Fall von Gießen) und in den Cosinus oder mit großen Einschränkungen auch noch in den dekadischen oder den natürlichen Logarithmus (im Fall von Bad Hersfeld). Linksschiefe und positiver Exzeß lagen auch für die Gesamtheit aller Einzelergebnisse des Auswertungszeitraums bei N'_e (Niederschlagssumme des einzelnen ausgewerteten Ereignis), E_e (kinetische Energie des Einzelereignisses) und I_{30} (maximale dreißigminütige Intensität des Einzelereignisses) vor, und zwar bei allen drei Standorten.

4. Erosivität nach Monaten

Nicht-normalverteilte Einzelwerte machen es schwierig, mittlere Erosivitätswerte für bestimmte Monate oder auch Jahresabschnitte darzustellen, etwa den mittleren April-Wert aller Auswertungsjahre oder den mittleren R-Wert der Hochsommermonate Juni bis August. In Tab. 1 werden in der ersten Spalte daher (am Beispiel von Gießen) für die Beschreibung der Niederschlagserosivität nach Monaten nur Summen angegeben, und zwar jeweils die über alle 22 Auswertungsjahre hin gebildete Summe aller R_e -Werte des betreffenden Monats.

	Summe	Median	n		Summe	Median	n
Jan.	3,9	0,6	7	Juli	259,6	2,5	43
Feb.	16,2	0,6	13	Aug.	200,0	3,1	41
Mrz.	6,7	0,5	8	Sep.	108,0	2,2	33
Apr.	18,7	0,9	12	Okt.	26,6	0,8	20
Mai	180,1	2,0	32	Nov.	30,3	0,9	20
Juni	318,1	2,9	48	Dez.	26,7	0,6	21
(Gesamtzeitraum: 1195,0					1,8	298)	

Tab. 1: Gießen 1950-71: R_e -Summen, R_e -Mediane und Anzahl aller Ereignisse in 22 Untersuchungsjahren - nach Monaten geordnet (R_e -Werte in $\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)

Ersichtlich wird das große Gewicht der Sommermonate an der Erosivität der Niederschläge eines Jahres und demgegenüber die vergleichsweise geringe Bedeutung der Wintermonate. Für letztere ist jedoch zu beachten, daß die Ergebnisse der Tab. 1 bei den Wintermonaten nicht die Erosivität der Schneeschmelze oder die des besonders abtragswirksamen Abfließens von Wasser auf gefrorenem und wassergesättigtem Boden mit umfassen. Diese besonderen Komponenten der Erosivität in den Winter-

monaten, die insgesamt in der hier diskutierten Untersuchung nicht berücksichtigt werden konnten, sind zahlenmäßig schwer zu erfassen, obwohl sie - je nach Standort - ein wesentlich höheres Gewicht darstellen können als die durch die Auswertung von Niederschlagsschreibstreifen für die Wintermonate ermittelte Erosivität. Jahres-R-Werte, die diese besonderen, einer Quantifizierung nur sehr schwer zugänglichen, aber qualitativ in ihren Folgen häufig zu beobachtenden Vorgänge in den Wintermonaten nicht berücksichtigen, bleiben für zahlreiche Standorte zwangsläufig unvollkommen. Ansätze zu einer vorläufigen und groben Abschätzung dieser Einflüsse finden sich bei WISCHMEIER and SMITH (1978) und bei SCHWERTMANN (1981).

Zurück zu der ausschließlich aus der Regenschreiberaufzeichnung ermittelten Erosivität: Bildet man aus den einzelnen R_e -Werten jeweils des gleichen Monats aller Auswertungsjahre einen Mittelwert für den gesamten Beobachtungszeitraum in Form eines Medians (zweite Spalte der Tab. 1) - diese Form der Mittelung erscheint wegen der nicht normalverteilten Stichproben erforderlich - ergibt sich, was die Unterschiede zwischen den Sommer-, insbesondere den Hochsommermonaten und den Wintermonaten betrifft, ein ähnliches Bild wie bei der Summenbildung, allerdings sind die Unterschiede weitaus weniger krass. Die Mediane der Monate Juni, Juli und August etwa bewegen sich für die drei diskutierten Standorte zwischen 2,0 und 3,1 R-Einheiten, in den Monaten November bis Februar dagegen zwischen 0,5 und 0,9 R-Einheiten. Daß die auffälligen Unterschiede zwischen den Medianen der Monate November bis April einerseits und den Medianen der Monate Mai bis Oktober andererseits nicht rein zufällig sind, ließ sich an Hand nicht-parametrischer Test statistisch nachweisen.

5. Bedeutung hoher Einzelwerte

Untersucht man das Datenmaterial im Hinblick auf die Frage, aus welchen Einzelereignissen sich R_e -Monatssummen oder R_e -Jahressummen zusammensetzen; stellt man zunächst fest, daß an allen drei Standorten Ereignisse mit niedrigeren R_e -Werte ungleich häufiger sind als solche mit hohen R_e -Werten. Genauere Untersuchungen zur Häufigkeitsverteilung ergaben, daß etwa 90 % der Einzelereignisse im gesamten Auswertungszeitraum unter 10 R-Einheiten liegen. Etwa 50 % liegen sogar unter 2 R-Einheiten. Die drei vorgestellten Standorte unterscheiden sich dabei praktisch nicht. Umgekehrt jedoch werden die einzelnen Jahressummen oder die Summen bestimmter Monate maßgeblich von einigen wenigen mehr oder minder hoch oder extrem erosiven Ereignissen bestimmt (im Schnitt etwa ein Ereignis pro Jahr und Standort).

Im Falle von Bad Nauheim zum Beispiel beträgt die Summe aller 262 R_e -Werte des Beobachtungszeitraum (1951-70) 953 R-Einheiten; davon erbringen die wenigen, nämlich 17 Einzelfälle mit R_e -Werten ≥ 10 R-Einheiten allein 388 R-Einheiten, das sind 41 %. Ähnlich ist es im Falle von Gießen und von Bad Hersfeld, wo

wo bei jeweils 298 Ereignissen insgesamt im Beobachtungszeitraum (1950-71 bzw. 1954-74) die 22 bzw. 23 Fälle mit $R_e \geq 10$ R-Einheiten 50 % bzw 54 % der Summe aller R_e -Werte erbrachten. Betrachtet man die über alle Beobachtungsjahre hin gebildeten R_e -Summen bestimmter Monate, ergibt sich zum Beispiel für den Standort Gießen folgendes Bild: Die 22-jährige Summe aller Mai-Ereignisse wurde zu 68 % von den 3 Ereignissen mit $R_e \geq 10$ R-Einheiten erbracht, die 22-jährige Juni-Summe zu 65 % (durch 8 Ereignisse mit $R_e \geq 10$ R-Einheiten), die 22-jährige Juli-Summe zu 59 % (6 Fälle mit $R_e \geq 10$ R-Einheiten), die August-Summe zu 37 % (durch 3 Ereignisse mit $R_e \geq 10$) und die 22-jährige September-Summe zu 33 % (durch 2 Ereignisse mit $R_e \geq 10$ R-Einheiten).

Betrachtet man nun den Einfluß der Ereignisse mit $R_e \geq 10$ R-Einheiten auf die Jahressummen der einzelnen Beobachtungsjahre, aus denen dann schließlich als mittlere Jahressumme der R-Faktor errechnet wird, so wird deutlich, daß die eingangs angeführten hohen Variationskoeffizienten zu einem beträchtlichen Teil eben auf diese Ereignisse mit $R_e \geq 10$ R-Einheiten zurückzuführen sind. Auch die Tatsache, daß die Schwankungen der Jahressummen in ihrem Ausmaß von Jahr zu Jahr sehr unregelmäßig waren, war vielfach auf diese hohen Einzelwerte zurückzuführen, die in manchen Jahren mehrfach (bis zu viermal), in anderen Jahren wieder überhaupt nicht auftraten. Würde man sie aus den Jahressummen eliminieren, so erschiene deren Schwankungen über die Jahre hin teilweise deutlich geringer und auch regelmäßiger. Die Variationskoeffizienten betrügen dann für Bad Nauheim $s\% = 42$, für Gießen $s\% = 53$ und für Bad Hersfeld $s\% = 33$. Deutlich niedriger lägen dann aber auch die R-Faktoren, nämlich für Bad Nauheim bei 28,3, für Gießen bei 27,4 und für Bad Hersfeld bei 28,8 R-Einheiten, sie wären also ohne die relativ seltenen Ereignisse mit R_e -Werten ≥ 10 R-Einheiten fast auf die Hälfte reduziert. Auch dies unterstreicht die Bedeutung höher erosiver, wenn auch seltener Ereignisse für das Erosionsgeschehen eines Standorts.

6. Vereinfachte Berechnungsweise für R_e -Werte

Abschließend soll noch die Frage angesprochen werden, ob für Fälle, in denen eine Digitalisierung der Regenschreiberkurve mittels EDV nicht möglich ist, in einem vereinfachten Verfahren R_e -Werte aus Regenschreiberkurven ermittelt werden können. BADER und SCHWERTMANN (1980) und ROGLER und SCHWERTMANN (1981) haben dazu die rechnerische Beziehung zwischen R_e einerseits und der Summe des erosiven Einzelniederschlags (N'_e) und dessen maximaler dreißigminütiger Intensität (I_{30}) andererseits verwendet. Die beiden letztgenannten Parameter können auf einfache Weise aus der Regenschreiberkurve ermittelt werden.

Die Beziehung zwischen R_e , N'_e und I_{30} (vgl. dazu auch MOLLENHAUER et al., 1981) wurde für die drei hier vorgestellten Standorte lauten:

$$\text{Bad Nauheim: } \ln R_e = - 4,35 + 0,90 \cdot \ln N'_e + 1,27 \cdot \ln I_{30}$$

$$\text{Gießen: } \ln R_e = - 4,40 + 0,86 \cdot \ln N'_e + 1,32 \cdot \ln I_{30}$$

$$\text{Bad Hersfeld: } \ln R_e = - 4,45 + 0,87 \cdot \ln N'_e + 1,33 \cdot \ln I_{30}$$

Es fällt auf, daß sich die drei Gleichungen sehr stark ähneln. Das sollte nicht überbewertet werden, spricht aber für ihre Verwendbarkeit. Es ist allerdings zu bedenken, daß solche Berechnungsansätze, wenn sie nicht allzu pauschalierend sein sollen, nur in einem engen Bereich und nur unter vergleichbaren Bedingungen gelten können, zumal die in die Gleichungen eingehenden Parameter N'_e und I_{30} sich je nach Standort oder Jahreszeit oder auch im Falle von Extremereignissen in ihrem Gewicht gegeneinander verschieben können. Zu prüfen ist aber auch, ob diese Berechnungsmethode möglicherweise dann unproblematischer ist, wenn an einem Standort, für den eine Gleichung der oben aufgeführten Art erstellt wurde, andere, vom ursprünglichen Beobachtungszeitraum nicht allzu entfernt liegende weitere Zeitabschnitte zusätzlich ausgewertet werden sollen.

Literaturverzeichnis

- BADER, S., 1978: Die Erosivität von Niederschlägen. - Diplomarbeit am Lehrstuhl für Bodenkunde der Technischen Universität München, Weihenstephan.
- BADER, S. und U. SCHWERTMANN, 1980: Die Erosivität der Niederschläge von Hüll (Bayern)(R-Faktor der Bodenabtragsgleichung nach Wischmeier). - Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 21, 1-7.
- MOLLENHAUER, K., S. TIEDE und A. MEUSER, 1981: Zur Erosivität der Niederschläge eines Standorts im Rothaargebirge. - Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 22, 290-296.
- ROGLER, H. und U. SCHWERTMANN, 1981: Erosivität der Niederschläge und Isoerodentkarte Bayerns. - Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung, 22, 99-112.
- SCHWERTMANN, U. u. Mitarb., 1981: Die Vorausschätzung der Bodenerosion in Bayern. - Min. für Landwirtschaft, Ernährung und Forsten.
- WISCHMEIER, W. H. and D. D. SMITH, 1978: Predicting Rainfall Erosion Losses. A Guide to Conservation Planning. - U. S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook No. 537; Washington, D. C.

Einfluß der Bewirtschaftung auf Oberflächenabfluß
und Abschwemmung gelöster Stoffe von Grünland

von

Müller, S.*

1. Einleitung

In diesem Beitrag sollen einige Ergebnisse von Beregnungsversuchen dargestellt werden, die der Untersuchung von Oberflächenabflüssen von landwirtschaftlichen Nutzflächen dienen.

Die mit den Oberflächenabflüssen abgeschwemmten Stoffe sollen unter dem Gesichtspunkt des Nährstoffverlustes auf landwirtschaftlich genutzten Flächen, und unter dem Gesichtspunkt des Stör- und Schadstoffeintrags in Gewässer betrachtet werden.

Durchgeführt wurden die Untersuchungen im Gebiet der Wahnbachtalsperre, einer Trinkwassertalsperre, die in den nördlichen Ausläufern des Rheinischen Schiefergebirges liegt.

2. Versuchsdurchführung

Die Beregnungsversuche werden mit der transportablen Beregnungsanlage nach KARL und TOLDRIAN (1973) durchgeführt. Die beregnete Fläche betrug 240 m² mit einer Hanglänge von 40 m.

Die Beregnung dauert 5 Stunden, wobei insgesamt 73 mm verregnet werden:

1. Stunde: 11000 l = 46 mm (1. Phase)
2. Stunde: Beregnungspause
3. Stunde: 3000 l = 12 mm (2. Phase)
in vier Einzelgaben à 750 l
4. Stunde: Beregnungspause
5. Stunde: 3600 l = 15 mm (3. Phase)
in vier Einzelgaben à 900 l

*Institut für Mikrobiologie und Landeskultur (Landeskultur) der Justus-Liebig-Universität, Senckenbergstr. 3, 6300 Gießen.

Dieser Berechnungsverlauf beruht auf einer Berechnung an Hand von Niederschlagsdaten aus dem Einzugsgebiet der Talsperre (MEUSER, 1980). Bei den insgesamt 73 mm der 5-stündigen Berechnung ist statistisch mit einer 63-jährigen Wiederkehr eines solchen Niederschlags zu rechnen.

3. Untersuchungsergebnisse

3.1. Oberflächenabflüsse

Die Berechnungsversuche wurden neben einigen Ackerflächen auf drei unterschiedlich genutzten Grünlandflächen durchgeführt.

Die Flächen sind sowohl bezüglich der Hangneigung (15-17%) als auch der Bodenart (tU) und einiger weiterer Kennwerte vergleichbar. Sie unterscheiden sich primär hinsichtlich der Art der Nutzung, deren Einflüsse auf Oberflächenabfluß und Abschwemmung gelöster Stoffe untersucht werden sollte.

Die Flächen wurden jeweils zu mehreren Terminen zwischen April und November berechnet.

Auf der Umtriebsweide ist im Versuchsjahr 1981 ein deutlicher Anstieg der Abflußmengen im Laufe des Jahres sichtbar (MOLLER, MOLLENHAUER, 1982), als dessen Grund Bodenverdichtungen durch Viehtritt zu vermuten sind. Die vor Beginn der Berechnung ermittelte Bodenfeuchte der Fläche war bei den drei durchgeführten Versuchen annähernd identisch. Abbildung 1 zeigt die Beziehung zwischen dem Zeitpunkt der Berechnung, der Vorfeuchte des Oberbodens und der Abflußmenge in Prozent der Berechnungswassermenge der ersten Phase der Berechnung.

1982 ist ein Anstieg der Abflußmengen dagegen nicht in dieser Deutlichkeit zu verfolgen, er wird durch die auffallend niedrigen Werte im Juli unterbrochen. Die sehr geringe Vorfeuchte zu diesem Versuchstermin hat sich hier offensichtlich direkt auf die Abflußmenge ausgewirkt.

Weiterhin ist eine sekundäre Wirkung der Bodenfeuchte zu vermuten, das heißt bei hoher Bodenfeuchte muß dem Viehtritt eine stärker schädigende Wirkung auf den Oberboden zugeschrieben werden als unter trockenen Bedingungen.

So konnten z.B. auf dieser Fläche im nassen Frühjahr 1983 erhebliche Schäden an der Grasnarbe durch den Viehtritt beobachtet werden, so daß außer der Struktur des Bodens auch der Bodenschutz durch die geschlossene Pflanzendecke beeinträchtigt wurde.

Keine wesentlichen Unterschiede hinsichtlich der Abflußmengen konnten zwischen der Umtriebsweide und der als Mähweide genutzten Fläche ermittelt werden, die lediglich gegen Ende der Weideperiode für einige Wochen als Weide dient und ansonsten zur Heunutzung herangezogen wird. Das vielfache Befahren der Fläche mit schweren Maschinen bei der Heuwerbung und mehrmaligen Düngung hat sich also bei diesen Versuchen ähnlich der Verdichtung durch Viehtritt ausgewirkt.

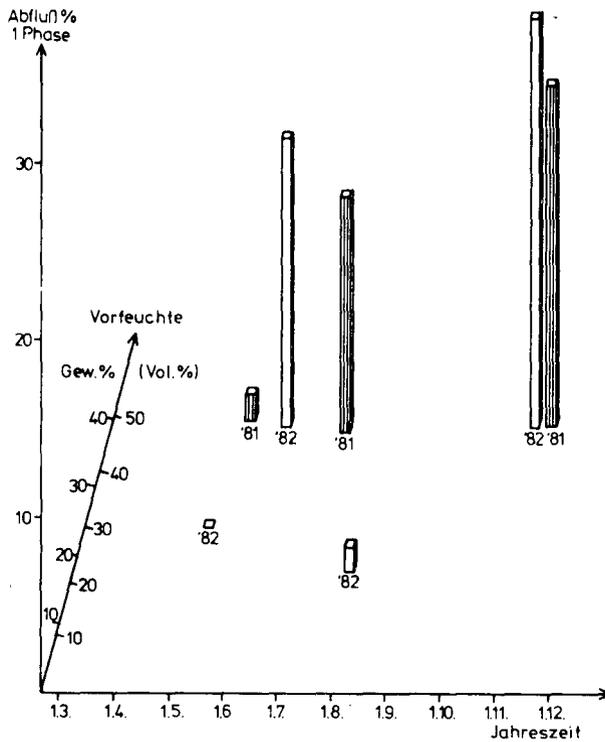


Abb. 1: Abflußmengen in % der Regengabe der 1. Phase bei verschiedener Vorfeuchte und Jahreszeit (Umtriebsweide)

Die höchsten Abflußmengen traten auf der Standweide auf, die jedoch nur zweimal berechnet wurde.

3.2. Phosphorabschwemmung

Im Gegensatz zu den Ackerflächen, wo der partikuläre Phosphor oft über 90 % am Gesamt-Phosphor ausmacht, tritt dessen Bedeutung durch die geringen Feststoff-Abträge von den Grünlandflächen zurück.

Vergleichenbare Werte wie bei den Ackerflächen konnten dagegen für die Ortho-Phosphat-Konzentrationen ermittelt werden. Die durchschnittlichen Konzentrationen im Abfluß liegen zwischen 200 und 700 µg P/l (Tab. 1), und überschreiten die Gefährdungsschwelle hinsichtlich der Eutrophierung, die für stehende Gewässer bei etwa 20 µg/l liegt, um ein Vielfaches.

Die Ortho-Phosphat-Konzentration im Abfluß steigt im Versuchsjahr 1981 auf der Umtriebsweide von Versuch zu Versuch an. Im Jahr 1982 sowie bei den Versuchen auf der Mähweide ist dagegen keine eindeutige Tendenz der Werte zu beobachten.

Standort	Datum	Abfluß %	Ortho-P µg/l g/ha	part.-P µg/l g/ha	hydr.-P µg/l g/ha	Gesamt-P µg/l g/ha
Umtriebsweide	6.5.81	1,5	367 2,46	103 9,7	7 0,04	477 3,2
	1.7.81	13,5	412 25,4	306 18,9	100 6,1	818 50,4
	20.10.81	19,4	569 50,5	192 17,1	22 2,0	783 69,6
	27.4.82	0	0 0	0 0	0 0	0 0
	25.5.82	16,6	411 31,4	215 16,4	97 7,4	723 55,2
	22.7.82	1,5	576 3,8	(1525)(10,2)	214 1,4	(2315)(15,4)
	14.10.82	23,2	555 59,0	255 27,1	127 13,5	937 99,6
Mähweide	2.7.81	8,7	704 28,2	222 8,9	414 16,6	1340 53,7
	24.11.81	15,0	209 14,4	236 16,3	18 1,2	463 31,9
	29.4.82	4,9	281 6,3	169 3,8	24 0,5	474 10,6
	29.6.82	12,4	494 28,8	143 8,4	86 5,0	723 42,2
	13.10.82	21,5	253 24,9	188 18,6	41 4,0	482 47,5
	23.11.82	23,9	363 39,9	380 41,6	32 3,5	775 85,0
Standweide	6.5.81	23,3	524 55,9	86 9,2	28 3,0	638 68,1
	22.10.81	29,9	408 56,0	405 55,5	36 5,0	849 116,5

Tab. 1: Abflußmengen in % der Regengabe und Phosphor-Konzentrationen sowie -Abträge im Oberflächenabfluß der 1. Phase, () siehe Text .

In der Höhe der Werte läßt sich ebenfalls kein eindeutiger Unterschied zwischen den unterschiedlich genutzten Flächen feststellen.

Die Abträge von den Flächen betragen bei allen Versuchen unter 60 g Ortho-Phosphat-P /ha für die erste Phase der Beregnung mit 46 mm (Tab. 1). Diese Werte sind aus der Sicht des Nährstoffverlustes für die Landwirtschaft als unbedeutend anzusehen.

Die Fracht von partikulären und organisch gebundenen Phosphaten liegt bei der überwiegenden Zahl der Versuche deutlich unter den Werten des Ortho-Phosphats (Tab. 1). Bei einem Versuch (Werte in Klammern) wurden deutlich erhöhte Konzentrationen an partikulärem Phosphor festgestellt. Hier wurde durch den Einbau des Auffangtrichters die Grasnarbe angeschnitten und aufgrund des extrem trockenen Oberbodens gelangte unbeabsichtigt Bodenmaterial in den Abfluß, das zu erhöhten Werten an part.-P im Abfluß führte.

Die Konzentration von organisch gebundenen Phosphaten weist auf den Grünlandflächen unterschiedlicher Nutzung jeweils im Sommer die höchsten Werte auf. Bei den Stoffabträgen kommt es dagegen aufgrund der unterschiedlichen Abflußmengen teilweise im Herbst zu den höchsten Werten.

Abbildung 2 zeigt den Verlauf der Konzentration der untersuchten P-Fractionen im Abfluß einer Beregnung im Oktober auf der Umtriebsweide. Der dargestellte Verlauf ist charakteristisch für eine Reihe der Versuche. Zu Beginn des Abflusses sind die höchsten Konzentrationen zu verzeichnen. Dieser Trend wiederholt sich teilweise auch in den folgenden Phasen der Beregnung, jedoch weniger deutlich.

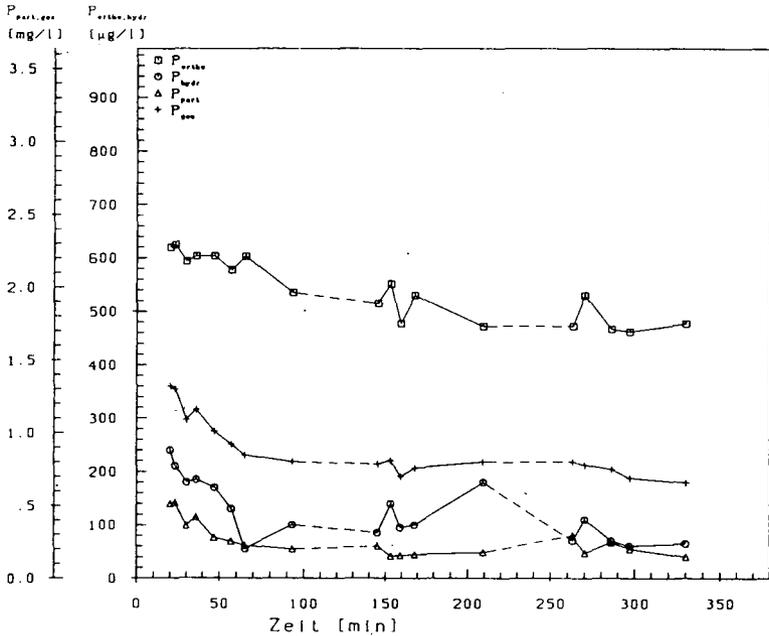


Abb. 2: Verlauf der Phosphor-Konzentrationen im Abfluß eines Versuches auf der Umtriebsweide (14.10.82)

3.3. Stickstoffabschwemmung

Im Gegensatz zu den Phosphaten, die im Wasser aus dem öffentlichen Leitungsnetz, das für die Beregnung verwendet wurde, nur in vernachlässigbar geringen Mengen enthalten waren, liegen die Nitrat-Konzentrationen meist zwischen 15 und 18 mg/l. Im Oberflächenabfluß von den Grünlandflächen lagen die Nitrat-Konzentrationen zum überwiegenden Teil unter diesen Werten des Beregnungswassers. Es hat von keiner der untersuchten Grünlandflächen eine nennenswerte Abschwemmung von Nitrat stattgefunden.

Abbildung 3 zeigt den Verlauf der Nitrat-Konzentration im Abfluß eines Versuches auf der Mähweide. Die Werte zeigen nur geringe Schwankungen und stellen sich im Abflußverlauf auf einen Wert direkt unterhalb der Konzentration im Beregnungswasser (waagrechte gestrichelte Linie) ein. Die Oberflächenabflüsse von den untersuchten Grünlandflächen stellen also keine Gefahr hinsichtlich des Nitrat-Eintrags in Oberflächengewässer dar.

Diese Aussage trifft für die Beregnungsversuche zu, bei der Untersuchung natürlicher Niederschläge könnte ein anderes Ergebnis gefunden werden.

Die Ammonium-Konzentrationen im Abfluß weisen auf den untersuchten unterschiedlich genutzten Grünlandflächen im Versuchsjahr 1981 die höchsten Werte im Som-

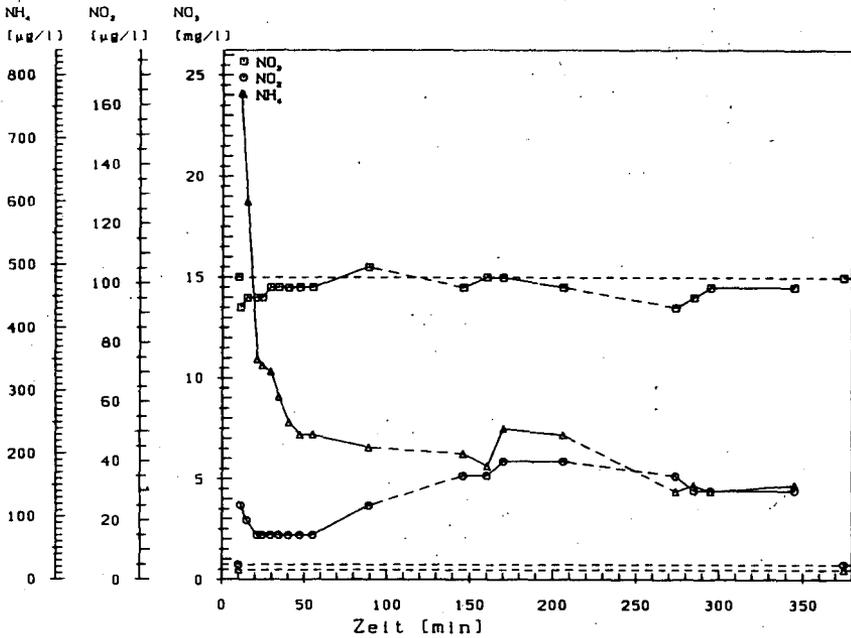


Abb. 3: Verlauf der Nitrat-, Nitrit- und Ammonium-Konzentrationen im Abfluß eines Versuches auf der Mähweide (23.11.82)

mer auf, während im folgenden Jahr im Herbst die höchsten durchschnittlichen Konzentrationen ermittelt wurden. Die Konzentrationsspitze (Abb. 3) innerhalb der Versuche liegt meist unmittelbar zu Beginn des Abflusses, um dann steil abzufallen.

Hinsichtlich der Trinkwassergewinnung liegen die durchschnittlichen Ammonium-Konzentrationen im Abfluß der Grünlandflächen bis auf einen Versuch unter den von der EG empfohlenen Richtlinien zur Trinkwassergüte, die einen Höchstwert von 0,5 mg/l NH₄ festsetzt. Die Ammonium-Abträge sind mit ihren Werten, die meist unter 10 g/ha im Verlauf der gesamten Berechnung liegen, auch aus der Sicht der Landwirtschaft vernachlässigbar gering.

4. Literatur

- Karl, J.; Toldrian, H. (1973): Eine transportable Berechnungsanlage für die Messung von Oberflächenabfluß und Bodenabtrag. Wasser und Boden, 25, S. 63-65.
- Meuser, A. (1980): Berechnung extremer Niederschlagsintensitäten . . . Unveröffentlichter Bericht, Institut für Landeskultur, Gießen.
- Müller, S.; Mollenhauer, K. (1982): Oberflächenabfluß, Bodenabtrag und Abschwemmung gelöster Stoffe unter dem Einfluß unterschiedlicher Boden-nutzungsbedingungen. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 34, S. 169-172.

Eine Berechnungsanlage zur Bodenerosionsforschung

von

Pahl, G. und H. Willger⁺

Vorüberlegungen

Obwohl die Niederschlagssimulation in der Bodenerosionsforschung seit langem ein bewährtes Hilfsmittel ist, lassen die meisten Berechnungsanlagen zu einigen Fragestellungen, wie der Bestimmung der Erodierbarkeit, keine realistischen Ergebnisse erwarten. Die Ursachen liegen in methodischen Mängeln: in der unzureichenden Nachahmung natürlicher Regencharakteristika, speziell in der zu geringen Fallgeschwindigkeit und in einem Tropfenspektrum, in dem einseitig kleine und kleinste Tropfen vorherrschen, während die besonders erosionswirksamen größeren Tropfen deutlich unterrepräsentiert sind oder fehlen.

So ist insbesondere bei Verwendung von Düsen zu beobachten, daß der künstliche Niederschlag nach der Intensität einem heftigen Starkregen entspricht, nach Tropfenstruktur und Fallgeschwindigkeit jedoch einem Nieselregen (vgl. Hall 1970; Schmidt 1980). Da die Aufprallenergie der Tropfen eine Funktion ihrer Masse und der Geschwindigkeit ist, wird zwangsläufig die Splash - Leistung reduziert, vor allem bei Versuchen auf unbewachsenen Böden. Verschlemmung und Zerstörung der Bodenaggregate durch Tropfenaufschlag sind stark gemindert, der Abspülung fehlt eine wichtige Vorarbeit und Unterstützung.

Aus den Mängeln der simulierten Niederschläge muß somit eine verminderte Abtragsmenge in Relation zu vergleichbaren natürlichen Niederschlägen resultieren.

⁺ Universität Trier, Physische Geographie, 5500 Trier, Postfach 3825

Aus diesem Grunde wurde im Rahmen eines Projektes zur Bodenerosionsforschung an der Universität Trier eine neuartige Beregnungsanlage geplant und konstruiert, die sich durch realitätsnahe Eigenschaften ihrer Niederschläge auszeichnet. Die Anlage ist zum mobilen Einsatz auf 8° geneigten Testflächen von 8×1 m Größe konzipiert.

Beschreibung und Funktionsweise der Anlage

Die Hauptbestandteile der Anlage sind zwei Regenrohre aus Hartkunststoff (Durchmesser 32 mm), welche im Abstand von 30 cm parallel in Längsrichtung der Parzellen verlaufen. Sie werden an einem Tragrahmen aus Aluminium befestigt und dabei horizontal ausgerichtet. Der Tragrahmen ruht auf zwei 7 bzw. 8 m hohen Gerüsttürmen, die oberhalb und unterhalb der Testflächen errichtet werden (s. Abb. 1 - 2).

Die Regenrohre weisen im Abstand von 30 cm je zwei im Winkel von 45° angeordnete 2 mm - Bohrungen für den Wasseraustritt auf. Die Bohrungen der beiden Rohre sind gegeneinander versetzt und bodenwärts gerichtet (s. Abb. 4).

Bei der Beregnung fließt das Wasser in dünnen Strahlen aus den Bohrungen. Ein Sieb (Maschenweite 2 mm), das im Abstand von 30 bis 50 cm unterhalb der Rohre über die Parzelle gespannt ist, bewirkt die Umsetzung der Wasserstrahlen in tropfenförmigen Niederschlag, die gleichmäßige Verteilung über eine Fläche von etwa 9×2 m und die gewünschte Tropfenstruktur (s. Abb. 3).

Das Wasser wird mit Hilfe einer Benzinpumpe aus einem 500 l - Faß über ein Steigrohr zugeführt. Im Steigrohr, das senkrecht oberhalb der Regenrohre befestigt ist, sorgt ein Überlauf für konstanten Druck und damit für gleichbleibende Beregnungsmenge. Das Steigrohr fängt Schwankungen der Pumpleistung auf, es ermöglicht die Reproduzierbarkeit der Niederschlagsmengen ebenso wie ihre Veränderung, indem die Höhe des Rohres variiert wird. Die Kontrolle der Intensität und der Verteilung der Niederschläge erfolgt mit Hilfe von kleinen Regenmessern.

Die Gerüsttürme (Grundfläche $2,5 \times 1,5$ m) werden so aufgestellt, daß sich von einem Standort aus 2 angrenzende Parzellen nacheinander beregnen lassen. Dazu braucht man nur den Tragrahmen mit den Regenrohren und das Sieb zu verschieben. Bei Windeinfluß läßt sich die Anlage seitlich, falls notwendig auch umlaufend, nach dem Prinzip eines Vorhanges mit Kunststoffplanen abschirmen.

Die Verankerung der Türme mit Stahlseilen gewährleistet jederzeit die Stabilität der Anlage. Sie kann dank flexibler Bauweise von 2 Personen in ca. 5 Stunden errichtet werden. Für den Transport genügt bei einmaliger Fahrt ein VW - Bus mit Einachsanhänger.

Eigenschaften der simulierten Niederschläge

Als Zielvorgabe wurde die Simulation natürlicher Starkregen angestrebt, ohne allerdings die in der Natur vorkommenden Intensitätsschwankungen nachahmen zu wollen (vgl. Karl 1979, S. 376).

Die Intensität liegt bei 1 mm pro Minute, was heftigen Starkregen entspricht. In 15 und 30minütigen Versuchen hat sich gezeigt, daß bei geringeren Intensitäten die Verteilung der Niederschläge ungleichmäßig wird, während höhere Intensitäten unproblematisch sind.

Das Tropfenspektrum, das vorläufig mit der Mehlmethode bestimmt wurde (Laws/Parsons 1943), reicht von ca. 0,5 bis 5 mm. Die Tropfengrößenverteilung zeigt eine zufriedenstellende Übereinstimmung mit den Starkregenspektren von Bonn (Breuer/Kreuels 1977).

Die Fallgeschwindigkeiten der Tropfen sind aufgrund einer mittleren Fallhöhe von 7 m den Endgeschwindigkeiten angenähert. Diese werden sogar von Tropfen bis ca. 2 mm Durchmesser voll erreicht. Selbst die größten Tropfen erreichen noch über 90 % der Endgeschwindigkeit (s. Tab. 1).

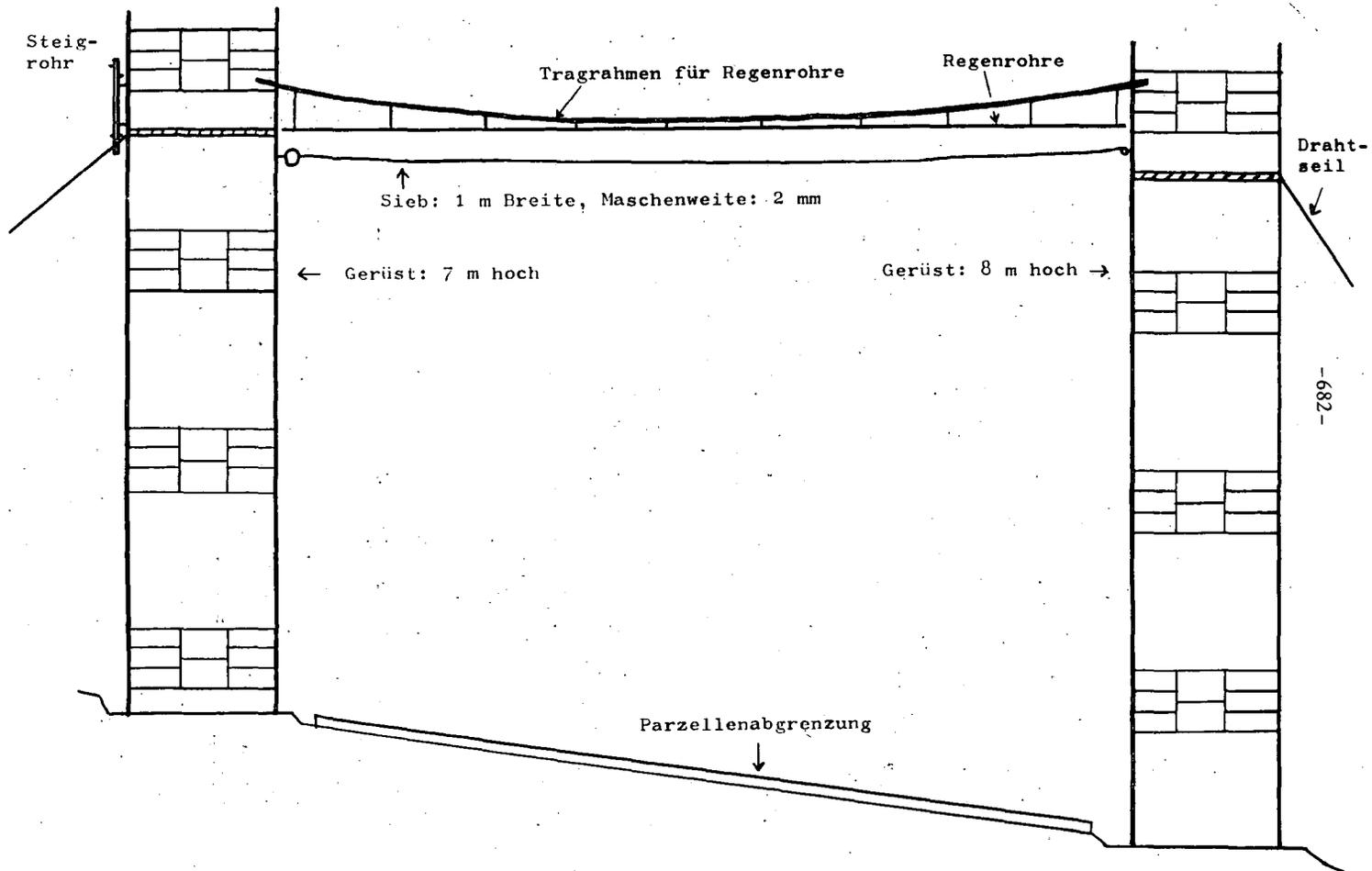
Damit weisen die simulierten Niederschläge eine äußerst realistische Aufprallenergie auf, die nur geringfügig von vergleichbaren natürlichen Ereignissen abweicht.

Tab. 1: Fallgeschwindigkeiten von Tropfen (m/sec)

Durchmesser (mm)	Endgeschwindigkeiten		aus einer Höhe von 7 m: = Prozent der Endgeschwindigkeit		
	nach Gunn/ Kinzer	nach Laws/ Parsons ¹	nach Laws/ Parsons ¹	nach Gunn/ Kinzer	nach Laws/ Parsons
1	4,03	4,7	4,7	100	100
2	6,49	7,0	6,8	100	97,1
3	8,06	8,1	7,6	94,3	93,8
4	8,83	8,9	8,3	94,0	93,2
5	9,09	9,3	8,7	95,7	93,5
5,8	9,17	9,4	8,8	95,9	93,6

1 Näherungswerte ermittelt aus Laws/Parsons 1941

Abb. 1: Beregnungsanlage Seitenansicht



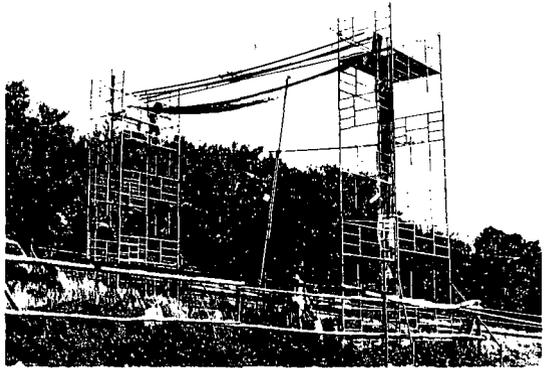


Abb. 2: Gesamtansicht der Beregnungsanlage

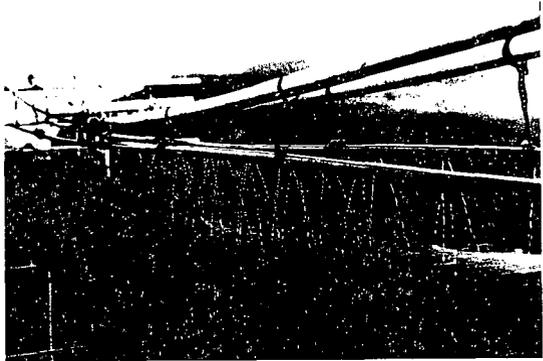


Abb. 3: Tragrahmen mit Regenrohren und Verteilersieb während eines Beregnungsversuchs

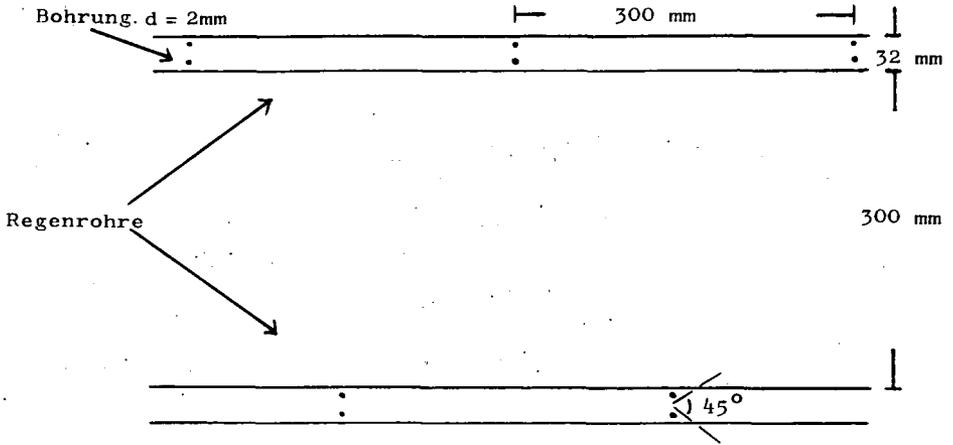


Abb. 4: Anordnung der Bohrungen in den Regenrohren

Literaturverzeichnis

- BREUER, L.J., KREUELS, R.K.: Vergleich von Regentropfenspektren gleicher Niederschlagsintensität über dem Tropischen Atlantik (Gate) und Westdeutschland (Bonn). - In: Annalen der Meteorologie 12, 1977, S. 149 - 156.
- GUNN, R., KINZER, G.D.: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. - In: Journal of Meteorology 6, 1949, S. 243 - 248.
- HALL, M.J.: A critique of methods of simulating rainfall. - In: Water Resources Research 6, 1970, S. 1104 - 1114.
- KARL, J.: Erosionsgefahren und Abhilfen in Süddeutschland. - In: Zeitschrift f. Kulturtechnik und Flurbereinigung 20, 1979, S. 374 - 380.
- LAWS, J.O.: Measurements of the fall - velocity of water - drops and raindrops. - In: Transactions, American Geophysical Union 22, 1941, S. 709 - 721.
- LAWS, J.O., PARSONS, D.A.: The relation of raindrop - size to intensity. - In: Transactions, American Geophysical Union 24, 1943, S. 452 - 460.
- MEYER, L.D.: Simulation of rainfall for soil erosion research. - In: Transactions of the ASAE 8, 1965, S. 63 - 65.
- PARR, J.F., BERTRAND, A.R.: Water infiltration into soils. - In: Advances in Agronomy 12, 1960, S. 311 - 363.
- SCHMIDT, R.-G.: Probleme der Simulation erosiver Niederschläge. - In: Regio Brasiliensis 21, 1980, S. 174 - 185.

Bodenerosionsmessung auf 6 Standorten
im Trierer Raum

- Methode und erste Ergebnisse -

von

Richter, G.*

Zur Frage der Quantifizierung der Bodenerosion hat Wischmeier schon vor über 20 Jahren ein Vorhersagemodell entwickelt, das der "soil loss equation" (z.B. Wischmeier u. Smith 1961).

Die Wirkung der die Bodenerosion beeinflussenden Faktoren wurde dabei einzeln durch eine Vielzahl von Regensimulationsversuchen quantifiziert. Kürzlich wurde die Übernahme dieser Methode durch Schwertmann (1981) auch für Mitteleuropa empfohlen.

Suchen wir in der Literatur nach Bodenerosionsmessungen in Mitteleuropa, so finden wir zwar eine Reihe von Einzelmessungen und kurzen Meßreihen auf Testflächen, aber nur wenige kontinuierliche Untersuchungen auf der Basis von Meßsystemen an mehreren Standorten gleichzeitig. Hier sind eigentlich nur die Messungen von Kuron und Jung auf 6 Stationen anzuführen, die 1951 am Albacher Hof begannen und bis 1968-70 weitergeführt wurden. Bei Kuron, Jung und Schreiber (1956) sowie bei Jung und Brechtel (1980) wird über die Ergebnisse berichtet.

Kuron und Jung arbeiteten mit Parzellen von 2 x 8 m und bei einem Gefälle von 7-10 %. Die Stationen wurden aus technischen Gründen nur im Sommerhalbjahr betrieben. Registriert wurden die Bodenverluste durch natürliche Niederschläge.

Jeder Versuch eines Vergleichs mit dem Wischmeier-Modell ist deshalb und wegen des Problems der Abflußregistrierung von

* Geographie/Geowissenschaften der Universität Trier,
Postfach 3825, 5500 Trier

vornherein erschwert und wurde daher von den Autoren der genannten Arbeiten auch nicht versucht.

Inzwischen haben sich die technischen Möglichkeiten der Erfassung von Niederschlags- und Abflußparametern erheblich verbessert. Mit der MEDES-Serie wurden im Elektroniklabor der Universität Trier automatisch arbeitende Registrierstationen entwickelt, welche die Regenintensitäten und Abflußmengen von Testparzellen über einen längeren Zeitraum automatisch je 5 min aufzeichnen. Es lag nahe, diese Geräte in einem ähnlichen Meßsystem einzusetzen, wie das von Kuron und Jung betriebene.

Mit Hilfe der DFG wurden daher seit 1981 rund um Trier 7 Feldstationen erbaut, die in der Regel je 6 Parzellen von 8 x 1 m enthalten. Die geologische Vielfalt des Trierer Raumes erlaubte es, die Stationen auf den Ausgangsgesteinen Tonschiefer, Löß, Sandstein, Dolomit, Mergel und Ton in einem Kreis mit Radius von 4,5 km unterzubringen. Sie haben eine Hangneigung von 8°, die SW-Exposition und eine Höhenlage von 320-360 m NN (nur die Lößstation liegt tiefer, s. Tab. 1). Über Bodenart und Bodentyp gibt dieselbe Tabelle Auskunft.

Die Parzellen A-D jeder Station werden jährlich mit Sommergerste bestellt. A und C erhielten bisher jedes Jahr eine Strohmulche von umgerechnet 50 dz/ha, künftiger weniger, C und D sind daher die Wiederholung von A und B. Hier werden die Oberflächenabflüsse und Bodenabträge durch natürliche Niederschläge registriert. Die Parzellen E und F werden im Saatbettzustand vegetationsfrei gehalten und dienen zu Versuchen mit künstlicher Beregnung. Sie bilden daher die Brücke zu einem Vergleich mit dem Wischmeier-Modell.

In Tab. 2 werden die Halbjahreswerte der Messungen unter natürlichen Niederschlägen im Abflußjahr 1982/83 wiedergegeben. Weitreichende Schlüsse sind bei einer so kurzen Meßreihe nicht angebracht, doch seien folgende Bemerkungen angefügt:

1. Die reliefbedingten Niederschlagsdifferenzen auf kleinem Raum sind hoch.

2. Die winterlichen Oberflächenabflüsse und Bodenabträge sind trotz höherer Niederschlagssummen sehr gering.
3. Im Sommer führte die Mulchung bei 5 Stationen zu einer Verringerung des Abflusses, aber nur bei 3 Stationen zu deutlich geringeren Bodenabträgen.
4. Bezogen auf die Niederschlagsmenge liegt der höchste Bodenabtrag je 50 mm N auf den schluffigen Verwitterungsböden aus Mergel, Dolomit und Schiefer.
5. Bezogen auf die Abflußmenge sind je m^3/ha Oberflächenabfluß die Böden auf Mergel und Löß am stärksten betroffen, gefolgt von denen auf Röt und Schiefer.
6. Ein direkter Vergleich über die Halbjahressummen ist nicht repräsentativ, weil die 6 Stationen von den engräumigen Gewitterniederschlägen in unterschiedlichem Ausmaße betroffen wurden. Hier müssen die einzelnen Niederschläge zur Auswertung herangezogen werden. Dies ist jedoch noch nicht abgeschlossen.

Zur Starkregensimulation auf den Parzellen E und F wurde durch Pahl und Willger eine Beregnungsanlage konstruiert, über die in dieser Sitzung noch zu berichten ist (s. Vortrag Pahl). Mit Intensitäten um 1 mm/min wurden hintereinander mit 6-12 Std. Abstand folgende Beregnungen auf allen Stationen durchgeführt: Versuch 1: 30 min; Versuch 2: 15 min; Versuch 3: 15 min; Versuch 4: 15 min; Versuch 5: 30 min.

Die Ergebnisse für Sept./Okt. 1982 sind in Tab. 3 zusammengestellt. Hier lassen sich folgende Ergebnisse herausheben:

1. Auch bei Beregnungsversuchen mit derselben Anlage sind die produzierten Niederschlagssummen nicht völlig gleich.
2. Allgemein steigen die Oberflächenabflüsse von Versuch zu Versuch deutlich an. Der erste Versuch dient zur Auffüllung des Bodenwassers bis zur Feldkapazität und ist daher nur eingeschränkt zu werten.
3. Bei den Bodenverlusten ergibt sich eine deutliche Differenzierung. Die Abtragsreihe lautet: Löß > Röt > Dolomit > Ton > Mergel > Schiefer.

4. Da die Niederschlagssumme von 5 Versuchen auf den Stationen von 103-141 mm variiert, wurden die Ergebnisse von Ao und E auf Werte je 10 mm Regen umgerechnet. Dann lautet die gewichtete Abtragungsreihe: Löß > Röt > Dolomit > Mergel > Ton > Schiefer.
5. Die Höhe der Oberflächenabflüsse je 10 mm Regen hat fast dieselbe Reihung: Löß > Röt > Mergel > Dolomit > Ton > Schiefer.

Die Ergebnisse der Beregnungsversuche liegen in der Höhe der bei Richter (1965, Abb. 41) mitgeteilten Resultate, die damals mangels Abtragungsmessungen aus der durchschnittlichen Verringerung der Bodenmächtigkeit je Grad Hangneigung bei der Abbohrung von Hangcatenen erschlossen wurde. Über die Deutung dieser hier vorgelegten Ergebnisse wird anschließend Herr Kollege Schröder sprechen.

Zitierte Literatur:

- JUNG, L. und BRECHTEL, R. 1980: Messungen von Oberflächenabfluß und Bodenabtrag auf verschiedenen Böden der Bundesrepublik Deutschland. - Schriftenreihe des deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, H. 48, Hamburg und Berlin.
- KURON, H., JUNG, L. und SCHREIBER, H. 1956: Messungen von oberflächlichem Abfluß und Bodenabtrag auf verschiedenen Böden Deutschlands. - Schriftenreihe des Kuratoriums für Kulturbauwesen, H. 5, Hamburg.
- RICHTER, G. 1965: Bodenerosion. Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland. - Forschungen zur deutschen Landeskunde, Bd. 152, Bad Godesberg, 2 Bd.
- SCHWERTMANN, U. u.a. 1981: Die Vorausschätzung des Bodenabtrags durch Wasser in Bayern. - München, Manuskriptdruck.
- WISCHMEIER, W.H. und SMITH, D.D. 1961: A universal soil-loss equation to guide conservation farm planning. - Transactions of 7th International Congress of Soil Science, Madison Wisc., USA, Vol. 1, Amsterdam, 418-425.

Tab. 1: Feldstationen zur Bodenerosionsmessung um Trier

Feldstation	Ausgangsgestein	Bodenart	Bodentyp	Exposition	Höhe NN
1 Tarforst	Tonschiefer (du)	\bar{x} , sL	Braunerde-Ranker Rigosol	SW	320 m
2 Olewig	LSB-Solifluktuionsdecke	x', uL	Kolluvium über Parabraunerde	SW	230 m
3 Kockelsberg	Sandstein (so ₂)	lS	Saure Braunerde	SW	330 m
4 Bitburger Chaussee	Dolomit (mo)	xtL	Braunerde- Rendzina	SW	360 m
5 Hungelsberg	Mergel (mu ₁)	uL	Mergel-Rendzina	SW	350 m
6 Am Dicken Kreuz	Ton (ku)	lT	Kalkhaltiger Pelosol	SW	360 m
7 Lorich	Sandstein (so ₂)	lS	Saure Braunerde	SW	325 m

Tab. 2: Abflüsse (in m³/a), Bodenabträge (in kg/ha) und Niederschläge (in mm) im Sommer 1982 und Winter 1982/83 sowie Bodenabträge bei 10 mm Niederschlag und je m³ Abfluss im Sommer 1982

Station	Tarforst (Tonschiefer)		Olewig (LSB)		Kockelsberg (Röt)		Bitburger Ch. (Dolomit)		Hungelsberg (Mergel)		Am Dicken Kreuz (Ton)	
	Abfluss	Abtrag	Abfluss	Abtrag	Abfluss	Abtrag	Abfluss	Abtrag	Abfluss	Abtrag	Abfluss	Abtrag
Sommer A+C (Mehrf.)	7,2	98	2,2	47	6,8	97	3,0	117	21,5	131	-	-
1982 B + D	27,1	200	2,2	21	11,2	78	8,0	243	27,1	246	-	-
Winter A+C (Mehrf.)	0,6	-	0,4	-	2,4	-	3,3	1	3,6	7	-	-
1982/83 B + D	0,2	-	0,1	-	2,8	-	0,8	2	2,8	7	-	-
Jahr A+C (Mehrf.)	7,8	98	2,6	47	9,1	97	6,2	117	24,6	137	-	-
1982 B + D	27,3	200	2,8	21	14,1	78	8,8	245	29,9	253	-	-
Niederschläge (mm)												
Niederschlag Sommer 82	277		216		187		398		370		469	
Niederschlag Winter 82/83	1029		848		876		863		828		818	
Niederschlag Jahr 1982	1306		1064		1063		1266		1198		1287	
Bodenabträge im Sommer 82 (kg/ha)												
Bodenabtrag A+C (Mehrf.)	15		11		19		15		18		-	
je 10 mm N, B + D	21		5		11		31		47		-	
Bodenabtrag A+C (Mehrf.)	15		11		19		19		6		-	
je m ³ B + D	2		9		7		30		7		-	
Abfluss	7,8		2,6		9,1		6,2		24,6		-	

Tab. 3: Beregnungsversuche im Sept./Okt. 1982 auf 6 Feldstationen bei Trier:
 Niederschlag N (mm), Oberflächenabfluß A_0 (m^3/ha) und Bodenverlust E (t/ha)
 bei 5 Versuchen, Parzellen E und F gemittelt

Versuch	Tarforst (Schiefer)			Olewig (Löß)			Kockelsberg (Röt)		
	N (mm)	A_0 m^3/ha	E t/ha	N (mm)	A_0 m^3/ha	E t/ha	N (mm)	A_0 m^3/ha	E t/ha
1	37	-	-	32	108	3,1	28	39	0,8
2	17	2	0,03	21	73	2,2	21	96	2,1
3	20	24	0,4	21	176	3,8	21	85	3,1
4	23	58	0,5	20	115	3,9	25	163	4,2
5	41	183	1,6	38	330	10,2	46	437	11,5
Σ 1-5	138	267	2,5	132	802	23,2	141	820	21,7

Versuch	Bitburger Ch.(Dolomit)			Hungelsberg (Mergel)			Am Dicken Kreuz (Ton)		
	N (mm)	A_0 m^3/ha	E t/ha	N (mm)	A_0 m^3/ha	E t/ha	N (mm)	A_0 m^3/ha	E t/ha
1	35	78	1,9	31	61	1,1	36	-	-
2	15	64	2,2	16	28	0,5	22	34	0,3
3	17	66	2,2	17	83	1,2	21	63	2,0
4	17	80	1,8	16	101	1,9	17	65	1,9
5	36	292	6,8	23	196	5,5	34	196	8,4
Σ 1-5	120	580	14,9	103	469	10,2	130	358	12,6

Die Anwendung von Müllkompost auf einem grünland-
genutzten Brackmarschboden

von
Schoemakers, J.*

Einleitung

Es soll geprüft werden, ob sich die zur Staunässe neigenden und vorwiegend als Grünland genutzten Brackmarschböden durch die Anwendung von Müllkompost in ihren chemischen und physikalischen Eigenschaften verbessern lassen. Zu diesem Zweck wurde auf einer südöstlich von Emden gelegenen Grünlandfläche ein dreijähriger Versuch mit unterschiedlich hohen Müllkompostmengen in Verbindung mit verschiedenen Einarbeitungstiefen durchgeführt.

Versuchsanlage und -durchführung

Die Analysenergebnisse des verwendeten Müllkomposts gibt Tab. 1 wieder. Bei diesem Kompost mit einer Korngröße von kleiner 10 mm handelt es sich um ein schon stark ausgereiftes Material, das zum Zeitpunkt der Anwendung sechs Monate alt war.

Glühverlust in %	49,3	Zink in ppm	1061,0
H ₂ O-Gehalt in %	39,6	Kupfer in ppm	285,0
Vol-Gew. in g/l	477,5	Cadmium in ppm	6,3
pH-Wert	7,92	Blei in ppm	690,0
CaCO ₃ in %	7,12	Chrom in ppm	123,0
N-Gesamt in %	1,35	Nickel in ppm	47,0
P ₂ O ₅ -Gesamt in %	0,51		
K ₂ O-Gesamt in %	0,47		

Tab. 1: Analysenergebnisse des verwendeten Müllkomposts

Folgende Versuchsvarianten wurden ausgewählt; bei der Bezeichnung der Varianten gibt jeweils die erste Zahl die verwendete Kompostmenge (in cm Kompostauflage) und die zweite Zahl die Pflugtiefe (in cm) an:

0/15 der im Untersuchungsgebiet übliche Flachumbruch mit einer Pflugtiefe von 15 cm

* Institut für Landeskultur und Mikrobiologie - Landeskultur - der Justus-Liebig-Universität. Gießen, Senckenbergstr. 3, 63 Gießen

- 0/0 g anstatt zu pflügen wurde hier 10 cm tief gefräst (g= gefräst)
- 0/0 u die bestehende Grünlandnarbe wurde in ihrem Ausgangszustand belassen (u = unverändert)
- 5/15 5 cm Kompost ($500 \text{ m}^3/\text{ha} = 144,2 \text{ t/ha TM}$), Pflugtiefe 15 cm
- 10/15 10 cm Kompost ($1000 \text{ m}^3/\text{ha} = 288 \text{ t/ha TM}$), Pflugtiefe 15 cm
- 5/30 5 cm Kompost, Pflugtiefe 30 cm
- 10/30 10 cm Kompost, Pflugtiefe 30 cm

Die Varianten wurden in achtfacher Wiederholung (nur Variante 0/0 u und 0/0 g in vierfacher Wiederholung) angelegt. Die Parzellengröße beträgt ca. 70 m^2 .

Nach der Einarbeitung des Komposts und den Bearbeitungsmaßnahmen zur Vorbereitung des Saatbetts wurde das Grünland neu angesät (abgesehen von der Variante 0/0 u).

Die Kompostvarianten und die Varianten ohne Kompost wurden unterschiedlich gedüngt. Bei den Kompostvarianten wurden während des gesamten Untersuchungszeitraumes insgesamt $235 \text{ kg/ha K}_2\text{O}$ und P_2O_5 sowie 40 kg/ha N an Mineraldünger eingespart. Bei der Betrachtung der nachfolgenden Ertragsergebnisse ist dies stets zu berücksichtigen.

Versuchsergebnisse

Durch die Anwendung von Müllkompost wurde der pH-Wert, der Salzgehalt, der Gehalt an organischer Substanz, der N-Gehalt sowie der Gehalt an pflanzenverfügbarem Kalium und Phosphor im Boden deutlich angehoben.

Auch hinsichtlich der bodenphysikalischen Eigenschaften haben sich durch die Einarbeitung von Müllkompost nennenswerte Veränderungen ergeben. Bei allen Kompostvarianten war das Gesamtporenvolumen signifikant erhöht. Diese Erhöhung geht zurück auf die Zunahme der Grob- und Mittelporen, die wiederum mit einer Abnahme der das Totwasser enthaltenden Feinporen verbunden ist.

Bedenklich ist die bei den Kompostvarianten (vor allem bei der Variante 10/15) starke Anreicherung der Krume mit Schwermetallen, insbesondere mit Blei, aber auch mit Zink und Kupfer.

Im folgenden sollen nur die Ertragsergebnisse und die Ergebnisse der pflanzensoziologischen Bestandsaufnahmen dargestellt werden.

Im gesamten Untersuchungszeitraum wurden sieben Mal Ertragsmessungen vorgenommen, ein Schnitt in 1980 (1/80) sowie jeweils drei Schnitte in 1981 (1/81), 2/81, 3/81) und in 1982 (1/82, 2/82, 3/82).

Beim ersten Schnitt liegen bis auf Variante 5/30 alle Kompostvarianten über der Vergleichsvariante 0/15. Den deutlichsten Mehrertrag weist die Variante 10/15 mit 189,9 % auf, wobei allerdings das insgesamt geringe Ertragsniveau des ersten Schnitts beachtet werden muß.

Bei der Variante 5/30 entstand durch das vertiefte Pflügen auf 30 cm ein äußerst grobscholliges Saatbett, so daß die Keimung der Gras- und Kleesamen behindert war. Das erklärt den Minderertrag von fast 50 %. Die beiden ersten Schnitte des Jahres 1981 zeigen, daß die Wirkung des Komposts bei den flachgepflügten Kompostvarianten 5/15 und 10/15 stark nachläßt. Dies liegt zum großen Teil an den in manchen Jahren sehr zahlreich auftretenden Wühlmäuse, die sich infolge des lockeren Bodengefüges besonders auf den Varianten 5/15 und 10/15 wohlfühlen und dort größeren Schaden anrichten.

	1/80		1/81		2/81		3/81	
	abs.	rel.	abs.	rel.	abs.	rel.	abs.	rel.
0/15	11,50	100,0	67,31	100,0	45,99	100,0	23,83	100,0
0/0 u	-	-	61,18	90,9	38,98	84,8	22,14	92,9
0/0 g	10,32	89,8	64,02	95,1	44,59	97,0	27,20	114,1
5/15	16,06	139,7	64,31	95,5	48,03	104,5	30,10	126,3
10/15	21,83	189,9	73,77	109,6	46,85	101,9	29,57	124,1
5/30	5,87	51,1	71,03	105,5	58,97	128,2	30,60	128,4
10/30	14,31	124,5	83,41	123,9	53,67	116,7	29,38	123,3

Tab.2 Absolute (in dt/ha TM) und relative Erträge in 1980, 1981

Erst beim dritten Schnitt 81, zu dem eine N-Menge von 40 kg/ha gegeben wurde, sind die Kompostvarianten 5/15 und 10/15 der Vergleichsvariante 0/15 wieder überlegen. Das geringere Düngungsniveau läßt hier die Wirkung des Komposts besser zur Geltung kommen.

Die Variante 10/30 weist die geringsten Ertragsschwankungen auf und liegt bei allen Schnitten mit 15 - 25 % Mehrertrag signifikant über der Vergleichsvariante 0/15.

Der nur geringe Mehrertrag der Variante 5/30 beim ersten Schnitt 1980 ist wohl immer noch eine Folge der Keimbehinderung nach Aussaat im Sommer 1980. Erst beim zweiten und dritten Schnitt 1981

erzielt auch die Variante 5/30 einen signifikanten Mehrertrag.

	1/82.		2/82		3/82	
	abs.	rel.	abs.	rel.	abs.	rel.
0/15	63,50	100,0	36,56	100,0	25,22	100,0
0/0 u	52,51	82,7	35,30	96,9	17,83	70,7
0/0 g	67,10	105,7	39,84	109,0	24,44	96,9
5/15	87,99	138,6	45,72	125,1	25,31	100,4
10/15	84,03	132,3	44,45	121,6	26,65	105,7
5/30	76,88	121,1	40,93	111,9	23,62	93,6
10/30	80,30	126,5	42,66	116,7	26,79	106,2

Tab.3 Absolute (in dt /ha TM) und relative Erträge in 1982

Im Zweiten Jahr erbringen alle Kompostvarianten beim ersten und zweiten Schnitt einen mehr oder weniger deutlichen Mehrertrag, besonders die Kompostvarianten 5/15 und 10/15. Im Herbst 1981 und dem darauffolgenden Winter trat das Wühlmausproblem kaum in Erscheinung.

Erst beim dritten Schnitt gleichen sich die Kompostvarianten der Variante 0/15 an.

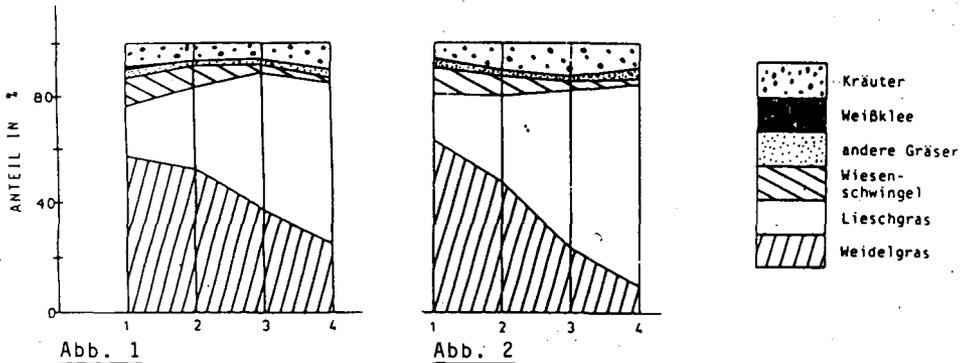


Abb. 1: Bestandesentwicklung von Variante 0/15

Abb. 2: Bestandesentwicklung von Variante 10/15

Die Variante 0/0 u (die alte, nicht umgebrochene Grünlandnarbe) erreicht weder 1981 noch 1982 das Ertragsniveau der Neuansaat. Mit der alten Grasnarbe konnten jedoch durchschnittlich 87% des Ertrags der Vergleichsvariante 0/15 erzielt werden.

Neben der Ertragsentwicklung wurde die Entwicklung der Bestandszusammensetzung des Grünlands bei allen Varianten verfolgt. Zu vier Untersuchungszeitpunkten (s. Abb. 1, 2 Frühjahr 81 = 1, Herbst 81 = 2, Frühjahr 82 = 3 und Herbst 82 = 4) wurden pflanzensoziologische Bestandsaufnahmen angefertigt.

Die Ansaatmischung war dem Standort und dem Klima angepaßt und war im Hinblick auf eine spätere Weidenutzung wie folgt zusammengesetzt:

Weidelgras (*Lolium perenne*) 54,1 %, Wiesenschwingel (*Festuca pratensis*) 21,6 %, Lieschgras (*Phleum pratensis*) 10,8 %, Wiesenrispe (*Poa pratensis*) 8,1 % und Weißklee (*Trifolium repens*) 5,4 %.

Die Entwicklung der Bestandszusammensetzung bei den Varianten 0/15 und 10/15 zeigen die Abbildungen 1 und 2. Die Varianten 5/15 und 10/30 ähneln der Variante 10/15, die Varianten 5/30 und 0/0 g der Variante 0/15.

Bei allen Varianten wird ein deutlicher Rückgang des Bestandesanteils von Weidelgras und eine ebenso deutliche Zunahme von Lieschgras sichtbar.

Der Wiesenschwingel kann seinen Anteil, der je nach Variante zwischen 5 - 15 % schwankt, in etwa halten, obwohl der Bestandsanteil im Herbst 1982 ebenfalls leicht rückläufig ist.

Die Wiesenrispe ist nur in Spuren im Bestand vertreten. In den Abbildungen wird sie zusammen mit den nicht angesäten Gräsern unter der Bezeichnung "andere Gräser" aufgeführt.

Im Verlauf der zwei Untersuchungsjahre nimmt der Anteil der nicht angesäten Gräser geringfügig zu (s. Abb. andere Gräser). In erster Linie sind dies die Rasenschmiele (*Deschampsia caespitosa*), das Wollige Honiggras (*Holcus lanatus*) und das Flechtstraußgras (*Agrostis stolonifera*). Diese Gräser wandern sehr leicht in die aufgetretenen Lücken der Narbe ein.

Der angesäte Weißklee wird bei allen Varianten durch die beschattende Wirkung der Gräser verdrängt. Schon im Herbst 1981 ist der Klee völlig aus dem Bestand verschwunden.

Der Kräuteranteil ist von Untersuchungszeitpunkt zu Untersuchungszeitpunkt schwankend. In der Regel ist er im Frühjahr höher, weil den Kräutern bis zum ersten Schnitt mehr Zeit zur Keimung und zum Wachstum zur Verfügung steht als zwischen den Schnitten.

Diese bei allen Varianten auftretende Bestandsumstellung hat ihre Ursache in der Art der Bewirtschaftung als reines Mähgrünland.

Dies erklärt das völlige Verschwinden des Klees und das Vorherrschen von Lieschgras bzw. den starken Bestandsrückgang von Weidelgras.

Betrachtet man die Varianten 0/15 und 10/15 genauer, so fällt auf, daß das Weidelgras bei der Kompostvariante 10/15 (ebenso bei 5/15 und 10/30) wesentlich stärker zurückgedrängt wird als bei der Variante 0/15 (oder 0/0 b und 5/30).

Das fast völlige Verschwinden des Weidelgrases bei 10/15 hat seine Ursache in dem äußerst lockeren Bodengefüge der Krume. Bei der Variante 0/15 mit einer festen Krume besitzt das Weidelgras mit ca. 25 % einen weitaus höheren Deckungsgrad.

Das horstbildende Lieschgras erlangt in Variante 10/15 die absolute Dominanz. Dieses Gras hat eine große Wuchskraft und ein gutes Nachwuchsvermögen nach den Schnitten, ist aber nicht zu einer dichten Rasenbildung fähig. Das führt zu einer ausgeprägten Lückenbildung in der Narbe, was wiederum die Gefahr mit sich bringt, daß unerwünschte Gräser und Kräuter in den Bestand einwandern können. Schon zwei Jahre nach der Ansaat ist zu beobachten, wie vor allem die Rauschmiehe mehr und mehr im Bestand auftritt.

Zusammenfassung

Durch die Anwendung einmalig hoher Gaben an Müllkompost konnte ein Mehrertrag unter Einsparung von Mineräldünger erzielt werden. Beobachtungen an der Grünlandnarbe haben aber ergeben, daß vor allem die Kompostvarianten (insbesondere die flachgepflügten Kompostvarianten) zu Lückenbildung in der Narbe neigen, was auf das sehr lockere Bodengefüge und auf Umschichtungen im Pflanzenbestand zurückzuführen ist. Die entstehende Grünlandnarbe und die Zusammensetzung des Pflanzenbestands sind im Hinblick auf eine weitere Nutzung unbefriedigend. Lediglich die tiefgepflügte Kompostvariante mit einer Kompostmenge von 500^3 /ha hinterläßt eine gute Krume. Doch treten hier andere Schwierigkeiten auf wie z.B. Keimbehinderung nach der Aussaat.

Die einseitige Betrachtung der Ertragsergebnisse kann daher zu falschen Anwendungsempfehlungen für Müllkompost führen. Pflanzensoziologischen Gesichtspunkten sollten daher in Zukunft zumindest bei Grünlandversuchen wesentlich mehr Bedeutung geschenkt werden. Die Anwendung einmalig hoher Gaben an Müllkompost ist zwar grundsätzlich möglich, doch sollte sie nur in Verbindung mit einer Krumenvertiefung erfolgen. Für den vorliegenden Standort mit einer Krumenmächtigkeit von 15 cm empfiehlt sich beispielsweise eine Kompostgabe von 750^3 /ha bei 30 cm Pflugtiefe oder 500^3 /ha bei 25 cm Pflugtiefe.

Müllkompostanwendung auf diluvialen Sanden und schluffigen
Marschböden Ostfrieslands

von
Schossig, Chr.

Die bestehenden Kompostwerke in der BRD haben bis auf wenige Ausnahmen eine ungenügende Absatzlage ihres Produktes Müllkompost. Aus diesem Grund sollte bei der Bauplanung des Kompostwerkes Aurich in Ostfriesland auch die mögliche Verwertung des erzeugten Müllkompostes untersucht werden.

Erstmalig soll für den Kompostabsatz ein Meliorationsverband eingeschaltet werden. Dieser mit Fragen der Bodenverbesserung beschäftigte Verband will MK meliorativ, d.h., in großen Mengen einmalig oder aber in zeitlich sehr großen Abständen in der Landwirtschaft einsetzen.

Denkbar wäre eine meliorative Anwendung auf diluvialen Sanden, tonarmen, schluffigen Marschen, sowie schweren, tonreichen Marschböden.

Auf verschiedenen Standorten wurden Versuche angelegt, wobei in dieser Abhandlung nur auf Sandböden und tonarme, leichte Marschen eingegangen wird.

Beispielhaft werden zwei Versuche kurz erläutert und einige Ergebnisse angeführt.

1. Versuchsstandort "Sand"

Bei der Versuchsfläche handelt es sich um einen Podsol mit 7.8 % Ton, 16.8 % Schluff und 75.4 % Sand. Diese podsoliierten Sande zeichnen sich durch eine schlechte Speicherkapazität für Wasser und Nährstoffe aus.

1980 wurde ein Versuch angelegt, bei dem neben einer Kontrollvariante, die ortsüblich gedüngt und bearbeitet wurde, MK in einer Höhe von 5 cm (156 t/ha TS) und 10 cm (311 t/ha TS) oberflächlich aufgetragen und 35 cm tief eingepflügt wurde. Die oberflächliche Einbringung sollte durch Nährstoffzufuhr eine verbesserte Speicherfähigkeit für Nährstoffe und Wasser bewirken.

Neben diesen Varianten wurde eine nicht mit MK behandelte Parzelle bis in eine Tiefe von 45 cm tiefgelockert, um die Verhärtungsschicht zu durchbrechen und damit eine bessere Wasserversorgung für die Pflanzenwurzeln zu gewährleisten.

Eine 5. Variante wurde mit 10 cm MK behandelt und zusätzlich

wurden mit einem umgebauten Tiefendüngungsgerät kompostverfüllte Schlitze bis in eine Tiefe von 50 cm angelegt. Durch diese Maßnahme sollte geprüft werden, ob das Aufbrechen der Verhärtungsschicht und eine verbesserte Wasserspeicherung den Wasserhaushalt des Bodens günstig beeinflusst.

Im ersten Versuchsjahr wurde Winterroggen angebaut. Die Kompostvarianten bekamen nur 60 % der mineralischen Stickstoffdüngung, aber kein mineralisches K_2O und P_2O_5 . Trotzdem war der Bestand der kompostbehandelten Parzellen den unbehandelten deutlich überlegen. So waren im Vegetationsverlauf eine deutlich bessere Bestockung und Ährenanlage durch den Einsatz von MK feststellbar. Dies bestätigen auch die Ertragsergebnisse :

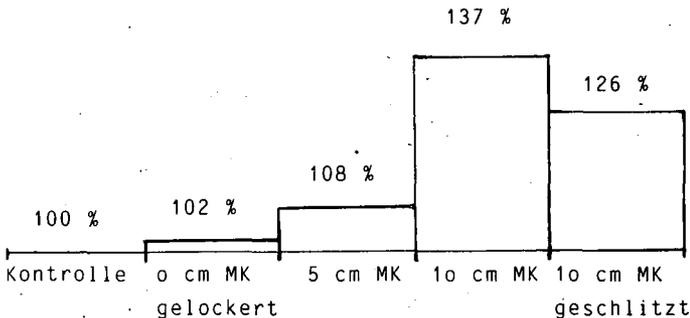


Abb. 1 : Ertragsergebnisse 1981 Winterroggenkorn in Relativerträgen

Im zweiten Vegetationsjahr kam auf der Versuchsfläche Winterraps zum Anbau. Da der Raps sehr düngungsintensiv ist, wurde auf den Kompostparzellen die gleiche Menge mineralischen Düngers der Kontrolle ausgebracht. Im Herbst konnten keine Unterschiede zwischen einzelnen Varianten beobachtet werden. Erst in der letzten Vegetationsphase zeigten sich Unterschiede. Bedingt durch die wahrscheinlich bessere Wasserversorgung der gelockerten und geschlitzten Varianten im sehr trockenen Juli 82 (17 mm Regen) zeigten diese dann deutliche Entwicklungsvorteile (s. Abb. 2).

Während die hohen Ernteerträge im ersten Versuchsjahr wahrscheinlich auf die gute Nährstoffversorgung der Kompostvarianten zurückzuführen sind, können die Mehrerträge beim Raps als Folge der besseren Wasserversorgung der Pflanzen gewertet werden.

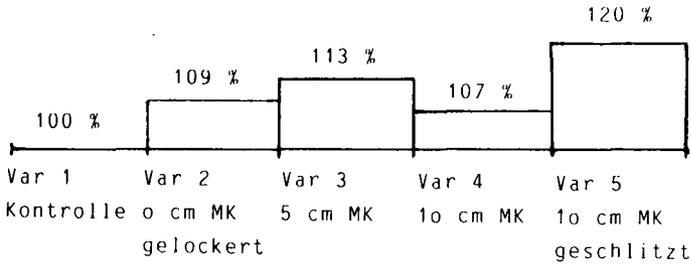


Abb. 2 : Ertragsergebnisse 1982 Winterrapis in Relativerträgen

Während des zweijährigen Versuchszeitraumes wurden vier Bodenprobenahmen durchgeführt. Tabelle 1 gibt einige wichtige Ergebnisse wieder.

	Variante 1 0 cm MK	Variante 3 5 cm MK	Variante 4 10 cm MK
pH-Wert			
Fj 81	5.56	6.05	6.52
H 81	5.57	6.25	6.42
Fj 82	5.35	6.14	6.43
H 82	5.26	6.07	6.44
K₂O - DL in mg/100 g Boden			
Fj 81	5.2	7.0	17.9
H 81	9.4	9.8	14.3
Fj 82	13.5	19.0	22.0
H 82	9.4	13.6	17.1
P₂O₅ - DL in mg/100 g Boden			
Fj 81	29.7	35.4	39.8
H 81	34.2	42.3	38.7
Fj 82	30.2	37.1	38.2
H 82	24.9	29.8	33.3
N -ges. in mg/100 g Boden			
Fj 81	130	173	209
H 81	133	182	191
Fj 82	143	189	209
H 82	130	164	199

Tab. 1 : pH - und Nährstoffgehalte auf sandigem Versuchsstandort (Fj = Frühjahr; H = Herbst)

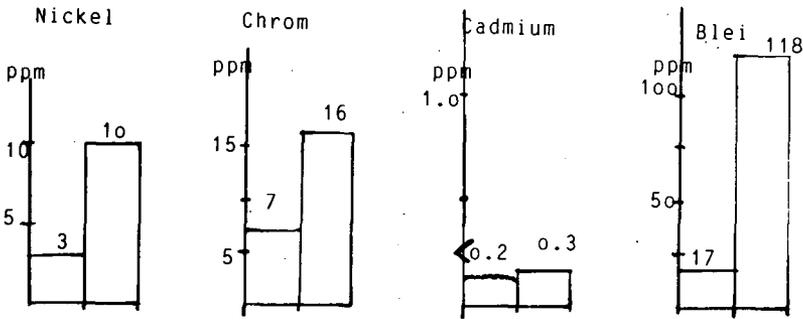


Abb. 3 : Gegenüberstellung der Schwermetallgehalte der Variante 1 (0 cm MK) mit Variante 4 (10 cm MK)

2. Versuchsstandort "Marsch"

Auf einem stark schluff- und feinsandreichen Boden mit 14.9 % Ton, 48 % Schluff und 37.1 % Sand wurde neben einer ortsüblich gedüngten und bearbeiteten Kontrolle Kompostparzellen mit 5 und 10 cm Kompostauflage angelegt.

Die Versuchsanlage verfolgte vor allem das Ziel, diesen stark zur Verschlammung neigenden Boden in seiner Aggregatstabilität zu verbessern. Dies kann durch große Mengen organischer Substanz erreicht werden. Weiterhin sollte das Porenvolumen erhöht werden, wobei hier besonders der Grobporenanteil wichtig für eine gute Luft- und Wasserdurchlässigkeit und damit verbunden eine gute Bearbeitbarkeit dieses Standortes ist.

Der aufgetragene Kompost wurde 30 - 35 cm tief eingepflügt und daran anschließend wurde Winterweizen gesät.

Die Feldbeobachtungen zeigten in der Keimung und im Aufgang der Pflanzen keine Unterschiede, allerdings waren im Frühjahr die mit Kompost behandelten Versuchsglieder deutlich von den unbehandelten zu trennen. Obwohl auf allen Parzellen die gleiche Menge mineralischen Düngers zum Einsatz kam, zeigten die Kompostvarianten eine wesentlich schlechtere Bestockung.

Auch im weiteren Vegetationsverlauf blieben diese negativen MK-auswirkungen bestehen, die Kompostvarianten blieben in ihrer Entwicklung bis zur Ernte deutlich hinter der unbehandelten Kontrolle zurück. Somit ergab die Ernte 1981 folgendes Bild:

variante 1	100 %
Kontrolle	
0 cm MK	
Variante 2	83 %
5 cm MK	
Variante 3	81 %
10 cm MK	

Ein Grund für diese negativen Auswirkungen zeigte sich bei der Entnahme der Bodenproben. Der MK war unvermischt mit dem Boden in einer Schicht eingepflügt worden und baute sich dann wegen mangelnder Sauerstoffzufuhr anaerob ab. Dabei müssen sich Stoffe entwickelt haben, die für die Pflanzenwurzeln schädlich waren. Die Verschlämmung des Oberbodens wurde durch diese ungenügende Durchmischung auch nicht verhindert.

Die im zweiten Versuchsjahr angesäte Sommergerste keimte gleichmäßig und ließ keine kompostbedingten Unterschiede erkennen. Da im ersten Versuchsjahr keine Überdüngung aufgetreten war, kam auch in diesem Jahr auf allen Parzellen die gleiche Menge mineralischen Düngers zum Einsatz. Im späteren Vegetationsverlauf waren die Parzellen der mineralisch gedüngten Variante wieder überlegen und zeigten eine bessere Ahrenanlage als die Kompostvarianten. Die Unterschiede waren aber nicht mehr so extrem wie im Kompostanwendungsjahr.

Ertragsergebnisse 1982 :

Variante 1	100 %
Kontrolle	
Variante 2	92 %
5 cm MK	
Variante 3	92 %
10 cm MK	

Beide Versuchsjahre zeigen also die gleiche Tendenz: Ertragsdepressionen durch den Einsatz von Müllkompost. Trotz dieser Ertragsrückgänge sind die Anstiege der Nährstoffkonzentrationen durch MK auch auf diesem schlammigen Boden zum Teil beträchtlich, wie Tabelle 2 zeigt.

	Variante 1 0 cm MK	Variante 2 5 cm MK	Variante 3 10 cm MK
C-Gehalt in %			
Fj 81	1.13	1.48	1.80
H 81	1.38	1.85	2.37
Fj 82	1.10	1.28	1.80
H 82	1.25	1.65	2.35
K ₂ O - DL in mg/100 g Boden			
Fj 81	14.9	22.3	28.6
H 81	10.8	19.4	27.6
Fj 82	16.1	22.8	28.6
H 82	14.3	21.0	27.4
P ₂ O ₅ - DL in mg/100 g Boden			
Fj 81	27.9	29.6	28.6
H 81	22.7	22.0	21.5
Fj 82	28.1	25.5	30.5
H 82	25.1	25.3	28.6
N - ges. in mg/100 g Boden			
Fj 81	143	149	156
H 81	102	140	175
Fj 82	118	160	193
H 82	109	142	191

Tab. 2 : Kohlenstoff- und Nährstoffgehalte zu vier Probenahme-terminen auf schluffigem Marschstandort

Zusammenfassend läßt sich folgendes feststellen:

Bei Sandböden besteht die Möglichkeit MK sinnvoll einzusetzen, wobei Kompost umso wirkungsvoller ist, je verärmerter der Boden an Nährstoffen und je schlechter der Wasserhaushalt ist. Zu beachten ist in besonderer Weise der Schwermetallgehalt des verwendeten MK, um zu starke Kontaminationen im Boden zu vermeiden.

Bei schluffreichen, schlammigen Marschböden wirken sich nach den bisherigen Erfahrungen Kompostgaben negativ auf den Ertrag aus, obwohl eine Anreicherung mit org. Substanz erreicht wurde. Ergebnisse eines neuen Versuchs auf einem schluffigen Marschboden weisen darauf hin, daß neben einer möglichst guten Durchmischung von Boden und MK vor allem die Frage der Kompostqualität - in diesem Fall der Kompostreife - eine wichtige Rolle spielt.

Bodenerosionsmessungen auf 6 Standorten
im Trierer Raum - II. Bodenerosion und
Bodeneigenschaften

von

Schröder, D.*

Einleitung

Im Vorwort der Schrift "Die Vorausschätzung des Bodenabtrages durch Wasser in Bayern" weist Schwertmann (1982) auf die Notwendigkeit hin, das Wischmeier-Verfahren durch die Erarbeitung von erosionsrelevanten Daten an die hiesigen Verhältnisse anzupassen. Diese Zielsetzung haben auch die von Richter 1980 angelegten Versuche auf 6 Standorten im Trierer Raum. Auf bewachsenen und gebrachten Parzellen soll der Einfluß natürlicher und künstlicher Regen auf Abfluß und Abtrag für die jeweiligen Standorte untersucht werden. Daneben werden die für den K-Faktor (Bodenerodierbarkeits - Faktor) entscheidenden Bodeneigenschaften und weitere, in diesem Gebiet möglicherweise wichtige ermittelt, um die Genauigkeit von Vorausschätzungen nach dem Wischmeier-Verfahren überprüfen zu können.

Desweiteren soll durch den Vergleich des Abtrags auf bewachsenen und unbewachsenen Parzellen eine Beurteilung zum Bedeckungs- und Bearbeitungsfaktor (C) vorgenommen werden. Und schließlich soll die Gegenüberstellung der Abtragungsdaten von natürlichen und künstlichen Niederschlagsereignissen aller Standorte Aufschluß darüber geben, ob die relativen Abträge vergleichbar sind, oder ob Wechselwirkungen Beregnungsart/Standort vorliegen.

Neben diesen zum Wischmeier-Verfahren in Beziehung stehenden Untersuchungen wird als Erosionsschutzmaßnahme die Wirkung der Strohdüngung bei oberflächennaher Einarbeitung geprüft, sowie ihr Einfluß auf die Erträge.

* Universität Trier, Geographie/Geowissenschaften, Postfach 3825, 5500 Trier

In diesem Bericht werden erste Ergebnisse von den bewachsenen Parzellen mitgeteilt. Die angegebenen Abflüsse und Abträge beziehen sich auf das Wasserwirtschaftsjahr 82/83. Die bodenkundlichen Untersuchungen wurden im Mai 1982 durchgeführt.

Standorte und Versuchsanlage

Die Untersuchungen erfolgen auf 6 in Tab. 1 gekennzeichneten Standorten in der Umgebung von Trier. Die Jahresdurchschnittstemperatur beträgt 9°C , die mittleren jährlichen Niederschläge belaufen sich auf 750 mm . Auf beträchtliche Unterschiede zwischen den Standorten weist Richter in diesem Band hin. Alle Flächen haben eine Neigung von 8° nach SW. Nähere standortkundliche Angaben macht Richter in diesem Band. Dort wird auch über Erfassung von Abfluß und Abtrag sowie über den Versuchsaufbau berichtet.

Untersuchungsmethoden

Die Daten wurden mit folgenden Untersuchungsmethoden gewonnen:

1. Korngrößenanalyse: nach Köhn
2. pH-Bestimmung: elektrometrisch in $n/100\text{ CaCl}_2$
3. Carbonat-Bestimmung: nach Scheibler
4. Kohlenstoff-Bestimmung: nach Lichterfelde
5. Porenvolumen: Luftvolumen und Wasservolumen
6. Poren $>50\text{ }\mu\text{m}$: nach Richards (1947)
7. Wasserdurchlässigkeit (kf): nach Hanus (1964), berechnet als Durchlässigkeitsbeiwert nach Hanus und Franken (1967)
8. Doppelringinfiltrometrie nach DIN 19682
9. Eindringwiderstand mit soil pocket penetrometer bei $pF\ 2,5$
10. Aggregatstabilität nach Kemper und Koch (1966) an der Fraktion 1-2 mm
11. Aggregatklassen und Permeabilitätsklassen nach Kartieranleitung

Die statistische Auswertung erfolgte über eine mehrfaktorielle Varianzanalyse und eine multiple Korrelations-Regressionsanalyse.

Ergebnisse

1. Abfluß

Aus der Varianztabelle (Tab. 2) ist abzulesen, daß der Faktor Orte die höchsten Streuungsanteile aufweist. Die Wirkung der Strohdüngung ist aber ebenfalls signifikant. Eine gesicherte Wechselwirkung besteht hingegen nicht.

In Tab. 3 sind die Ablußmengen angegeben. Sie sind am höchsten auf dem Standort Hungelsberg (Mittlerer Muschelkalk, schluffreich), Tarforst (Schiefersolifluktion mit Lößanteilen) und Kockelsberg (Oberer Buntsandstein). Geringe Abflüsse treten an der Bitburger Chaussee (Oberer Muschelkalk) und in Olewig (Kolluvium aus schieferhaltiger Lößlehmfließerde) auf. Sehr geringe Abflußmengen wurden auf dem tonigen Keuper am dicken Kreuz gemessen.

Die Strohdüngung hat die Abflüsse auf allen Standorten vermindert, im Mittel um die Hälfte.

2. Abtrag

Ähnlich wie beim Abfluß ist der Streuungsanteil der Orte auch beim Abtrag am höchsten (Tab. 2). Die Strohdüngung hat eine signifikante Wirkung. Eine Wechselwirkung besteht nicht. Die höchsten Abtragsmengen hat der Hungelsberg. Danach folgen die Standorte Bitburger Chaussee und Tarforst. Geringe Abträge wurden am dicken Kreuz beobachtet. In dieser Abfolge spiegelt sich eine gewisse, aber keine strenge Parallelität zu den Abflüssen wider (Tab. 4).

Die Strohdüngung hat die Abträge bei den meisten Standorten deutlich vermindert, im Mittel ungefähr um die Hälfte.

3. Beziehungen zwischen Abfluß/Abtrag und Bodeneigenschaften

Da alle übrigen Faktoren auf den untersuchten Standorten vergleichbar sind, müssen unterschiedliche Abflüsse/Abträge auf variierende Bodeneigenschaften zurückgeführt werden. Von Wischmeier wurden die Gehalte an Schluff/Feinstsand, Sand und Humus sowie die Aggregat- und Permeabilitätsklasse als besonders wirksam erkannt. In die vorliegende Untersuchung über die Abhängig-

keit des Abflusses/Abtrages von Bodeneigenschaften gingen neben diesen Eigenschaften auch noch der pH-Wert, Carbonatgehalt, der Anteil stabiler Aggregate der Fraktion 1-2 mm, die im Doppelringinfiltrometer gemessene Infiltration, der Eindringwiderstand, das Gesamtporen- und Grohporenvolumen sowie der kf-Wert ein.

Alle Eigenschaften wurden mit Abfluß/Abtrag und untereinander korreliert. Einige Korrelationen verhalten sich erwartungsgemäß, z.B. Abfluß mit Abtrag = r 0,58, Schluff mit % stabilen Aggregaten = r -0,51, andere nicht, z.B. Abtrag mit Schluff = r -0,62 und Abtrag mit Humus = r 0,63. Dies mag zum einen an der kleinen Anzahl von Standorten/Jahren liegen, zeigt andererseits aber an, daß die Wischmeier-Faktoren nicht unkritisch übernommen werden können.

Neben diesen Einfachkorrelationen wurden multiple Regressionen berechnet. Sie sollten Aufschluß über die Rangfolge der Bedeutung einzelner Eigenschaften für den Abtrag geben und über den Anteil, den sie gemeinsam am Abtrag haben.

Zunächst wurde eine Regression mit allen Variablen berechnet. Diese waren:

$Y = \text{Abtrag}$, $x_1 = \text{Schluff}$, $x_2 = \text{Sand}$, $x_3 = \text{Humus}$, $x_4 = \text{pH}$, $x_5 = \text{Carbonat}$, $x_6 = \text{stabile Aggregate}$, $x_7 = \text{Aggregatklasse}$, $x_8 = \text{Infiltration}$, $x_9 = \text{Eindringwiderstand}$, $x_{10} = \text{PV}$, $x_{11} = \text{P} > 50 \mu\text{m}$, $x_{12} = \text{kf}$, $x_{13} = \text{Permeabilitätsklasse}$.

Das aus dieser Rechnung resultierende Bestimmtheitsmaß ist mit 0,84 recht hoch, d.h. daß 84% der Streuung des Abtrages durch die untersuchten 13 Eigenschaften erklärt werden können.

Erstreckt sich die Regression nur auf die Wischmeier-Variablen Schluff, Sand, Humus, Aggregatklasse, Permeabilitätsklasse, dann ergibt sich ein Bestimmtheitsmaß von 0,62.

. Gegenüberstellung von errechnetem K-Faktor und gemessenen Abträgen

Ein hoher K-Faktor sollte zu hohen, ein niedriger zu niedrigen Abträgen führen.

Vergleicht man die in Tab. 5 aufgeführten K-Faktoren mit den Abträgen sowohl unter Bewuchs als auch unter Brache, so stellt man nur eine sehr lockere Beziehung zwischen der Höhe des Faktors und den jeweiligen Abträgen fest. Man erkennt weiter, daß das einmalige künstliche Niederschlagsereignis zu viel höheren Abträgen geführt hat, als die natürlichen Ereignisse während eines ganzen Jahres. Und schließlich ist zu erkennen, daß nicht nur das Niveau zwischen natürlichem und künstlichem Niederschlag unterschiedlich ist - was nicht verwundert - sondern auch die Rangfolge. Dieses Ergebnis wird allerdings beeinflusst durch unterschiedliche Niederschläge bei den einzelnen Standorten.

Doch selbst bei Berücksichtigung dieser Problematik müßte der K-Faktor mit dem "natürlichen" und "künstlichen" Abtrag sowie der "natürliche" Abtrag mit dem "künstlichen" enger korreliert sein, wenn das Wischmeier-Verfahren hier unverändert anwendbar wäre.

Literatur

- HANUS, H., 1964: Eine Methode zur serienmäßigen Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit. - Mitt. DBG 2, 159-167.
- HANUS, H. u. FRANKEN, H., 1967: Wechselbeziehung zwischen Luft- und Wasserdurchlässigkeit. - Kulturtechnik 8, 85-90.
- KEMPER, W.D. and KOCH, E.J., 1966: Aggregatstability of soils from western United States and Canada. Measurement procedure, correlations with soil constituents. - Techn. Bull. No. 1355, Agric.Res.Service, United States Department of Agriculture.
- RICHARDS, L.A., 1947: Pressure membrane apparatus construction and use. - Agric. Engin. 28, 451-454.
- RICHTER, G., 1983: Bodenerosionsmessungen auf 6 Standorten im Trierer Raum: I Methode und erste Ergebnisse. - Mitt. der DBG 1983, Bd. 37
- SCHWERTMANN, U., 1982: Die Vorausschätzung des Bodenabtrags durch Wasser in Bayern. - Bayerischer Staatsminister für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, S. 1-126.

Tab. 1 Eigenschaften der Erosionsmeßparzellen (Mittel der strohfreien Parzellen)

	T (%)	U+FS (%)	S (%)	pH (CaCl ₂)	Carb. (%)	Humus (%)
Tarforst, Braunerde - Ranker - Rigosol aus Schiefer	18,2	45,9	35,9	6,5	0,2	2,85
Olewig, Kolluvium über Parabraunerde aus LÖblehmfließerde	18,3	46,0	35,7	5,7	0,1	2,58
Kockelsberg, Saure Braunerde aus Oberem Buntsandstein	14,1	36,1	49,8	5,8	0,1	2,53
Bitburger Chaussee, Braunerde-Rendzina aus Oberem Muschelkalk	43,8	50,7	5,5	7,4	16,5	3,81
Hungelsberg, Mergelrendzina aus Mittlerem Muschelkalk	22,8	69,3	7,9	7,6	31,5	2,70
Am dicken Kreuz, Kalkhaltiger Pelosol aus Unterem Keuper	50,2	43,8	6,0	7,3	28,8	4,12

Tab. 2 Varianztabelle für den Abfluß und Abtrag

Varianzursache	FG	Abfluß	Abtrag
		MQ/F-Test	MQ/F-Test
Orte	5	739,6 xx	0,032 xx
Stohdüngung	1	449,8 x	0,022 x
Orte x Stohd.	5	121,3	0,009
Rest	12	88,7	0,004
Total	23		

Tab. 3 Abfluß (m³/ha) bei 6 Standorten auf strohgedüngten und strohfreien Parzellen im Wasserwirtschaftsjahr 1982/1983

Orte	+ Stroh	- Stroh	\bar{x} Orte
Tarforst	8,55	28,50	18,52
Olewig	2,25	2,45	2,35
Kockelsberg	10,35	14,10	12,22
Bitburg-Chaussee	6,25	8,80	7,52
Hungelsberg	24,60	49,84	37,22
Am dicken Kreuz	0,10	0,35	0,22
\bar{x} Strohdüngung	8,68	17,34	13,01
GD 5% Orte	= 14,5		
GD 5% Strohdüngung	= 8,4		
GD 5% Orte/Strohdüngung	= 20,5		

Tab. 4 Abtrag (t/ha) bei 6 Standorten auf strohgedüngten und strohfreien Parzellen im Wasserwirtschaftsjahr 1982/1983

Orte	+ Stroh	- Stroh	\bar{x} Orte
Tarforst	0,097	0,200	0,149
Olewig	0,047	0,022	0,034
Kockelsberg	0,096	0,074	0,085
Bitburger Chaussee	0,117	0,207	0,162
Hungelsberg	0,137	0,353	0,245
Am dicken Kreuz	0,001	0,001	0,001
\bar{x} Strohdüngung	0,082	0,143	0,113
GD 5% Orte	= 0,093		
GD 5% Strohdüngung	= 0,054		
GD 5% Orte/Strohdüngung	= 0,13		

Tab. 5 Gegenüberstellung von K Faktor, Abtrag (t/ha) unter natürlichen Niederschlagsverhältnissen bewachsener Parzellen im WW Jahr 82/83 und nach künstlicher Beregnung mit 35 mm in 30 Min. auf unbewachsenen Parzellen im August 1982

	K-Faktor	Abtrag bei	
		natürlichen Niederschlägen	künstlichen Niederschlägen
Tarforst	0,23	0,149	1,397
Olewig	0,33	0,034	9,791
Kockelsberg	0,26	0,085	9,146
Bitburger Chaussee	0,22	0,162	6,923
Hungelsberg	0,48	0,245	8,476
Am dicken Kreuz	0,27	0,001	8,900

Gelöstes, organisch gebundenes und partikuläres
Phosphat in Wasserläufen unterschiedlich genutzter
Einzugsgebiete.

von

Schulte-Wülwer-Leidig, A.[†]

Die zunehmende Eutrophierung der Oberflächengewässer während der letzten zwei Jahrzehnte wird einerseits auf die Einleitung häuslicher und industrieller Abwässer und andererseits auf die Einflüsse landwirtschaftlicher Nutzungsaktivitäten mit verstärktem Düngemiteleinsatz zurückgeführt. Insbesondere sind Herkunft und Verlagerungsprozesse der Phosphate aus den sog. diffusen landwirtschaftlichen Quellen bisher nicht ausreichend geklärt worden. Deshalb sind gesonderte Untersuchungen in kleinen abgrenzbaren Einzugsgebieten mit unterschiedlicher land- bzw. forstwirtschaftlicher Bodennutzung nötig. Der Phosphoraustrag in die Gewässer ist ebenso für die Landwirtschaft hinsichtlich des Nährstoffverlustes für die Pflanzenproduktion von großem Interesse. Anhand von Analysen der einzelnen Phosphorfraktionen soll versucht werden, die Phosphorverlagerungsprozesse näher zu charakterisieren.

Die Untersuchungsgebiete

Die untersuchten Fließgewässer befinden sich im Rheinischen Schieferengebirge. Geologisch betrachtet sind die drei Gebiete vergleichbar: Ton- und Schluffstein (teilweise mit Sandstein) aus dem Unterdevon wird von Löss, Lösslehmen und Verwitterungslehmen unterschiedlicher Stärke überdeckt. Das langjährige Mittel des Niederschlags liegt um 1000 mm.

Das erste Untersuchungsgebiet liegt im Einzugsareal des Eschbachsiefen, der seinerseits zum Einzugsgebiet des Wahnbaches, des Hauptabflusses der Wahnbachtalsperre gehört. Es handelt sich um ein Mischgebiet, d.h. es wird sowohl grünlandwirtschaftlich (63%)

[†] Wahnbachtalsperrenverband, 5200 Siegburg, Kronprinzenstr. 15

wie auch ackerbaulich (20%) - mit Schwergewicht Mais - genutzt. Ein rein ackerbaulich genutztes Einzugsgebiet ohne Siedlungen war im Bergischen Land nicht auszumachen. Das Einzugsgebiet hat an der Meßstelle eine Größe von 35 ha. Es liegt in der Schutzzone III des Wasserschutzgebietes der Wahnbachtalsperre. Der Bach wird aus zwei Hauptquellen gespeist. Er ist mit seinen beiden Armen von einem breiten Gehölzstreifen (17% des Einzugsgebietes) umgeben, und der tief eingeschnittene Grund des Bachtals ist partiell versumpft. Im Bachbett sind an mehreren Stellen Viehtränken eingerichtet. Außerdem finden im Quellbereich beider Arme unkontrollierbare Abfallablagerungen statt. Im Eschbachgebiet wurden in der Zeit von 1965- 67 Untersuchungen des Wahnbachtalsperrenverbandes vorgenommen, die einen zeitlichen Vergleich hinsichtlich der Gewässergüte ermöglichen (1). Doch ist seit dieser Zeit der Ackeranteil von 64% auf 20% gesunken. Dränmaßnahmen sind in diesem Gebiet nicht vorgenommen worden.

Als Grünlandgebiet wurde das obere Einzugsgebiet des Lindscheider Baches ausgewählt, der seinerseits zum Einzugsgebiet der oberhalb Siegburgs in die Sieg mündenden Bröl gehört. Im Quellbereich ist auch hier ein Gehölzsaum vorhanden (Wald 7%), ansonsten fließt der Bach frei durch Weiden und Wiesen (91%), jedoch von ihnen durch Zäune abgetrennt, d.h. geschützt vor Viehtritt. In einer kleinen Nebenquelle existiert auch hier eine Viehtränke. Die Größe des Einzugsgebietes an der Meßstelle beträgt 46 ha, ein kleiner Maisacker (2% der Gesamtfläche) liegt zudem im Einzugsbereich. Im Zuge der Umlegungsmaßnahmen sind in diesem Gebiet Bedarfsdränungen durchgeführt worden.

Das forstwirtschaftlich genutzte Einzugsgebiet als sog. Nullvariante liegt im Bröltal. Der untersuchte Bach "Grüner Siefen" fließt von der Quelle bis zur Meßstelle, die sich kurz vor der Einmündung in die Bröl befindet, durch ein 51 ha großes, reines Hochwaldgebiet (Luzulo- Fagetum= Hainsimsen- Buchenwald).

Untersuchungsmethodik

An den drei Fließgewässern befinden sich Meßstellen, die je mit einem Dreiecksmeßwehr (rechtwinklig) und einem Bandschreiberpegel (kontinuierliche Registrierung) ausgerüstet sind. Die Proben wurden in wöchentlichen Abständen von Hand aus den Gewässern entnommen. Die hier vorgestellten Analysen der Phosphorfraktionen

bilden einen Ausschnitt aus einem umfassenderen Untersuchungsprogramm.

Untersuchungsergebnisse

Die Orthophosphat- Konzentrationen der drei Bäche mit verschiedenen genutzten Einzugsgebieten zeigen bereits charakteristische Unterschiede. Im Lindscheider Bach treten die höchsten mittleren Jahreskonzentrationen (1. Untersuchungs-jahr 17 µg/l, 2. Jahr 14 µg/l) auf; im Eschbach liegt die mittlere Jahreskonzentration bei 10 µg/l im Grünen Siefen bei 7 µg/l. Die hier festgestellten mittleren Orthophosphat- Konzentrationen befinden sich weit unter 40 µg/l, dem Wert, der als Eutrophierungsgrenze für Fließgewässer angegeben wird.

Kurzzeitige Orthophosphat- Konzentrationsspitzen, die im Lindscheider Bach besonders häufig erscheinen, sind durch erhöhte Abflüsse bedingt. Mit dem nach Starkregen oder langandauernden Regenperioden auftretenden Oberflächenabfluß gelangen hohe Orthophosphat- und ebenso höhere partikuläre und organisch gebundene Phosphor- konz. in die Fließgewässer, wie auch gesonderte Hochwasserwellenuntersuchungen belegen. Die sich auf den Weideflächen befindlichen Tierexkremente (in den Winterperioden zusätzlich aufgebraachte organische Düngung) können, je nach Witterungsverlauf und Bodenvorfeuchte, teilweise abgeschwemmt bzw. überspült werden und die erhöhten Orthophosphat- und organisch gebundenen Phosphorkonzentrationen bedingen. Im Mittel liegen die organisch gebundenen Phosphor- Konzentrationen in allen drei Bächen äußerst niedrig, d.h. zwischen 2-7 µg/l. Kurzzeitige geringfügige Erhöhungen treten vornehmlich bei o.g. Hochwasserereignissen auf.

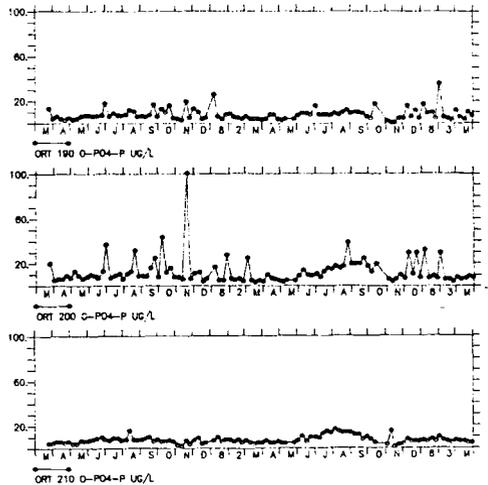


Abb. 1: Orthophosphat-Konz.
Ort 190 Eschbach
Ort 200 Lindscheider Bach
Ort 210 Grüner Siefen

Alle drei Jahresganglinien zeigen bei geringem Abfluß eine besondere Erhöhung der Orthophosphat-Konzentrationen im Zeitraum Juni-September 82. Im Lindscheider Bach, dem Einzugsgebiet mit 91%iger Weide- und Wiesenutzung, ist diese Konzentrationserhöhung am deutlichsten ausgeprägt, im Eschbach am geringsten. Im Waldeinzugsgebiet, ist sie, ebenso wie im Eschbach, wahrscheinlich auf einen Konzentrierungseffekt bei minimalem Abfluß (etwa 0,5 l/s) zurückzuführen. Beim Lindscheider Bach wirkten eventuell mehrere Faktoren zusammen. Zum einen scheint in gewissem Maße auch eine Konzentrierung vorzuliegen, zum anderen können höhere Orthophosphat-Konzentrationen von den Weideflächen durch den oberflächennahen Abfluß hier (verstärkt durch Bedarfsdränung) auf recht schnellem Weg in den Vorfluter gelangen. Bekanntlich ist Phosphor im Boden schwer beweglich und eine Auswaschung erfolgt nur in geringem Maße oder gar nicht. Es ist aber nachgewiesen worden, daß eine Phosphorverlagerung mit Hilfe organischer Substanz (inkorporierter als auch absorptiv gebundener Phosphor), die hier in Form von Tierexkrementen auftritt, möglich ist (2).

Beim Vergleich der partikulären Phosphorkonzentrationen ist festzustellen, daß diese Fraktion im Eschbach die höchsten Werte aufweist (Mittelwert 40 µg/l). Im Lindscheider Bach liegt der Mittelwert bei 28 µg/l und im Grünen Siefen bei 8 µg/l. Die höheren partikulären P-Konzentrationen im Eschbach bei gleichzeitig erhöhten Abflüssen sind zum einen auf Bachbettausspülungen und zum anderen auf Erosionsvorgänge von den Ackerflächen zurückzuführen. Der Bachbettausspülung kommt hier eine zentrale Rolle zu, da an mehreren Stellen wie o.a. Viehtränken im Bachbett eingerichtet sind.

Im näheren Bereich dieser Tränken ist zudem die Grasnarbe zerstört, so daß viel Sediment verlagerbar ist. Bei Trockenwetterabfluß im

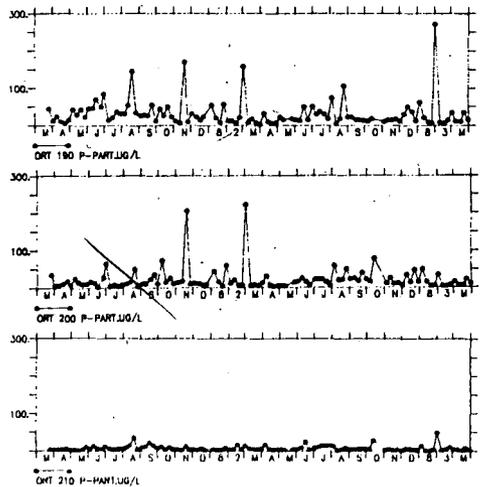


Abb. 2: partikuläre P-Konz.
Ort 190 Eschbach
Ort 200 Lindscheider Bach
Ort 210 Grüner Siefen

Sommer 82 waren im Eschbach aufgrund dieser Viehtränken ständig erhöhte partikuläre P-Konzentrationen (bei gleichzeitig erhöhten Frübungswerten) gemessen worden. Im Lindscheider Bach treten auch im Sommer 82 etwas erhöhte part. P-Konzentrationen auf, die jedoch unter den im Eschbach gefundenen Werten liegen.

Wie aus den Verhältnissen $o-PO_4-P$: part.P : org. geb. P (Eschbach 1:4:0,5; Lindscheider Bach 1:2:0,35; Grüner Siefen 1:1:0,35) ersichtlich ist, wird im Eschbachgebiet viermal soviel part.P als $o-PO_4-P$ verlagert, im Lindscheider Bach doppelt soviel part.P als $o-PO_4-P$. Während also im Eschbach die Hauptmenge des verlagerten Phosphors aus ungelösten Fraktionen besteht, sind im Lindscheider Bach die gelösten und ungelösten P-Verbindungen für die Gesamt-Phosphor-Konzentration fast gleichermaßen bestimmend.

Die Übersicht der Phosphorfrachten, die für diese Einzugsgebiete berechnet wurden, zeigt ähnliche Gesamt-Phosphor-Frachten für die beiden landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebiete und eine geringere Fracht für das Waldeinzugsgebiet.

	Eschbach		Lindscheider		Grüner Siefen	
kg/ha.a	1.Jahr ⁺	2.Jahr ⁺⁺	1.Jahr	2.Jahr	1.Jahr	2.Jahr
$o-PO_4-P$	0,07	0,05	0,14	0,10	0,04	0,03
P part.	0,27	0,22	0,28	0,17	0,04	0,04
P org.	0,04	0,03	0,06	0,03	0,02	0,01
P ges.	0,37	0,30	0,48	0,30	0,10	0,09

1.Jahr: 1.3.81-28.2.82⁺
 2.Jahr: 1.3.82-28.2.83⁺⁺

Die am Eschbach gemessenen Werte in den Jahren 1965-67 (1) erbrachten Frachtwerte von 0,3 kg/ha.a ges.P für 1965 und 1966, für 1967 0,1 kg/ha.a. Die jetzige Untersuchung bestätigt in etwa diese Frachtwerte, obwohl der Ackeranteil stark gesunken ist.

Nusch (3) berechnete Frachtwerte in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten, die zwischen 0,41-1,68 kg/ha.a ges.P lagen. Die Werte im Eschbach und Lindscheider Bach liegen im unteren Bereich dieser von Nusch (1976) veröffentlichten Angaben. Für Waldbäche im Rheinland wurden von ihm Frachten, die sich im Bereich von 0,03-0,22 kg/ha.a bewegen, angegeben. Die Verhältnisse im Grünen Siefen sind ähnlich.

Walther (4) gab Phosphorfrachten von Bächen mit rein ackerbaulich genutzten Einzugsgebieten an, die bei 0,02-0,4 kg/ha.a lagen. Diese Werte wurden in den hier vorliegenden Untersuchungen erreicht, bzw. in einem fast ausschließlich grünlandwirtschaftlich genutzten Einzugsgebiet, überschritten.

Aus landwirtschaftlicher Sicht sind die P- Verluste (bis 0,5 kg/ha.a) der genutzten Flächen als gering anzusehen. Beim Grünen Siefen kann von einer sog. Grundlast gesprochen werden.

Wasserwirtschaftlich gesehen sind diese Einträge noch tragbar, da z.B. die Orthophosphat- Konzentrationen im Mittel 20 µg/l nicht übersteigen. Andererseits könnte die Belastung durch ungelöste P- Verbindungen im Eschbachgebiet durch Beseitigung der Viehtränken verringert werden.

Literatur

- 1) BERNHARDT, H. / SUCH, W. / WILHELMS, A. (1969): Untersuchungen über die Nährstofffrachten aus vorwiegend landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten mit ländlicher Besiedlung. Münchner Beiträge zur Abwasser-, Fischerei- und Flußbiologie: 16, 60-118
- 2) PREUSSE, H.U. (1972): Die Filterfunktion des Bodens. Ergebnisse Landwirtschaftlicher Forschung der J.L.Univ. Gießen, Heft XII, 343-349
- 3) NUSCH, E.A. (1976): Vergleichende Untersuchungen über die Belastung von Oberflächengewässern aus landwirtschaftlich und forstwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten. Forschung und Beratung NW, Reihe C, Heft 30, S. 169-179
- 4) WALTHER, W. (1979): Beitrag zur Gewässerbelastung durch rein ackerbaulich genutzte Gebiete mit Lössböden. Veröffentl. d. Inst. für Stadtbauwesen der TU Braunschweig, Heft 28, 372 S.

K O M M I S S I O N

VII



Mineralogische Untersuchungen zur Frage einer Tonverlagerung in Böden der Kurzgrasprairie der U.S.A.

von

Bronger, A. und R. Giese[†]

Ausgangspunkt ist die für die Bodengeographie der Waldsteppen- und Steppengebiete der gemäßigten Breiten grundsätzliche Frage, ob der Prozeß der Tonverlagerung rezent nur unter Waldvegetation oder auch in klimaphytomorphen Böden unter Langgras- und sogar unter Kurzgrassteppe bzw. -prairie abläuft. In den Lössböden der Klimasequenz zwischen Waldsteppe und Trockensteppe Osteuropas sind die Merkmale einer Tonverlagerung mikromorphologisch nur in Böden unter ursprünglichem Wald innerhalb der Waldsteppe sichtbar, nicht mehr dagegen in Böden der Steppe i.e.S. Jedoch auch im mittleren und nördlichen Teil der Great Plains sind unter den Ustolls und Borolls und sogar Aridisols Böden weit verbreitet, die einen "argillic horizon", entstanden durch Tonilluviation, besitzen sollen. Vor allem bei den Ustolls, gerade auch in der Kurzgrasprairie treten Aridic Argiustolls häufiger auf als die übrigen Aridic Ustolls; einige sind als Aridic Paleustolls ausgegliedert, die als ältere Böden einen besonders ausgeprägten "argillic horizon" besitzen. Bei den Aridisols überwiegen die Haplargids flächenmäßig gegenüber den Orthids (ohne "argillic horizon"). Auch bei den Borolls sind die Typic Argiborolls und sogar die Aridic Argiborolls weiter verbreitet als die entsprechenden "subgroups" ohne "argillic horizon".

Mikromorphologische Untersuchungen an Klimasequenzen von Böden aus LÖß im zentralen Teil sowie aus Geschiebemergel im nördlichen Teil der Great Plains ergaben jedoch, daß das Tonmaximum im jeweiligen Unterboden nicht oder nur zum geringsten Teil durch Tonverlagerung erklärt werden kann: Feintonplasma als Beleg für den Prozeß der Tonilluviation war nur selten in Spuren sichtbar. Andererseits fanden wir in den meisten B-Horizonten der Böden der Kurzgrasprairie mit - im Vergleich zum A-Horizont - auffallend hohem Tongehalt in vielen Teilen gut sichtbare Orientierungsdoppelbrechung. Diese dürfte auf Quelldruck-Bewegungsvorgänge zurückzuführen sein.

Für den z.T. auffallend höheren Tongehalt in den B-Horizonten kommen in erster Linie zwei Ursachen in Betracht: einmal eine sedimentäre Inhomogenität des bodenbildenden Substrats und zum anderen eine ausgeprägte Polygenese der Böden, insbesondere in der Kurzgrasprairie (vgl. BRONGER 1978, 1979, 1980).

Zur Überprüfung dieser beiden Ursachenkomplexe müssen zu den mikromorphologischen Untersuchungen (ton)mineralogische Untersuchungen hinzukommen.

Von den mikromorphologisch untersuchten Böden wurden zunächst 16 Bodenprofile (87 Proben) ausgesucht und neben pH-Werten und CaCO₃-Gehalten ihre jeweilige Korngrößenverteilung mittels Sieb- und Pipettanalysen bestimmt. Danach blieben für die Untersuchung der o.g.

[†] Geographisches Institut der Universität Kiel, 2300 Kiel, Ols-hausenstr. 40

Fragenkomplexe noch 9 Bodenprofile mit 40 Proben in der engeren Wahl. Von diesen 40 Proben wurden in einem jeweils neuen Ansatz die Sand-, Schluff- und Tonteilfraktionen quantitativ gewonnen, um den Mineral- bzw. Tonmineralbestand in jeder Fraktion bestimmen bzw. relativ quantitativ abschätzen zu können. Die quantitative Abtrennung und damit genaue Bestimmung der Mengenanteile der einzelnen Fraktionen - die viel genauer ist als die Pipettmethode - ist auch deshalb notwendig, weil sie eine der beiden Faktoren für die Bestimmung der Gewichtsprozentage der einzelnen Minerale bzw. Tonminerale ist, aus denen dann der Gesamt-Mineralbestand eines Bodens ermittelt wird. - Beim Vergleich der nur orientierenden Pipettanalyse mit der quantitativen Gewinnung der jeweiligen Mengenanteile der einzelnen Fraktionen ergaben sich häufiger deutliche Abweichungen bzw. Korrekturen.

Von den Horizonten von vier Böden (zwei Beispiele in Abb. 1 u. 2) wurden auch von den Schluff-Fraktionen sowohl Röntgenaufnahmen gemacht als auch dankenswerterweise von Herrn Dr. Kalk der Mineralbestand quantitativ bestimmt (dazu von Fein- und Mittelsand). Dadurch war es möglich, die Röntgenaufnahmen in Annäherung zu eichen. Diese vergleichende Bewertung der Schluff-Fraktionen ergab sehr ähnliche Ergebnisse wie bei entsprechenden früheren Untersuchungen an mitteleuropäischen Lössböden (BRONGER et al. 1976). Darauf aufbauend war es möglich, die Anteile der Primärminerale in den Schluff-Fraktionen der übrigen fünf Böden röntgenographisch quantitativ befriedigend abzuschätzen zu können, zumal der Mineralbestand hier zum größten Teil aus Quarzen und Feldspäten besteht.

In der Feintonfraktion ($< 0,2 \mu\text{m}$) hoben sich dagegen die Peaks auf den Röntgendiagrammen aller neun Böden so wenig vom Untergrund ab, daß eine relativ-quantitative Abschätzung dieser Fraktion nicht vertretbar war - sehr im Gegensatz zur Fraktion $< 0,2 \mu\text{m}$ von Lössen, rezenten und fossilen Böden des Karpatenbeckens und Südbadens, auch Rumäniens (BRONGER et al. 1966, BRONGER 1969/70, 1976, SCHÖNHALS et al. 1982). Durch die Abtrennung der Tonteilfraktionen waren andererseits die Röntgendiagramme der Grob- und Mitteltonfraktion ($2-0,2 \mu\text{m}$) gut relativ-quantitativ abschätzbar. Beim Röntgen des Gesamttons wäre die Abschätzung weitaus schwieriger und wegen der Dominanz der Peaks der größeren Fraktionen problematisch geworden. Der Untersuchung der Feintonfraktion wird noch weiter nachgegangen.

Zur zusätzlichen Charakterisierung wurden die Kationenaustauschkapazität der Tonteilfraktionen sowie die AK der wichtigsten austauschbaren Kationen der Böden bestimmt. Unter diesen ist das Natrium bei den neun näher untersuchten Böden ohne Bedeutung selbst in den Unterböden mit bereits höheren pH-Werten (in $0,1\text{n KCl}$ bis nahe 8, meistens 7,3 - 7,8). Als eine mögliche Ursache für den Prozeß der Tonverlagerung kommt es daher nicht in Betracht. Die Bestimmungen der Fe_0 - und Fe_d -Werte an drei Böden mit besonders hohem Tongehalt in jeweiligen Unterböden zeigen zwar beim jeweiligen " B_{2t} "-Horizont¹⁾ meistens die höchsten Werte. Das ist jedoch nicht der Fall, wenn man diese auf die $\text{Fe}_{0,d}$ -Gehalte pro g Ton umrechnet, sodaß sich auch von daher keine Hinweise auf eine Tonverlagerung ergeben.

1) Die Horizontbezeichnungen in den Abbildungen und damit auch im Text geben die des U.S. Soil Survey wieder.

Die mineralogisch-tonmineralogischen Untersuchungsergebnisse belegen

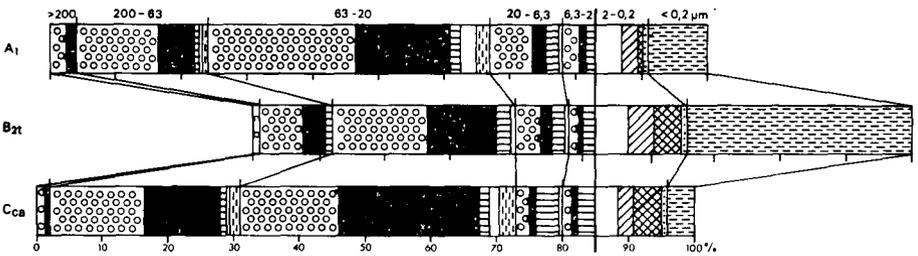
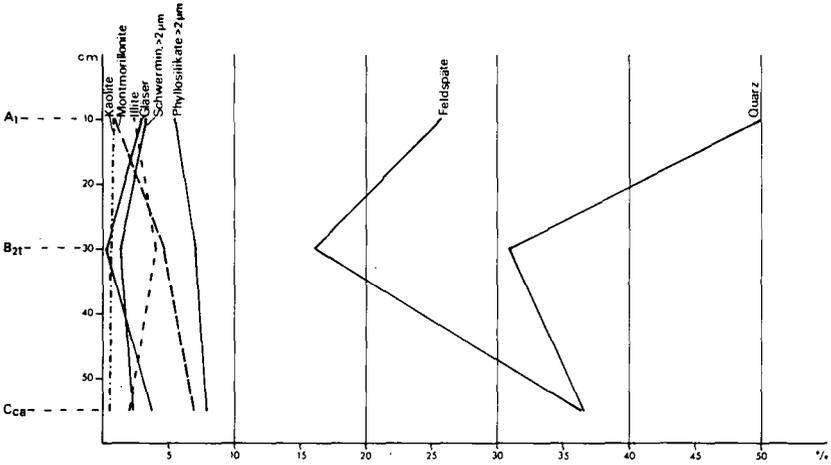
1. Bei mehreren Böden eine vertikale petrographische Inhomogenität im ganzen Bodenprofil.
2. Der z.T. erhebliche Anstieg des Tongehaltes vom A- zum B_{2t}- Horizont in den ausgewählten Böden der trockenen westlichen Kurzgrasprairie muß nach den (ton)mineralogischen Untersuchungen ebenfalls auf eine ursprünglich petrographische Inhomogenität und nicht auf Tonverlagerung zurückgeführt werden (vgl. Abb. 1 u. 2). Das wird vor allem belegt durch die starke Zunahme des verwitterungsstabilen Quarzes vom jeweiligen B_{2t}- zum A-Horizont. Außerdem ist die Zunahme der in diesem trockenen Klima schwer verwitterbaren Feldspäte im Aridic Paleustoll (Abb. 1) und im Ustollic Haplargid (Abb. 2) - sowie in einigen weiteren der hier untersuchten Böden der Kurzgrasprairie - sehr hoch. Insgesamt darf gefolgert werden, daß sich der jeweilige Oberboden aller Wahrscheinlichkeit nach aus erneut angewehtem, mehr oder weniger sandhaltigem Löß bzw. Lößderivat gebildet hat. - Eine Zunahme des Grobschluff- und Sandanteils vom B_{2t}- zum A-Horizont durch Argillipedoturbation oder Peloturbation wie in Vertisolen halten wir in diesem Ausmaß nicht für denkbar, obwohl mikromorphologisch Streßcutane, wahrscheinlich entstanden durch Queldruck-Wirkung häufiger zu beobachten sind. Sie sind aber ausschließlich auf die Unterböden beschränkt.
3. Zwischen den jeweiligen Unterböden und dem Cca-Horizont ist beim Aridic Paleustoll (Abb. 1) und beim Ustollic Haplargid (Abb. 2) aufgrund einer Quarzabnahme eine - wenn auch im Ganzen relativ geringe - petrographische Inhomogenität festzustellen. Schon bei den mikromorphologischen Untersuchungen (BRONGER 1978) zeigten sich die jeweiligen B-Horizonte in starkem Gegensatz zu den A-Horizonten als intensiv verwittert, u.a. mit einer braunlehmartigen Matrix. Trotz der gewissen petrographischen Inhomogenität darf gefolgert werden, daß der jeweilige Unterboden eine beträchtliche Verwitterungsintensität aufweist, ausgedrückt vor allem in einer sehr hohen Feintonbildung. Diese geht einher mit einer z.T. erheblichen Feldspatabnahme; die Abnahme der Phyllosilikate spielt mengenmäßig eine untergeordnete Rolle (vgl. Abb.1 u. 2). Die wahrscheinlichste Deutung ist daher, daß es sich bei diesen Böden um relikte, p o l y g e n e - t i s c h e B i l d u n g e n handelt: die jeweiligen Unterböden sind mindestens teilweise das Ergebnis wesentlich älterer bodenbildender Prozesse, die möglicherweise bis in das letzte Interglazial, das Sangamon-Interglazial (oder noch weiter) zurückreichen dürfte. Das ist bei dem Auskeilen der Lößdecke nach Westen (zusammenfassend THORP and SMITH 1952) auch denkbar. Auch wenn ein höheres Alter in der typologischen Kennzeichnung Paleustoll (Weld-Ser.) angedeutet wird, so sind jedenfalls die bodentypologischen Bezeichnungen Argiustoll, Argiboroll bzw. Haplargid genetisch nicht haltbar.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß sich der Prozeß der Tonverlagerung nach unseren mikromorphologischen und mineralogischen Untersuchungen von Böden auch der Präriegebiete der mittleren und nördlichen Great Plains nicht feststellen läßt. Somit muß nach den bisherigen Untersuchungen an der These festgehalten werden, daß in klimaphytomorphen Böden mindestens aus Löß bzw. carbonathaltigen Sedimenten ähnlicher Textur im gemäßigten Klimabereich der Prozeß der Tonverlagerung nur unter Wald (einschließ-

lich der Waldinseln der Waldsteppe) bzw. einem "udic" Bodenwasserhaushalt abläuft, nicht mehr dagegen in der Steppe i.e.S., von besonderen Bedingungen (Anwesenheit von Na⁺, Muldenposition) abgesehen. Diese These ist für die Rekonstruktion des Paläoklimas mit Hilfe fossiler Böden von besonderer Bedeutung.

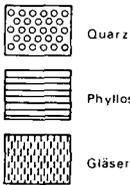
Literatur:

- AANDAHL, A.R. (1982), Soils of the Great Plains, Lincoln.
- BRONGER, A. (1969/70), Geoderma 3, 281-320.
- BRONGER, A. (1976), Kieler Geographische Schriften 45, 1-268.
- (1978), Catena 5, 33-51.
- (1979), Kieler Geographische Schriften 50, 471-490.
- (1980), Petermanns Geogr. Mitt. 124, 253-262.
- BRONGER, A. u. KALK, E. u. SCHROEDER, D. (1976), Geoderma 16, 21-54.
- SCHÖNHALS, E., MAVROCORDAT, G., TRIBUTH, H., CHIRITA, C., ZANELLI, S. u. MEHEDINI, V. (1982), Gießener Abhandlungen z. Agrar- u. Wirtschaftsforsch. des europ. Ostens 115, Berlin.
- Soil Survey Staff (1975), Soil Taxonomy. - Agriculture Handbook No. 436, Washington D.C.
- THORP, J. & SMITH, K.T.U. (1952). Pleistocene Eolian Deposits of the United States, Alaska and Parts of Canada. - Map published by the Geol. Soc. of America, New York

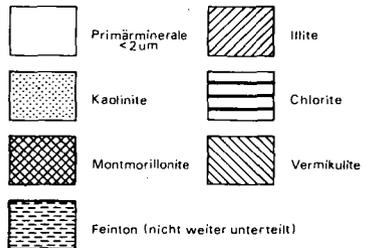


Legende:

Primärminerale > 2 µm

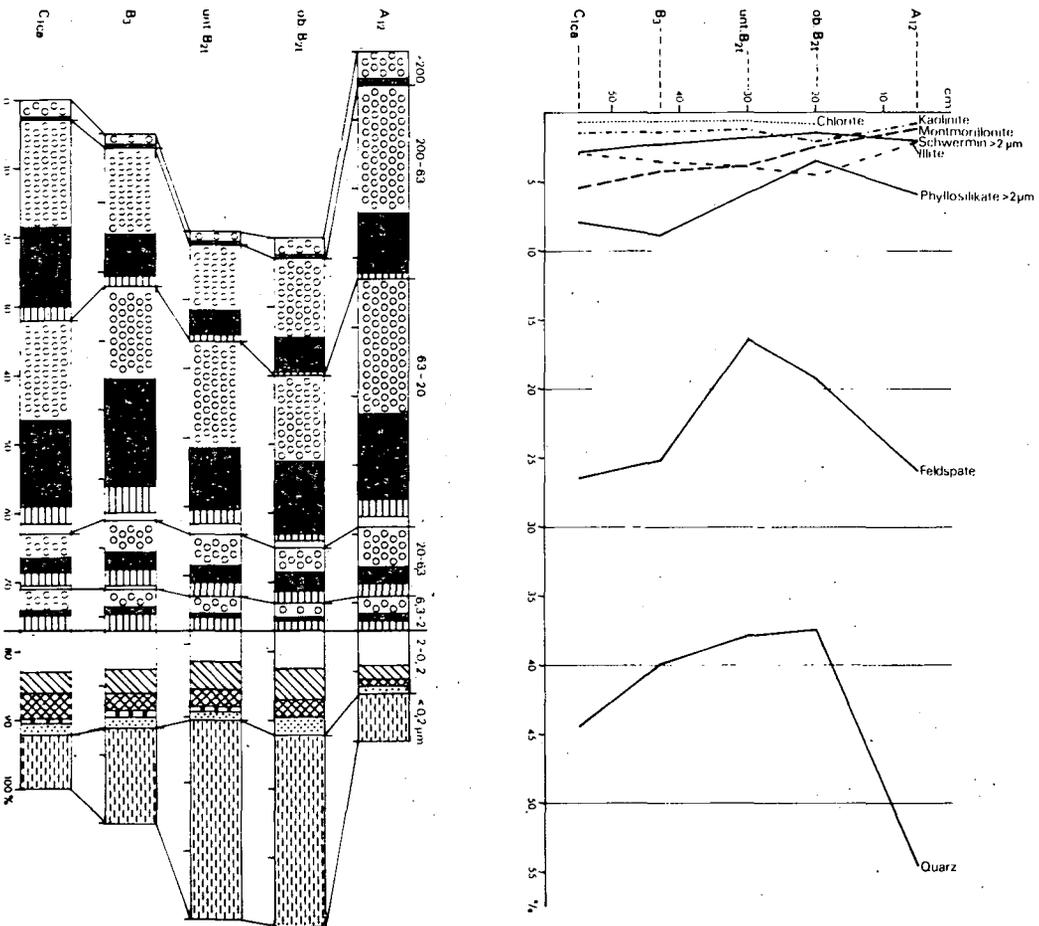


Tonminerale < 2 µm



Ustollige Haplargid (Hesper-Ser. Mont.)

Abb. 2



Die Eisenoxidmineralogie von Fe-Bändchen-Horizonten
und von Dränocker

von

Campbell, A.C.^{†)}, P. Süsser^{††)} und U. Schwertmann^{††)}

Fe-Bändchen (Placic horizon) aus Podsolen Neuseelands, Englands, der Bundesrepublik (Schwarzwald) und Belgiens wurden auf ihre Fe-Fraktionen und Fe-oxide untersucht. Die meist nur wenige mm dicken Bändchen sind durch hohe Fe_d -Werte (20-30 % Fe) und wechselnde Fe_0/Fe_d -Verhältnisse (0.2-1.0) gekennzeichnet. Entsprechend variiert die Fe-oxid-Mineralogie, die vorwiegend durch differentielle Röntgenographie ermittelt wurde. Goethit ist häufig, Lepidokrokit besonders in hydromorphen Profilen anzutreffen. Als Hauptbestandteil, z.T. als alleiniges Mineral tritt Ferrihydrit auf. In den Schwarzwaldprofilen ist der lithogene Hämatit vermutlich die Haupteisenquelle für das Bändchen, er ist sehr gut kristallisiert (nicht dithionitlöslich) wird aber offenbar doch mikrobiell reduziert.

In 10 Dränockerproben ist Ferrihydrit ($5 Fe_2O_3 \cdot 9 H_2O$) das dominierende Eisenoxid, nur eine Probe enthält vermutlich darüber hinaus noch Feroxyhit (δ' - $FeOOH$). Die Ferrihydrite zeichnen sich gegenüber anderen Fe(III)-oxiden durch ein Fe_0/Fe_d -Verhältnis von nahe 1 aus. Die spezifische Oberfläche der Proben liegt zwischen 90 und 270 m^2/g . Diese nimmt nach Behandlung mit H_2O_2 deutlich, nämlich auf 190-400 m^2/g zu. Im Vergleich mit anderen natürlichen Ferrihydriten enthalten die Dränocker mehr C_t (5-21 %) und weniger oxalatlösliches Si. Man kann annehmen, daß die Ferrihydrite das Ergebnis schneller, vermutlich bakterieller Oxidation des Fe(II) im Dränwasser sind.

†) Lincoln College, Canterbury, New Zealand

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

Ladungsbestimmungen an aufgeweiteten Dreischichtmineralen
unterschiedlicher Korngröße mit n-Alkylammonium

von

Friedrich, R. u. E.A. Niederbudde*

Die Methode zur Bestimmung der Zwischenschichtladung von aufweitbaren Dreischichtmineralen mittels n-Alkylammonium (Lagaly, G. u. A. Weiss, 1969; Lagaly, G., M. Fernandez Gonzalez u. A. Weiss, 1976, Rühlicke u. Niederbudde, 1981) wurde von uns weiterentwickelt und auf Tonfraktionen aus Böden und Sedimenten angewandt.

Anhand der Röntgenbeugungsdiagramme n-alkylammoniumbelegter Tonfraktionen des B_v- und C_v-Horizontes einer Molasse-Bänderbraunerde wird die Methode zur Ermittlung der mittleren Schichtladung von Mineralen hoher Ladung (-0.6 bis -0.9 pro Formeleinheit) und des gewogenen Mittels der Ladungsdichte von Mineralen niedriger Ladung (-0.25 bis -0.5 pro Formeleinheit) erläutert.

Da die aufweitbaren Minerale Gemenge unterschiedlicher Ladungshöhe sind, wurden Mischungen von Mineralstandards hergestellt, die aus zwei Substraten gewonnen wurden: der Fraktion < 0.2 µm eines Vertisols (Kantor, W. u. U. Schwertmann, 1974) und der Fraktion 0.2 - 0.1 µm eines südbayerischen Lößes. Die erstgenannte enthält nur Schichten niedriger Ladung (= Smectit mit $\bar{f} = -0.35$), die zweite Schichten hoher Ladung (= Vermiculit mit $\bar{f} = -0.76$).

Die Mischungen geben im Röntgenbeugungsdiagramm recht unterschiedliche Reflexintensitäten zu erkennen. Bei einem Anteil von 20 % bildet die Smectitkomponente lediglich eine kleine Schulter an der linken Flanke der Vermiculitzacke. Ab einem Mengenverhältnis von 60 % zu 40 % (niedrig- zu hochgeladene Minerale) trennen sich die beiden Peaks eindeutig. Die Interferenzintensitäten der beiden Komponenten liegen jedoch

*Lehrstuhl für Bodenkunde, TU München, 8050 Freising-Weihenstephan.

erst bei einem Verhältnis von 80 % zu 20 % auf etwa gleicher Höhe. Geringe Mengenanteile von Mineralen niedriger Ladung werden bei kurzen Einwirkungszeiten (4 Stunden) der n-Alkylammoniumionen sichtbar, die nach langer Einwirkungszeit (14 Tagen) in der stark ausgebildeten Vermiculitzacke verschwinden. Verknüpft man beide Behandlungsarten miteinander, dann gelangt man zu einer Abschätzung der Mengen von Mineralen hoher und niedriger Ladung im Gemisch.

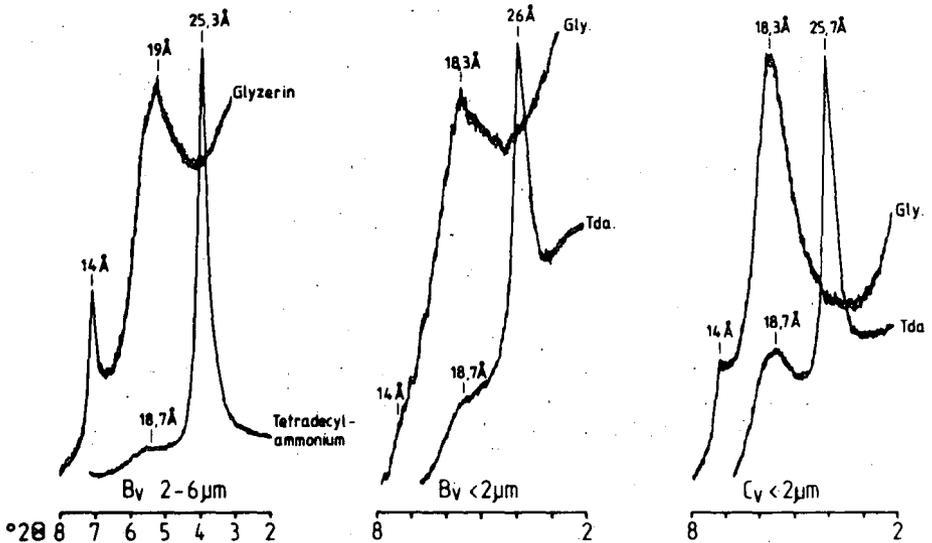


Abb. 1: Röntgenbeugungsdiagramme (CoK α , 1°/min) glyceringesättigter und tetradecylammoniumbelegter Feinschluff- und Tonfraktionen.

Drei Beispiele einer solchen Mengenabschätzung nach Belegung mit Tetradecylammonium mit einem Vergleich zu Glycerindiagrammen zeigt Abbildung 1. Die Auswertung des Glycerindiagramms des B_v-Horizontes einer Molasse-Bänderbraunerde ergibt 80 % auf 18-19 Å aufwertbare Minerale, während das alkylbelegte Präparat umgekehrt 80 % hochgeladene Minerale, also Vermiculite im weitesten Sinn anzeigt. Die Gesamtonfraktion des glei-

chen Horizontes enthält nach dem Glycerindiagramm nahezu 90 % Smectit, während mit Alkylammonium der Anteil niedriggeladener Minerale auf lediglich knapp 40 % geschätzt wird. In der Gesamtonfraktion des C_v -Horizontes findet man 80 % Smectit nach Glycerinsättigung und etwa 60 % nach Belegung mit Tetradecylammonium.

Während also in den Alkyldiagrammen von links nach rechts eine eindeutige Zunahme an niedriggeladenen Mineralen zu erkennen ist, vermag man mit Glycerin (vgl. 18-19 Å-Mineralen) zwischen der Feinschluff-Fraktion des B_v - und der Gesamtonfraktion des C_v -Horizontes keinen Unterschied nachzuweisen.

In den bisher untersuchten Bodenprofilen aus Löss differieren die Ergebnisse der halbquantitativen Mineralanalyse zwischen Glycerin und n-Alkylammoniumbehandlung stärker als in den Tonfraktionen des Molasse-Bodens. Obwohl im Mittel- und Feinton der Substrate beträchtliche Mengen nach Glycerinsättigung auf 18-19 Å aufweiten, erweisen sich in vielen Fällen die meisten Silicatschichten als solche mit einer Ladung > -0.6 pro Einheitszelle.

Zusammenfassend kann folgendes festgehalten werden:

- nur Alkylammonium kann hoch- und niedriggeladene Minerale trennen.
- hochgeladene Minerale geben in Röntgendiagrammen schärfere Interferenzen als niedriggeladene.
- bei Langzeitbehandlung (14 Tage) werden in Mineralgemengen die Anteile niedriggeladener Minerale im Vergleich mit Kurzzeitbehandlung (4 Stunden) unterschätzt.
- in der Feinschluff- und Tonfraktion der Molasse sind mit Glycerin vorwiegend 18Å - Minerale nachzuweisen, die aber mit Alkylammonium größtenteils hochgeladene Minerale sind; die hier deutlich werden- de Tendenz zeigt sich verstärkt in der Tonfraktion von Lössboden- profilen.

Literaturverzeichnis:

- Kantor, W. u. Schwertmann, U. (1974): Mineralogy and genesis of clays in red-black soil toposequences on basic igneous rocks in Kenya. J. of Soil Sci. 25, 67-78.
- Lagaly, G. u. Weiss, A. (1969): Determination of the layer charge in mica-type layer silicates. Proc. Int. Clay Conf. Tokyo 1, 61-80.
- Lagaly, G., Fernandez Gonzalez, M. u. Weiss, A. (1976): Problems in layer-charge determination of montmorillonites. Clay Min. 11, 173-187.
- Rühlicke, G. u. Niederbudde, E.A. (1981): Bestimmung der Ladungseigenschaften von Tonmineralen aus Böden mit unterschiedlichem K-Fixierungsvermögen. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 32, 807-810.

Geochemische Umverteilung der Verwitterungsprodukte in den wichtigsten geologisch-petrographischen Gebieten Südbulgariens

von
Kolnow, W.

In der vorliegenden Ausführung werden die wichtigsten Schlußfolgerungen aus der geochemischen Umverteilung der Verwitterungs- und Bodenprodukte und den darauf gebildeten Böden bei den wichtigsten geologisch-petrographischen Gebieten Südbulgariens in bezug auf die verschiedenen Bedingungen des Reliefs erläutert. Herangezogen sind die Ergebnisse aus der Untersuchung von 6 Objekten, die den Einfluß der in geologisch-petrographischer Hinsicht einheitlichen Einzugsgebiete in diesem Teil des Landes fast vollständig erschöpfen. Diese Einzugsgebiete sind mit granitischen, rhyolith-andesitischen, trachyt-andesitischen, andesitischen, marmorkalkigen und mergeligen und sandkalkigen Gesteinen verbunden.

Bei diesen Untersuchungen sollten grundsätzlich vor allem in geologisch-petrographischer Hinsicht gleichförmige Einzugsgebiete ermittelt und herangezogen werden, worin verhältnismäßig kleine geochemische Landschaften (bis 1 - 2 km) mit gleichzeitigem Verlauf von Eluvial-, Übergangs- und Akkumulationsprozessen vorzufinden sind. Darin wurden die Böden nach bestimmten geomorphologischen Profilen (Katenen) untersucht, die sowohl eluviale, als auch elementare Landschaften erfassen, welche in geologisch unterstellte Übergangslandschaften und schließlich in typisch akkumulative Landschaften übergehen.

Als erstes der untersuchten Glieder, welches den Zusammenhang zwischen den Böden der einzelnen Profillinien und dem Muttergestein belegt, war die Bestimmung der qualitativen und quantitativen Zusammensetzung der Ausgangsmaterialien. Zur Identifizierung der Tonmineralien des Bodens wurden thermographische, röntgenographische und elektronenmikroskopische Untersuchungen der Schluff-Fraktion (Teilchen unter 0,001 mm) durchgeführt. Zwecks Ermittlung der Umverteilung der chemischen Makro- und Mikroelemente wurden die Gesamtmengen derselben in dem bodenbildenden Ausgangsgestein, in den Böden der eluvialen Teile des Reliefs und in den Böden der geochemisch unterstellten Landschaften bestimmt.

Zur Feststellung einer allgemeinen Wanderung der Elemente wurde der relative Gehalt derselben in dem Ausgangsgestein und in den unentwickelten Böden der eluvialen Landschaften einerseits mit demselben in den geochemisch verknüpften Böden des Reliefs andererseits verglichen. Diese Gegenüberstellung ermöglicht, die Intensität der Prozesse der Rückstandsakkumulation und der Migration der eluvialen selbständigen Reliefs festzustellen, sowie die Wanderung der Elemente abwärts zu den Akkumulationsteilen der Landschaft zu ermitteln.

Die Untersuchungen zeigten sehr gut ausgeprägte Gesetzmäßigkeiten sowohl hinsichtlich des Charakters der Umverteilung der Verwitterungsprodukte und der Bodenbildung, als auch hinsichtlich der Struktur und der Besonderheiten der darauf gebildeten Böden in den verschiedenen geologisch-petrographischen Becken und deren reliefmäßigen Bedingungen. Die Änderungen der Bedingungen der Bodenbil-

Einzugsgebieten zusammenhängen.

Die qualitative Zusammensetzung und die quantitativen Verhältnisse der Primärminerale in den untersuchten Böden hängen ausschließlich von dem geopedographischen Charakter des bodenbildenden Ausgangsgesteins ab. Die genetischen Besonderheiten der Primärminerale der unentwickelten Böden des eluvialen Reliefs und der geochemisch zusammenhängenden Böden auf den verschiedenen Teilen des Hanges in den untersuchten Gebieten sind gut ausgeprägt.

Der auf den Gesamtboden bezogene Prozentgehalt an Primärmineralien schwankt in weiten Grenzen sowohl den einzelnen Profilinien entlang, als auch bei den verschiedenen Böden. Dieser Gehalt hängt mehr oder weniger vom Charakter des Reliefs ab, wird jedoch auch von den Bodenbildungsprozessen beeinflusst, was die Differenzierung der Bodenhorizonte bestimmt.

Die Böden des granitischen (Ort Bregowo), rhyolith-andesitischen (Ort Haskowo) und trachytandesitischen (Ort Burgas) Beckens weisen im allgemeinen eine ähnliche Tonbildung auf. Der Kaolin ist das Hauptprodukt der Verwitterung des Eluviums. Es werden geringe Mengen Hydroglimmer, Schichtminerale, Chlorit usw. gebildet. In den akkumulativen Landschaften existieren Bedingungen zur Speicherung von großen Mengen an hochdispargierten Mineralien (Montmorillonit), Hydroglimmer, Chlorit usw., was sowohl auf einer horizontalen und vertikalen Migration, als auch auf der Tonbildung "in situ" beruht. Abweichend davon ist in dem andesitischen Becken eine Verwitterung vom Typ des Montmorillonits vorhanden. Dies beruht hauptsächlich auf dem Charakter des Muttergesteins (Andesit), welches an Biotit angereicherte Plagioklase enthält. In den akkumulativen Landschaften, wie auch in den genannten Profilinien, findet eine Speicherung von Montmorillonit, Schichtmineralien usw. statt.

Abschließend ist darauf hinzuweisen, daß die Untersuchung der mineralogischen Zusammensetzung der Schluff-Fraktion in allen Profilinien eine stark ausgeprägte Änderungstendenz des Eluviums in Abhängigkeit in erster Linie von dem Muttergestein zeigt. In den Übergangsformen des Reliefs hängt diese Tendenz von dem Muttergestein und den Reliefsbedingungen und in den akkumulativen Formen des Reliefs fast ausschließlich von den Akkumulationsbedingungen ab.

Ausschlaggebend für die Migration einiger chemischer Elemente ist das Relief, für andere wiederum das Bodenbildungsgestein, während in vielen Fällen der Einfluß beider Faktoren sich überlappt. Definitiv ist der Einfluß der geomorphologischen Bedingungen auf das Verhalten des Kalziums, Siliziums, Aluminiums, Kobalts und Mangans. Am intensivsten migriert das Kalzium aus den aluvialen Teilen aller untersuchten Objekte. Das Kalzium speichert sich in der CaCO_3 -Zone, deren Anfang in den Übergangs-akkumulativen Teilen liegt, worin diese Zone am besten ausgeprägt ist.

Das Silizium und Aluminium kennzeichnen sich durch verzögerte Migration aus und unter eluvialen Bedingungen bewahren sie im allgemeinen eine quantitative Zusammensetzung wie auch diese des Ausgangsgesteins. Das Silizium zeigt gewissermaßen die Tendenz einer relativen Speicherung in den tiefen Teilen des Reliefs. Zwischen den Mikroelementen sind das Kobalt und Mangan am stärksten vom Relief abhängig. In allen Fällen speichern sich die beiden Elemente rückständig in den Böden des eluvialen Relieftails. Dem Hang abwärts speichern sie sich in den Übergangslandschaften beider Kalkbecken, worin die existierenden Bedingungen zur Bildung unlöslicher Produkte führen. Das Kobalt ist theoretisch mehr mit den Tonmineralien verbunden und akkumuliert sich in den tiefsten Hanglagen.

Die Umverteilung des Natriums, Eisens und Magnesiums ist vor allem durch die geologisch-petrographischen Verhältnisse bedingt, wobei

zweifellos auch das Relief eine mitbestimmende Rolle spielt. Die Akkumulation des Natriums in den verschiedenen Teilen der Landschaft ist allgemein mit dem Vorhandensein verwitterungsbeständiger natriumhaltiger Mineralien verknüpft. Das Eisen wird in einigen Fällen aus der eluvialen Landschaft (Granit) ausgeführt, wobei seine Speicherungszone schon in dem oberen Teil des Übergangsteils beginnt und in den akkumulativen Reliefteilen weiterführt. In anderen Fällen verläuft die Wanderung und die rückständige Speicherung mit derselben Intensität in den eluvialen Reliefteilen. Das Magnesium migriert sehr intensiv in wasserlöslicher Form, wobei der Anfang seiner Speicherungszone mit dieser des Kalziums übereinstimmt (Granit, Rhyolithandesit, Trachytandesit, Kalke) oder darauf folgt (Andesit). Seine Akkumulation ist in vielen Fällen mit dem Vorhandensein von Biotit, Vermikulit oder Chlorit eng verbunden. Das Verhalten des Zinks und Kupfers ist mit dem Charakter des bodenbildenden Gesteins verknüpft.

Das verschiedene Ausgangsgestein hat Auswirkungen auch auf die qualitative Zusammensetzung der chemischen Elemente in den darauf oder auf den verlagerten Produkten gebildeten Böden. Die Böden des Granitbeckens haben beispielsweise den höchsten Gehalt an Silizium und den niedrigsten Gehalt an Eisen und Aluminium, während die Böden des andesitischen und trachytischen Beckens durch einen hohen Gehalt an Eisen gekennzeichnet sind. Besonders stark ausgeprägt ist der Einfluß des Gesteins auf den Gehalt an Mikroelementen. Am niedrigsten ist deren Gehalt in den auf Granit und dessen Produkten gebildeten Böden. Durch einen höheren Gehalt zeichnen sich die Böden des andesitischen, trachytischen und rhyolitischen Beckens aus.

Neben der Umverteilung der Primär- und Tonmineralien und der Makro- und Mikroelemente dem Hang entlang findet in den Böden auch eine innere Umverteilung statt, deren Intensität dem Charakter der Bodenbildung entspricht (Auslaugung, Lessivierung, Podsolierung, Pseudopodsolierung usw.). Aus Zeitmangel kann ich leider keine Schlußfolgerungen in dieser Hinsicht anführen.

TEILE DES RELIEFS

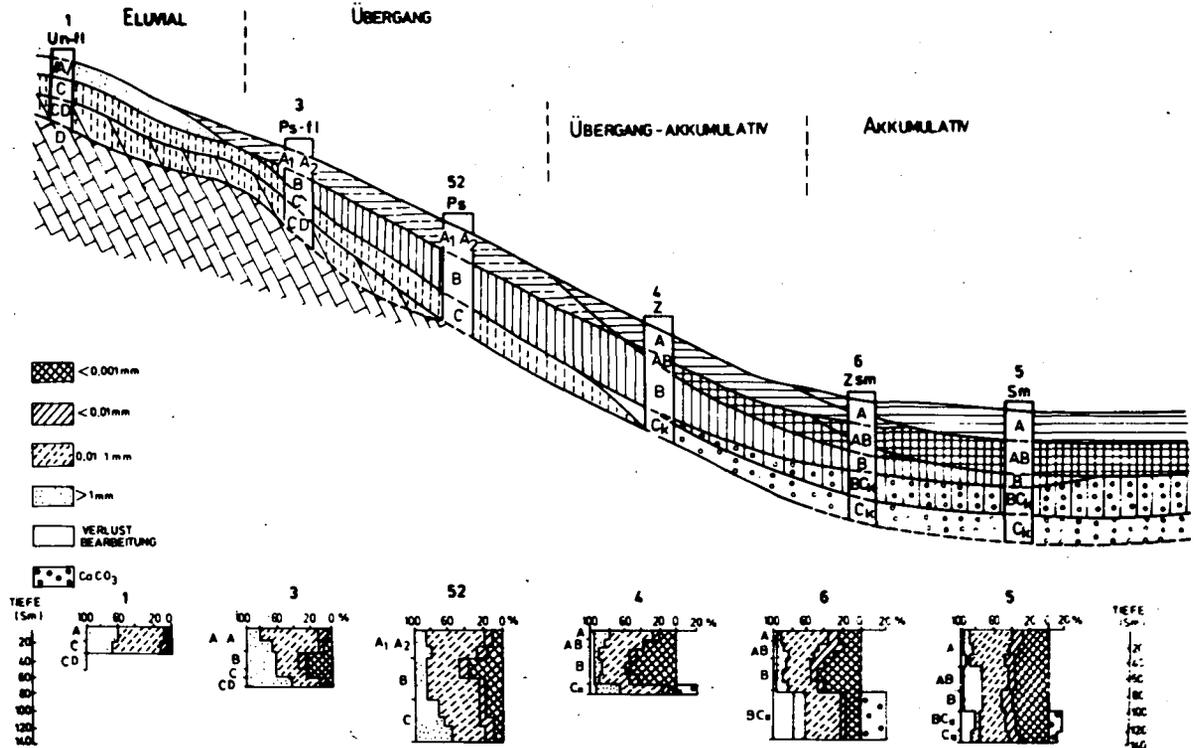


Fig.1. I. PROFILLINIE GRANITISCHEN BECKEN (ORT BEGOBO)

N 1. Un-fl. Flachgründige Unentwickete Böden;

N 3. Ps-fl. Flachgründige Pseudopodzolierte Böden; N 52. Ps-Pseudopodzolierte Böden;

N 4. Z- Zimtfarbige Waldböden; N 6. Zsm-Smolnitzaartige Zimtfarbige Böden;

N 5. Sm- Smolnitza-Böden.

TEILE DES RELIEFS:

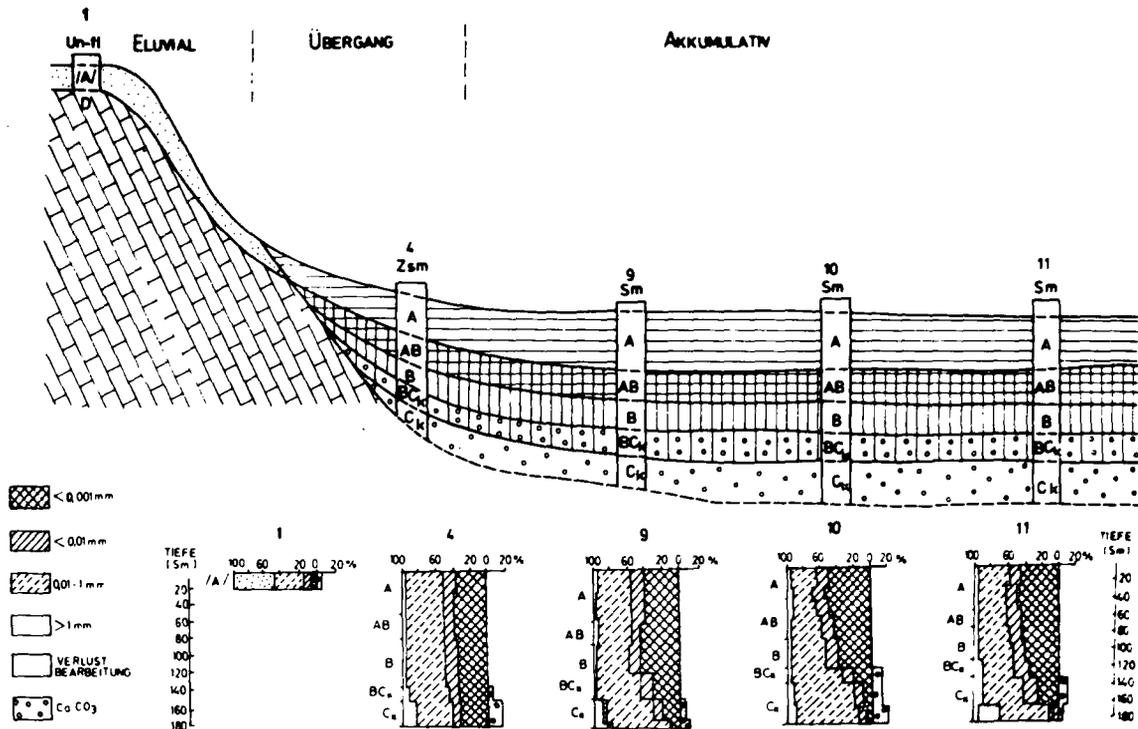


Fig. 4.IV. PROFILLINE - ANDESITISCHE BECKEN (ORT KARNOBAT)

N 1. Un-fl. Flachgründige Unentwickelte Böden; N 4-Zsm. Smolnitzaänliche Zimt farbige Waldböden; N 9-Sm. Smolnitza - Böden; N 10 und 11-Sm. Smolnitza - Böden

dung in den verschiedenen Reliefteilen führen vor allem zur Bildung einer genetischen Reihenfolge von Böden, welche für jedes petrographische Becken kennzeichnend sind.

In dem granitischen Becken - Ort Bregowo (Fig. 1) - ist beispielsweise die folgende Reihenfolge zu beobachten: der eluviale Teil des Reliefs ist durch flachgründige unentwickelte Böden (Ranker) gekennzeichnet, welche abwärts in das Übergangsrelief ausschließlich in flachgründige zimtfarbene pseudopodsolierte Böden (flachgründige Planosole) übergehen, worauf sie in Abhängigkeit vom Charakter des Reliefs in normal entwickelte zimtfarbige pseudopodsolierte Böden (normal entwickelte Planosole) oder in den niedrigsten Akkumulationsteilen des Reliefs in Smolnitza-Böden (Vertisole, Grumosole) übergehen. In vielen Fällen ist eine aufeinanderfolgende Ablösung aller obengenannten Böden zu beobachten.

In dem trachyt-andesitischen Becken - Ort Burgas (Fig. 2) - ist fast dasselbe Bild zu beobachten.

In dem rhyolith-andesitischen Becken - Ort Haskowo (Fig. 3) - liegen unentwickelte Böden (Ranker) des eluvialen Reliefteils vor, welche abwärts in flachgründige zimtfarbige Böden, daraufhin in zimtfarig-ähnliche Smolnitza-Böden und in gut ausgeprägte Smolnitza-Böden in den tiefsten akkumulativen Teilen übergehen.

In dem andesitischen Einzugsgebiet - Ort Karnobat (Fig. 4) - sind der Profilinie entlang flachgründige unentwickelte Eluvialböden (Ranker) zu beobachten, worauf smolnitza-ähnliche zimtfarbige Waldböden in dem Übergangsrelief und gut ausgeprägte Smolnitza-Böden in dem akkumulativen Reliefteil folgen.

In dem Becken der marmorkalkigen Gesteine - Ort Ognjanowo (Fig. 5) - sind in dem eluvialen Reliefteil flachgründige humose Kalkböden (flachgründige Rendsinen und kalkhaltige Litosole) vorhanden, während in dem Übergangsrelief tiefgründige normal entwickelte humose Kalkböden zu beobachten sind, die in den tieferen akkumulativen Teilen in typische und ausgelaugte smolnitza-ähnliche zimtfarbige Waldböden übergehen.

In dem zweiten Kalkbecken - Ort Tschirpan (Fig. 6) - welches aus Mergeln und Kalkmergeln (wie in dem Ort Ognjanowo) besteht, sind ebenfalls flachgründige Kalkböden vorhanden, die abwärts in typische zimtfarbige Waldböden übergehen und weiterhin als ausgelaugte zimtfarbige Böden bis gut ausgeprägte Smolnitza-Böden den akkumulativen Teil des Reliefs erreichen.

Jedes geopetrographische Becken weist seine Besonderheiten, Wechselbeziehungen und Gesetzmäßigkeiten auf. Abgesehen davon ist darauf hinzuweisen, daß fast allerorts in den tiefen akkumulativen Teilen der Landschaft mehr oder weniger gut ausgeprägte Smolnitza-Böden auftreten, was hinsichtlich ihrer Genesis besonders wichtig ist. Dies deutet darauf hin, daß die Bildung dieser Böden mehr oder weniger mit dem Vorhandensein von hydromorphen Bedingungen zusammenhängt, daß sie mit proluvialen Ablagerungen verbunden sind, die an feindispersierten Tonmineralen (vorzugsweise Montmorillonit) reich sind, und nicht ausschließlich mit dem Andesitgestein zusammenhängen, wie dies von vielen Autoren angenommen wird. Wichtig ist auch der Umstand, daß verschiedene Böden auf Andesit- und Trachyt-andesitgesteinen gebildet werden, diese Böden weisen jedoch vorzugsweise den Charakter von pseudopodsolierten Böden auf.

Im nachfolgenden sind die wichtigsten Ergebnisse aus der Laboruntersuchung dargelegt, die mit der Umverteilung der Verwitterungs- und Bodenprodukte und den darauf gebildeten Böden in den einzelnen

Rekonstruktion und Herstellungstechnik pedogener Keramik in der
Vor- und Frühgeschichte

von

B. Meyer *

Dunkle humushaltige Keramik findet sich in Mitteleuropa von der linienbandkeramischen Epoche an bis in die römische Kaiserzeit hinein. Die Verwendung von Material aus A-Horizonten von Böden findet sich auch heute noch in der Herstellung irdener Ware, so z.B. in Azerbeidschan oder bei den Hopis im Gebiet des Grand Canon.

Besonders feine pedogene Keramik kennzeichnet die ältere Linienbandkeramik um 4000 v. Chr., bei der das nicht zum Kochen, sondern zum Essen und Trinken verwendete Geschirr neben seiner durch Band- und Rautenmuster verzierten Außenseite, seine schwärzliche Farbe, sein durchgehend feines Korn - nur Ton und Feinschluff - besonders durch seine geringe Dicke von nur wenigen Millimetern auffällt.

Untersuchungen über Farbveränderungen bei stufenweiser Erhitzung im Muffelofen an größeren Scherbenpopulationen hatten ergeben, daß diese "Brenntemperaturen" nicht über 300 bis 350°C hinausgegangen sind, so daß man besser von "Backtemperaturen" spricht. Dieser Umstand wird auch vom röntgenographisch ermittelten Tonmineralbestand reflektiert, der in vielen untersuchten Fällen fast identisch ist mit dem der Schwarzerden aus Löss, auf und in denen diese Keramik gefunden wird. So wie die ältere Linienbandkeramik als Initialphase der ackerbaulichen Besiedlung Mitteleuropas zu betrachten ist, die sich nur auf die damals weiter als heute verbreiteten Schwarzerdeareale konzentriert hat, ist auch ihre Keramik offenbar in weitgehendem Maße an das umgebende Bodenmaterial als Ausgangsmaterial gebunden gewesen. Dies scheinen Ausgrabungsbefunde zu bestätigen, die in der großen bandkeramischen Siedlungsstätte Rosdorf bei Göttingen gemacht worden sind. Es fanden sich Gruben mit einem dicken Bodenbelag aus jenem schwarzen Ton, welcher in den A-Horizonten der lössbürtigen Schwarzerden enthalten ist und hier offenbar für die Herstellung von Keramik abgeschlämmt worden ist.

* Institut für Bodenwissenschaften, Abt. Bodenkunde,
von Siebold-Str. 4, D 3400 Göttingen

Durch das Backen sind die aufweitbaren Dreischichttonminerale des Schwarzerde-Ions auf 10 Å Basisabstand kontrahiert worden, z.T. aber während der 6000-jährigen Einbettungszeit in das Ca-reiche Bodenmaterial wieder rückgequollen. Längere Zeit nahmen wir an, daß der Befund der leichten Schneidbarkeit beim Ausgraben und des anschließenden Erhärtens beim Austrocknen auf diesem Aufweitungs- Rückquellungs- und Entquellungseffekt beruhe, doch zeigte sich, daß das "Aufweichen" im Boden auch bei solchen Scherben erfolgt war, deren Tonmineralbestand keine Reflexe oberhalb 10 Å zeigte.

Vergleiche der Kationen-Austausch-Kapazität des Tons der Scherben mit denen von gebackenem und nicht gebackenem Ton und das Verhalten beim differentialdiagnostischen Röntgenbeugungstest erwiesen die Herkunft des Materials. In etlichen Fällen ergab der Reversibilitätstest, zusammen mit den hohen Gehalten an fixiertem K, daß die Abschlammung des Tons aus den A-Horizonten vermutlich unter Ausnutzung der dispergierenden Wirkung von Pottasche stattgefunden hat. Wie gesagt ließ sich dies nicht in allen Fällen bestätigen. Es ist zu bedenken, daß die Jahrtausende währende Einbettung in ein von Ca-Ionen beherrschtes Boden-Milieu mit perkolativer Abfuhr in den meisten Fällen zu einem Rücktausch der K-Ionen gegen Ca-Ionen geführt haben kann, der als Langzeit-Austauschvorgang auch die Zwischenschichten der Dreischicht-Tonminerale erfaßt haben mag.

Die immer wieder gestellte Frage war aber, warum gerade humoses Tonmaterial aus Oberböden bevorzugt bei der Herstellung feingeschlämmter Keramik verwendet worden ist, wo doch jeder Versuch einer plastischen Verformung solchen aus Schwarzerden unter Verwendung dispergierender einwertiger Ionen gewonnenen Tonmaterials zeigt, daß es bei sehr geringen Wassergehalten unter Aufwendung beträchtlichen Verformungsdruckes bearbeitet werden muß, wenn man ein Reißen beim Austrocknen vermeiden will.

In seiner grundlegenden Arbeit über "die chemischen Grundlagen der griechischen Vasenmalerei" (Angewandte Chemie, Jhg. 74, 397 - 442 (1962)) geht U. HOFFMANN auch auf die Bedeutung organischer Beimengungen zum Ton für die Herstellung des keramischen Körpers ein. Er zieht die von A. WEISS untersuchten Esterkomplexe der Kieselsäure mit o-Diphenolen, wie Brenzkatechin heran, um zu postulieren, daß der für die Abschlammung des Tons erforderliche Dispergierungsprozeß auch unter Verwendung zugefügter Gerbstoffe bestand.

Das "Sumpfen" von keramischer Grundsubstanz unter Beifügung verrottender organischer Substanz ist offensichtlich eine im Altertum wie in prähistorischen Zeiten verwendete Technik gewesen. An Beispielen

len von Ausgrabungsbefunden an kleinasiatischen Siedlungshügeln (tepe), deren Siedlungsgeschichten vom Neolithikum bis in die urartäische Zeit reichen, konnte der Verfasser dieses Vortrages anhand großer Mengen phytolithischer Rotte-Aschen darlegen, daß beim sog. "Sumpfen" offenbar besonders Gräser verwendet worden sind, die bekanntermaßen bevorzugt Lieferanten von Brenzkatechin-Derivaten sind. In diesem Zusammenhang sei auch darauf hingewiesen, daß in der früheren chinesischen Porzellan-Herstellung das "Reifen" der keramischen Masse unter Verwendung von Jauchezusatz unter Erzeugung eines intensiven Wachstums von Pilzrasen durchgeführt wurde. Es mag nun sein, daß sich diese durch "Sumpfen" erzeugte Reaktion organischer Komponenten mit den Tonmineralen einsparen läßt, wenn man bereits von natürlichen organo-mineralischen Tonhumus-Komplexen ausgeht, wie sie in den Schwarzerden vorliegen. Wir wissen auch aufgrund früherer Untersuchungen, daß die schwarz umhüllten Tonmassen der A-Horizonte gegenüber den braunen Tonmassen der C-Horizonte leichter dispergieren, d.h. schon bei höheren Ca-Ionenkonzentrationen in der Gleichgewichtslösung Sol-Zustände bilden (Flockungsschwellenwerte 17 - 20 mg Ca/l gegenüber 3 - 6 mg Ca/l beim C-Horizont-Ton). Doch sind Zweifel anzumelden, ob die Bedeutung organischer Reaktionsprodukte in der keramischen Technik überhaupt in der Verbesserung der Dispergierbarkeit liegt. Ansätzen bei A. WEISS folgend ist im Gegensatz zur Meinung HOFFMANNs wohl davon auszugehen, daß ihre Bedeutung hauptsächlich in einer Verbesserung des Schmelz-, Sinter- und Fließprozesses beim Backen und Brennen zu sehen ist.

Ich kann in dieser Hinsicht unsere schon länger zurückliegenden mineralogischen Untersuchungen pedogener Keramik ergänzen, indem ich auf die zugleich mit vorliegendem Aufsatz in diesem Band erschienenen Untersuchungen von ALDAG, FOWLER u. MEYER über die Veränderungen von Humus beim Erhitzen verweise. Mullhumus, d.h. fest an die Tonsubstanz gekoppelte organische Bodensubstanz verliert danach bei Temperaturen bis ca. 300°C schrittweise ihre aliphatischen Komponenten. Bei 300°C sind im wesentlichen nur noch die nicht hydrolysablen N-Verbindungen der dunklen Huminstoffe ("Humine" als Huminsäure-Kieselsäureester als etwa 30 - 50 Å starke Beläge auf den Mineraloberflächen) vorhanden - neben Resten der hydrolysablen N-haltigen niedermolekularen Oxyphenol-Polymerisate.

Oberhalb 300°C beginnt - mit unterschiedlicher Temperatur einsetzend - ein visueller Prozeß, der sich auch an alkalisch extrahierten Huminsäuren (die Kieselsäure und Silikat enthalten) vollzieht, und fälschlicherweise als "Karamelisierung" bezeichnet worden ist.

In Wirklichkeit handelt es sich um das Einsetzen eines Schmelzprozesses, bei dem die die Tonminerale bedeckende Humat-Kieselsäure-Schicht zur sinternden Verbackung der Tonteilchen führt. Dieser Prozeß endet mit der Aufoxidation der Huminstoffe zwischen 350 und 420°C, was offenbar zu Spannungen in den keramischen Körpern und zu deren Zerspringen führt. Die feine pedogene Keramik war offenbar nur für kalte Benutzung geeignet.

Backversuche mit dunklem Ton aus Schwarzerde haben gezeigt, daß der Prozeß der Schmelzversinterung sowohl bei K- wie bei Na-Zusatz und Temperaturen zwischen 300 und 350°C ein außerordentlich langsamer Prozeß ist, der - wir kennen die früheren Brenneinrichtungen nicht - eine relativ große technische Geschicklichkeit im langen Einhalten weitgehend konstanter Temperaturen erfordert hat.

Die dabei entstehende organo-mineralische Schmelze ist offenbar granulär-porös. Ihr Vermögen, Wasser einzulagern und wieder abzugeben ohne daß der Scherben an sich quillt ist weit höher als das der durch das Backen kontrahierten Dreischicht-Tonminerale. Dabei beobachtet man eine mit zunehmender Wasseraufnahme abnehmende Druckbelastbarkeit, die durch Austrocknen wieder erhöht werden kann und bei Lufttrockene sogar zum Klingen führen kann. Die Vermutung liegt nahe, daß die Schmelze keine allseitige, durchgehende Raumvernetzung ihrer Komponenten aufweist, sondern ähnlich porösen Gläsern von Wassermenisken unterschiedlicher, d.h. vom H₂O-Partialdruck der Luft bedingter, "Klebekraft" durchsetzt ist.

Abgesehen von der hier besprochenen noch humushaltigen Keramik mag der dargestellte Prozeß einer beim Erhitzen frühzeitig einsetzenden Schmelzphase bei Verwendung pedogenen humushaltigen Ausgangsmaterials eine generelle Bedeutung für die Einleitung des Schmelzflusses auch bei höher gebrannter Keramik gehabt haben.

Gemeinsame Sitzung
der

K O M M I S S I O N E N

I und VI



Hohlraumveränderungen von Füllerde in Drän-
gräben

von

Borchert, H.*

Nicht nur bei der systematischen Dränung sondern erst recht bei der mit Lockerung verbundenen kombinierten Dränung ist die Haltbarkeit der Drängabenfüllung für das Funktionieren der durchgeführten Bodenmelioration von ganz entscheidender Bedeutung. Kowald (1) fand bei seinen Untersuchungen an Drängräben in der Marsch ein Absinken der groben, also wasserabführenden Poren in den ersten Jahren nach der Dränung unter den Gehalt an solchen Poren im gewachsenen Boden. Es folgte dann ein Ansteigen über die Grobporenwerte des nicht dränierten Bodens.

Im folgenden werden eigene Untersuchungen an Füllerden von zwei- bis achtzigjährigen Drängräben vorgeführt. An 56 Drängräben wurden in den letzten drei Jahren die Hohlraumverhältnisse gemessen. Die Stechzylinder-Entnahmetiefe lag bei 15 - 20 cm über dem Dränrohr und, wo das Rohr tiefer lag, zusätzlich 15 cm unterhalb der Krume. Die Werte der Porengrößenverteilung werden nach Bodenarten gruppiert wiedergegeben. Über weitere Untersuchungen an diesen Drängräben soll an anderer Stelle berichtet werden (2).

Als erste Bodenartengruppe sollen die sandigen bis schluffigen Böden zusammengefaßt werden. In der Gruppe sind 2-80 Jahre alte Dräne. Die Luftkapazität (Pore $> 50 \mu$) unter der Krume steigt in den Drängräben mit dem Alter an ($r = + 0,58^*$), über dem Dränrohr hingegen besteht eine abnehmende Tendenz ($r = - 0,40^*$). Weiterhin zeigt die Abbildung 1 in der Abnahme der Trockenraumgewichts-Differenz zwischen Füllerde und unberührtem Boden eine anhaltende Bodensackung oberhalb des Dränrohres ($r = + 0,46^{**}$), unter der Krume aber eine Abnahme der Rohdichte ($r = - 0,51$) entsprechend der Luftkapazitätszunahme. Die Messungen des Gesamtporenvolumens

*Bayer. Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau, Menzinger-Str. 54, 8 München 19

laufen den Werten der Luftkapazität in der oberen Tiefe mit $r = + 0,39$ ($y = - 1,61 + 0,07 x$) und in der unteren Tiefe mit $r = - 0,33^*$ ($y = 8,86 - 0,10 x$) weitgehend parallel. Die Werte der nutzbaren Feldkapazität haben keine klare Tendenz (oben: $r = + 0,28$; unten $r = + 0,10$).

Die Vergleichsmessungen zwischen der Drängaben-Füllerde und dem unberührten Boden sind für die Bodenartengruppe der tonigen Lehme auf der Abbildung 2 in Form der Regressionsgeraden wiedergegeben. Die Dränggräben sind zwischen 2 und 80 Jahre alt. Die Verteilung der Meßwerte über die Jahre lassen bereits schon - den Erfahrungen Kowald's entsprechend - einen krassen Gegensatz der Hohlraumentwicklung in der Zeit bis zum Alter von 35 - 40 Jahren zu dem dann folgenden Zeitabschnitt erkennen. Die Luftkapazität fällt in der unteren Bodentiefe im ersten Zeitabschnitt laufend ab ($r = - 0,65^*$) danach nimmt sie wieder stetig zu ($r = + 0,57^*$). In der oberen Dränggräbentiefe ist hingegen eine anhaltende Grobporenabnahme zu finden ($r = - 0,58^{**}$). Die Entwicklung der Bodendichte (Trockenraumgewicht, Abb. 2) zeigt im oberen Bodenbereich über alle Altersstufen hinweg eine Dichtezunahme ($r = + 0,52^{**}$), ebenso im unteren Grabenteil bis zum Alter von 35 - 40 Jahren ($r = + 0,69^*$). Mit zunehmendem Alter nimmt die Dichte dann wieder ab ($r = - 0,56$). Diese gefundenen Meßwerte für das Gesamtporenvolumen bestätigen die in der Luftkapazitätsentwicklung erhaltene Tendenz: eine kontinuierliche Abnahme des GPV im oberen Bodenbereich ($r = - 0,60^{**}$; $y = 2,55 - 0,08 x$); im unteren Bodenbereich im ersten Zeitabschnitt abnehmendes GPV ($r = 0,65^*$; $y = 7,78 - 0,26 x$) und später wieder Zunahme des Hohlraumes ($r = + 0,65^*$; $y = - 4,44 + 0,14x$).

Bei der Entwicklung der nutzbaren Feldkapazität ist kaum eine Tendenz erkennbar; im ersten Zeitabschnitt: oberer Boden $r = - 0,32$ und unterer Boden $r = - 0,35$.

Die dritte zu behandelnde Bodenartengruppe ist die der lehmnigen Tone (Abbildung 3). Die Altersstufen liegen zwischen 1 und 59 Jahren. Die Luftkapazität nimmt in den tonigen Dränfüllungen anfangs schnell dann langsamer aber stetig ab, gleichermaßen im oberen Bodenbereich ($r = - 0,64^*$) wie im unteren ($r = - 0,69^{**}$). Die schon anfänglich geringere Differenz im Trockenraumgewicht zwischen Drängabenfüllung und unberührtem Boden nimmt im Ober-

boden schneller ab als im unteren Drängabenbereich (oben: $r = + 0,76^{++}$; unten: $r = + 0,58^+$). Auffallend ist die bleibende Differenz zwischen Graben und Boden in einer 2 - 4 prozentigen Erhöhung der nutzbaren Feldkapazität im oberen Grabenbereich ($n = 11$; $r = - 0,10$; $y = 2,11 - 0,02x$). Die Sackung und Wiederverdichtung spielt sich im Oberboden mehr als im Unterboden in einer Abnahme des Gesamthohlraums auf Kosten der Luftkapazität ab (Gesamtporenvolumen oben: $n = 11$; $r = - 0,71^{++}$; $y = 4,30 - 0,10 x$; unten: $n = 17$, $r = - 0,59^+$; $y = 10,81 - 0,22 x$). Der Gehalt an nutzbarer Feldkapazität im unteren Drängabenbereich liegt etwas höher als im oberen Drängabenbereich und hat eine schwache abnehmende Tendenz ($n = 17$, $r = - 0,32$; $y = 4,40 - 0,07 x$).

Die untersuchten 5 Entnahmestellen in sandigen Böden sollen hier nicht behandelt werden, da die Aussagen über die Entwicklungstendenz der Porosität zu wenig fundiert sind. Lediglich die Werte für das stark abnehmende Gesamtporenvolumen im unteren Drängabenteil seien genannt : $n = 5$; $r = - 0,77^+$; $y = 7,45 - 0,23 x$. Das gleiche gilt für die 6 Entnahmestellen von Böden aus **lehmigem Schluff**, wo sich im Unterboden der Dräne eine Tendenz der Zunahme des Gesamtporenvolumens abzeichnet ($n = 6$; $r = + 0,48$; $y = 10,68 - 0,94 x$).

Die Untersuchungs-Ergebnisse an Drängabenfüllungen können so zusammengefaßt werden: sandige bis schluffige Lehme verdichten anfangs im Oberboden, werden durch Tier und Pflanze dann hohlraumreicher; im Unterboden hält die Verdichtung, wohl durch größeren Wasserandrang, an. Die tonigen Lehme haben einen 25 - 35 Jahre anhaltenden Hohlraumrückgang im Unterboden, danach nimmt die Hohlraumentwicklung zu. Die lehmigen Tone haben im oberen Grabenbereich anfangs stärkere Verdichtung, in den Folgejahren geht der Prozeß der langsamen Setzung und Verdichtung kontinuierlich sowohl im Ober- wie im Unterboden vor sich.

Literatur:

KOWALD, R. 1968: Technische hydraulische und bodenkundliche Probleme der Tonrohrdränung insbesondere in Marschgebieten.

Habilitationsschrift Universität Gießen

BORCHERT, H.: Über die Gefügeentwicklung von Böden aus Drängäben verschiedenem geologischen Ausgangsmaterials (In Bearbeitung).

Abb. 1: Unterschied von Luftekapazität und Bodengewicht von Draingräben zu Boden

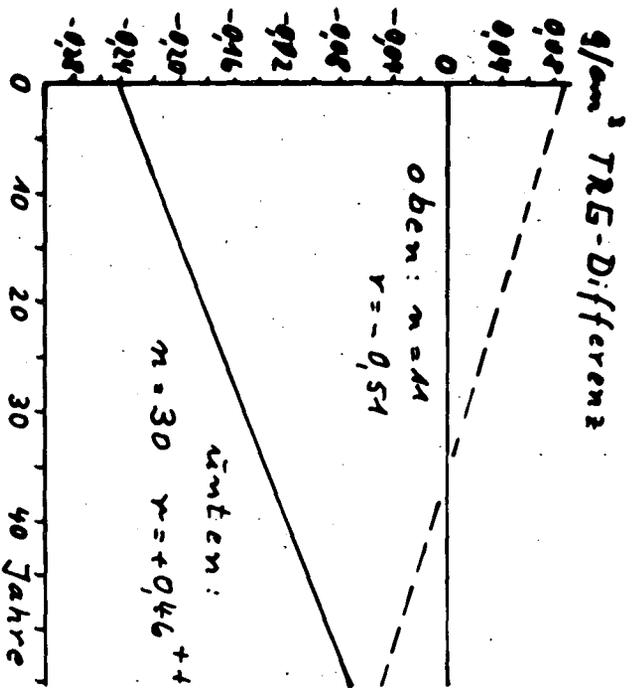
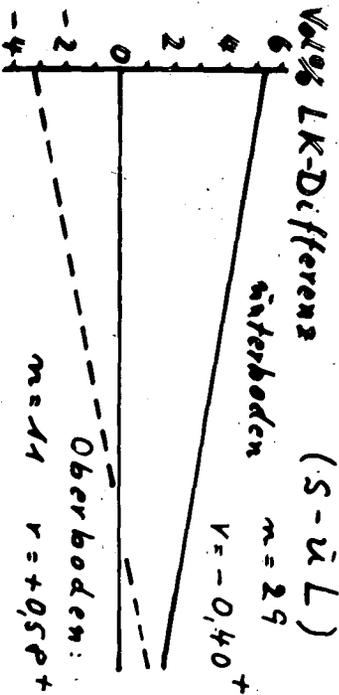


Abb. 2: Unterschied von Lüftkapazität
 und Bodengewicht von Dränggräben zu Boden
 Vol% LK-Differenz ($\pm L$)

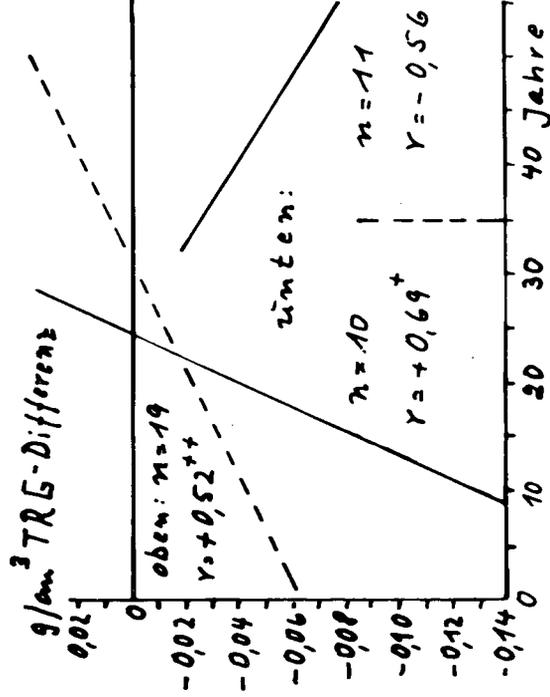
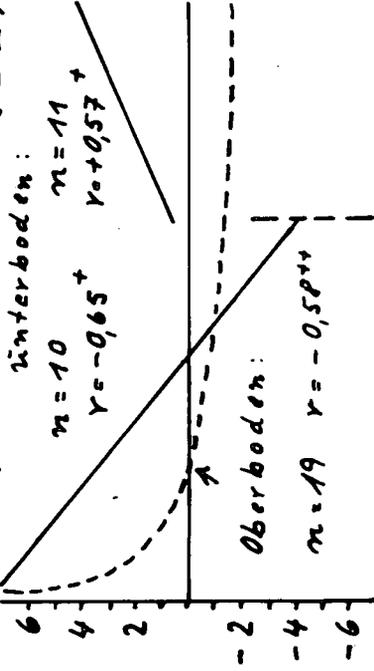
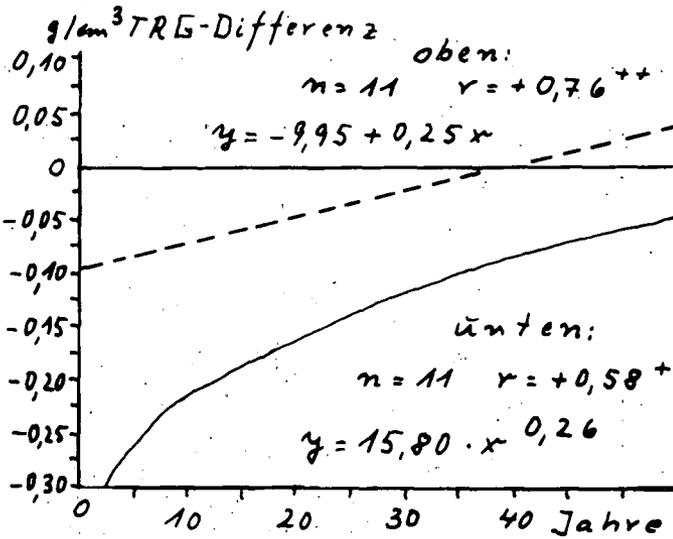
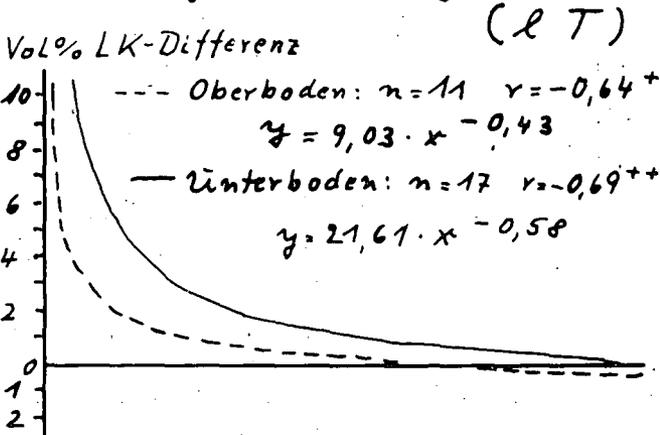


Abb. 3: Unterschied von Lüftkapazität und Bodengewicht von Dränggraben zu Boden



Problems related to the amelioration
of heavy surface waterlogged soils
in Bulgaria

von

Djuninnski, B. und M. Penkov⁺

In Bulgaria there are about 0,5 million ha of lowland agricultural area very suitable for mechanized agriculture which have unfavourable agroproduction properties owing to the surface waterlogging of soil during the autumn-winter and in spring.

Taking into account the low yields obtained and the irrational use of these lands which constitute a considerable part of the country's total area, the specialized laboratory of the Soil Amelioration Department at the Higher Institute of Architecture and Building was used for their several-year-long profound study.

On the basis of their genesis, soil profile structure, climatic condition (water balance), orographic and hydrogeological conditions the soils subject to surface waterlogging can be divided, according to the nature of the waterlogging, into the following groups:

1. Clay chemozems, slightly surface waterlogged, with low water-table (below 10 m). These soils, because of their being situated on gentle slopes, are characterized with better surface runoff and hence become less surface-waterlogged.
2. Clay chemozems, moderately surface waterlogged, situated on a gently sloping ground, with insignificant natural surface runoff and low water-table (below 10 m).
3. Clay chemozems, strongly surface waterlogged, situated on a level ground, without natural surface runoff and with low water-table (below 10 m).

⁺ Faculty of Hydroengineering at the Higher Institute of Architecture and Civil Engineering, Bulgaria, Sofia, 1 H. Smirnski Str.

4. Clay chemozems, strongly surface waterlogged, gleyified, solonetzic, situated on a level ground, without natural surface runoff, with high water-table (0,8 to 2,5 m).
5. Pseudopodzolic soils, slightly pseudogleyified (slightly pronounced pseudogley), situated on a comparatively steeper slopes where conditions exist for a certain natural surface runoff. The level of underground water is low - below 10 m.
6. Pseudopodzolic soils, moderately pseudogleyified (moderately pronounced pseudogley). They are situated on a ground with a very small gradient on which surface waters do not runoff or runoff to a slight extent. Water-table is low - below 10 m.
7. Pseudopodzolic soils, strongly pseudogleyified (strongly pronounced pseudogley). They are situated on grounds on which no runoff occurs. The level of underground water is below 10 m.
8. Pseudopodzolic soils, strongly pseudogleyified, gleyified. They are situated on grounds on which no runoff occurs, the level of underground water being high - 1,5 to 2,0 m.
9. Solonchaks (alkali soils), clay, surface-waterlogged, gleyified water-table is at 2 to 3 m. Situated on level grounds on which the natural surface runoff is negligible or nonexistent.
10. Solonchaks (saline soils), clay, surface-waterlogged, gleyified with high water-table. These soils are situated on level grounds with insignificant surface runoff.
11. Solonchaks-solonchaks or solonchak-solonetzic (saline and alkali soils), surface-waterlogged, gleyified, with high water-table. They are situated on level grounds on which surface runoff is negligible or nonexistent.
12. Alluvial meadow soils, clay, surface-waterlogged, gleyified, with high water-table (1,0 to 1,5 m).
13. Meadow solonchaks, clay, surface water-logged, gleyified, with high water-table (1,5 to 2,5 m). These soils occur on depressional grounds, on terraces over river floodplains. Of the above soils the largest is the area of clay chemozems and pseudopodzolic soils.

The main reasons for the surface-waterlogging of the above soil types are the following:

- the presence on the soil surface or at some depth of soil or subsoil of a clay pan with high water-holding capacity and low water-permeability;
- level ground (with a gradient between 2° and 6°) which renders extremely difficult the runoff of the extra surface water resulting from snow melting or abundant rainfalls;

- soil tillage performed with big and heavy agricultural machines, often at high moisture content.

Principles of drainage. For the amelioration of heavy surface water-logged soils the authors have adopted the following principles:

1. First of all, the object of amelioration, i.e. soil, should be the main point of consideration and this should be done in relation to the climatic, hydrogeological and orographic conditions, agricultural crops and production technologies (Eggelsmann 1973, Martinović 1982, Schröder und Schulte-Karring 1982, Djuninski 1982, Penkov 1983).
2. Since the final objective is the obtaining of high yields of good quality with high economic effectivity, the "object of control" (using the terminology of modern theory of system control) should include the following subsystems, drainage network, soil, agricultural crop. Since it is not yet possible to model such an object of control mathematically or under laboratory conditions, it is necessary to set up drainage experimental fields which will serve as pilot areas in the future projecting, construction and exploitation of drainage systems under the conditions of heavy surface-waterlogged soils.
3. The profound analysis of the determining factors in the context of the above formulations and the use of theoretical elaborations have shown that at the present stage the conception of melioration of the heavy, surface-water-logged soils should be complex in nature, i.e. it should include hydrotechnical, soil-meliorative, chemical and agronomical measures.
4. Besides the correct projecting of the drainage network, of great importance are its construction and exploitation which ought to meet the most exacting demand, as well as the use of appropriate agronomical practices so that its effect will not be lessened or discredited.

On the basis of the particular structure of the soil profile, soil composition and properties, the chemical analysis of underground water, landscape peculiarities, hydrological conditions and the envisaged agricultural crops, a melioration scheme is produced for each soil type. This complex approach to the melioration problems should result in determining the biological and economically optimal parameters of melioration practices.

With the view to test the validity of the above conception and the determine of optimal parameters of melioration practices under conditions similar to the production ones, the staff of the quieted laboratory set up two experimental fields on the most wide-distributed soil types.

Experimental field at the town of Elin Pelin (near Sofia). Altitude 545 m above sea level, 12 ha area. Soil: heavy loamy hemozem, 0,06/24^h filtration coefficient, high water-table (0,8 m in spring, 1,5 m in summer), level ground (up to 6°/oo), with negligible runoff and winter-spring water-logging.

The drainage used was horizontal, at a depth of 1,20 m, spaced at 10, 20, 30 and 40 m, with a gradient of 4°/oo and length of drainage veins of 120 to 140 m. Drainage was constructed by using a chain excavator, the width of the trench being 0,40 m. On the bottom crimped PVH pipes 64 mm in diameter were placed and over them wheat straw bales were densely packed and all these were then covered with the soil dug out. In 1981 and 1982 the field was sown to maize and the results obtained are in table 1 and 2.

Table 1 Yield of Maize (Grain, 14% Moisture Content), 1981 (Data of M. Penkov, B. Djuninnski and A. Daskalova)

Spacing treatments	covered horizontal drainage	
	kg/ha	%
1. 10 m apart	6 720	340
2. 20 m apart	6 000	300
3. 30 m apart	4 420	221
4. 40 m apart	4 400	220
5. Control-no meliorations	2 000	100

Table 2 Yield of Maize (Grain, 14% Moisture Content), 1982 (Data of M. Penkov, B. Djuninnski and A. Daskalova)

Spacing	Covered horizontal drainage - deep loosening with vibrations - gypsum		Covered horizontal drainage - deep loosening with vibrations		Covered horizontal drainage - gypsum		Covered horizontal drainage	
	kg/ha	%	kg/ha	%	kg/ha	%	kg/ha	%
1. 10 m apart	8 120	199	7 100	174	7 250	178	6 950	170
2. 20 m apart	8 430	206	7 500	184	7 380	181	7 150	175
3. 30 m apart	8 170	201	7 150	176	7 300	179	7 020	172
4. 40 m apart	7 800	192	6 850	168	6 660	164	6 550	160
No drainage	423	104						
deep loosening with vibration								
control, no meliorations	407	100						

It can be seen that in 1981 highest yield was obtained from the 10 m spacing treatment and amounted to 6 720 kg/ha which meant 4 720 kg/ha more than the yield from the control plot. However the economic analysis has shown that economically most profitable is the 10-20 m treatment, where the maximum value of the effectivity (additional not profit to capital investments) was $e = 0,37$ and the minimum value of the term of buying back the capital investments was 2,7 years. The drier 1982 saw a maximum yield of 8 430 kg/ha from the 30 m drain-spacing treatment.

Experimental field at the village of Ognyanovo (near Sofia). Altitude 565 m, 5 ha area. Soil: Pseudopodzolic (pseudogley), surface-waterlogged, texture-differentiated, with a thin (up to 40 cm) light-textured, water-permeable, pseudopodsolic horizon and thick (50 to 80 cm) clay illuvial horizon with a very low water permeability, formed on a ground considerably sloping (20°/oo with low water-table and insignificant surface runoff.

Owing to the favourable conditions - sloping ground and hence a possibility for a gravitational water to runoff no horizontal drainage was performed, deep loosening of soil with and without vibrations was done plus three other tillage treatments given in table 3.

Table 3 Yields of maize (Biomass, 1980) and maize for Grain (1981) from the Different Treatments (Data of M. Penkov Ia. Hadjiyanakiev)

Treatment	biomass kg/ha	- 1980 %	grain kg/ha	- 1981 %
1. Control - 25 cm deep mold-board ploughing (in a agro-industrial complex)	16200	100	4200	100
2. Deep loosening of soil (60 to 70 cm) with "Vibrolas" 80E with vibrations	32000	198	6580	156
3. Deep loosening of soil (60 to 70 cm) with "Vibrolas" 80E without vibrations	35800	221	5860	139
4. Subsoiling 45 cm deep with RD 2,5	22000	136	4740	113
5. Subsoiling 35 cm deep with RD 2,5	18000	111	3440	82
6. Moldboard ploughing 35 cm deep	14000	86	1720	41

The same table contains the maize yields in 1980 and 1981. It can be seen that the biologically optimal treatment is treatment 3 for 1980 and treatment 2 for 1981. For the biologically optimal treatments the effectivity coefficient was 3,6 and the term of buying back 1 year.

Since in the different years the climatic conditions are different, in order to make the final conclusions the data should be summarized from many years and that is why the experiments continue. For other soils, orographic and climatic conditions to be included, six new experimental-drainage (pilot) fields have been planned and set up in different typical regions of the country.

Literatur

- Eggelsmann, R., 1973: Dränenleitung. Landbau, Ingenieurbau, Landschaftsbau. S. 304, 1. Aufl., Verlage Wasser und Boden.
- Martinović, Lj., 1982: Einfluß von mechanischer und pneumatischer Tieflockerung des Bodens auf Gefüge, Wasserdynamik, Wurzelentwicklung und Ertrag bei drei Bodentypen. Diss. Bonn
- Schröder, D. und H. Schulte-Karring (1982): Ergebnisse von Tieflockerungen auf tonreichen Böden. Z. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung 23, 347-355.
- Djuninski, B., 1982: Napojitelni sistemi, Sofia (mit engl. Zusammenfassung)
- Penkov, M., 1983: Pochvoznanie, Sofie (mit engl. Zusammenfassung)

Gefügeveränderungen im Verlaufe von 5 Jahren
nach einem Tiefumbruch

von

Hartge, K.H. und H. P. Schrey +

Fragestellung

An Sandböden, die in 5 aufeinander folgenden Jahren zwecks Neuaufforstung auf 1 m tiefgepflügt worden waren, wurden Eindringwiderstand (EW), Bodendichte (d_B), Porenvolumen (PV) sowie die Ton- und Schluffanteile bei Verwendung verschieden starker Dispergierungsmittel bestimmt. Im Zusammenhang mit früheren eigenen Untersuchungen zur Mechanik der Lagerung von Böden wurde ein Ergebnis zur Frage nach der Normalverdichtung und der Veränderung des durch den Tiefumbruch geschaffenen Gefüges erwartet.

Methoden

In 5 Neuaufforstungen sowie in 2 angrenzenden Altbeständen wurde -rechtwinklig zur Pflugbahn- an 3 bis 7 Traversen von je 10m Länge mit 20 Meßpositionen im Abstand von 50 cm der Maximalwert des EW je 10 cm Tiefenschicht bestimmt. Anhand des Vergleiches dieser EW-Profile wurde je Parzelle eine repräsentative Stelle ausgewählt und dort in einer Profilgrube d_B , PV, pH, % org. S. und die Körnung bestimmt. Die Ergebnisse von den gepflügten Parzellen wurden mit denen verglichen, die von den Böden angrenzender Altbestände erhalten wurden (1915/20 und 1961 ohne tiefgreifende Bodenbearbeitung aufgepflanzt).

Ergebnisse

Trägt man die vertikale Spannung, σ_z als $\sum (d_{Bi} \cdot \Delta z_i) \cdot g$, als Logarithmus gegen die Porenziffer, ε , auf (Abb. 1), so zeigt eine mit

+ Inst. für Bodenkunde, 3000 Hannover - 21, Herrenhäuserstr. 2

zunehmender Spannung fallende Gerade den Zustand der Normalverdichtung an. Für die untersuchten Böden zeigt sich dieser Verlauf für die vor 20 bis 60 Jahren aufgeforsteten und nicht bearbeiteten Kontrollparzellen. Hiermit bestätigten sich somit Ergebnisse früherer Untersuchungen (Hartge und Sommer 1979). Dieses Ergebnis ließ sich auch als Setzung der Bodenoberfläche darstellen (Abb. 2). Die tiefgepflügten Parzellen hingegen verweisen im Oberboden, d.h. bis in 40/50 cm Tiefe auf einen überkomprimierten Zustand, weiter unten auf eine Überlockerung. In 80 bis 100 cm Tiefe, also unterhalb der Pflugsohle, sind sie wieder normalkonsolidiert. Die EW-Messungen zeigten die gleiche zeitliche Veränderung wie die ϵ -Bestimmungen. Auch hier konnte eine relative Verdichtung des Oberbodens bereits im Verlauf der ersten zwei Jahre nach dem Tiefumbruch festgestellt werden. Die EW im Unterboden erreichten nach 5 Jahren die Werte der ungepflügten Kontrollen, gingen aber im Gegensatz zu denen im Oberboden nicht über diese hinaus. Überkomprimierung bedeutet also das Zusammenpressen einer größeren Bodenmenge auf gleiches Volumen -im Vergleich zur Normalkonsolidierung- und infolgedessen eine kleinere Porenziffer bei gleicher vertikaler Spannung; eine Überlockerung wird sinngemäß invers definiert.

Entsprechend änderte sich im gleichen Zeitraum das Verhältnis der Σ (EW) zum PV (Abb. 3).

Der Vergleich der Anteile $< 60 \mu\text{m}$ und $< 2 \mu\text{m}$ bei verschieden starker Dispergierung zeigt seit dem Tiefumbruch eine zunehmende Vergrößerung der Feinkornanteile, durch die die Körnung der Umbruchparzellen derjenigen der Kontrollparzellen ähnlicher wurde (Abb. 4).

Diskussion

Die Porenziffer, ϵ , in Abhängigkeit von der vertikalen Spannung, σ_z , belegt durch die Werte, die bei gleicher Spannung und damit vergleichbarer Tiefe höher liegen, eine Lockerung. Niedrigere Werte im oberen Bodenpaket lassen im Vergleich zu den hier als Normalverdichtung betrachteten Kontrollparzellen eine Verdichtung erkennen. Die Lockerung ist mit einer Niveauänderung der Bodenoberfläche verbunden, da eine größere Porenziffer bei gleicher vertikaler Spannung und gleicher Bodenmenge ein größeres Gesamtvolumen bedingt (Abb. 2). Die Veränderung der Lage der Bodenoberfläche nach dem Tiefumbruch weist die jüngst umgebrochene Fläche als die lockerste, mithin auch instabilste Situation aus. Nach 1 bis 2 Jahren sackt die Bodenoberfläche um 4 bis 6cm

und unterschreitet damit schon das Niveau der Kontrollparzellen, im Vergleich zu denen die 1931 umgebrochene Parzelle um 2 bis 4 cm gehoben wurde. Nach 3 bis 4 Jahren scheint sich die Sackung auf 3 bis 10 cm unter dem Niveau des frischen Tiefumbruchs einzustellen.

Betrachtet man das Verhältnis der Summe der EW bezogen auf das PV (Abb. 3), so stellt sich die Frage, woraus die Verfestigung resultiert, die sich -mit Ausnahme der Schicht von 0 bis 20 cm- mit zunehmender Tiefe und je Tiefenschicht mit zunehmendem Alter des Umbruchs einstellt. Die Sackung allein kann nicht die eigentliche Ursache sein, weil sich die Reihung der Parzellen nach ihrer Sackung: 75 > 77 > 30 > 79 > 15/20 (=K) > 61 (=K) > 81 nicht wiederfinden läßt. Das Fehlen dieser Stabilitätszunahme in der obersten Schicht ist wohl durch die dort eingreifende Bodenbearbeitung nach der Aufpflanzung bedingt. Für die mit zunehmendem Alter erfolgende Verfestigung bzw. Stabilisierung bleibt nun noch nach der Ursache zu fragen. Verfestigend könnten in Sandböden Ca- und Fe-Krusten wirken. Außerdem stabilisieren Wasseremulsionen sowie kleinste Mengen organischer Substanz bzw. Kleinstpartikel, die sich in den Zwickeln um die Berührungstellen der größeren Partikel ansammeln und so reibungserhöhend wirken. Die Untersuchung des Körnungsverhältnisses (Anteil < 60 μm / Anteil < 2 μm) (Abb. 4) läßt erkennen, daß weder die Dispergierung mit $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ (=NaPy), noch die Zerstörung der organischen Substanz (H_2O_2 + NaPy) oder die Entfernung des oxidischen Eisens (H_2O_2 + NaPy + Dith.) im Verlaufe der Zeit deutliche Veränderungen aufzeigen. Allein die Behandlung mit Wasser zeigt mit zunehmendem Alter höhere Verhältniswerte der Anteile < 60 im Vergleich zu den Anteilen < 2 μm . Mithin ist der stabilisierende Alterungseffekt wahrscheinlich auf eine Kornvergrößerung infolge aggregierend wirkender Trocknungseffekte zurückzuführen, d.h. daß ältere Tiefumbrüche höhere EW bzw. Verhältnisse von EW zu PV aufweisen, weil ihr relativ häufigeres Austrocknen zu einer reibungserhöhenden, stärkeren Ansammlung von Kleinstpartikeln zwischen Sand- und Schluffkörnern geführt hat.

Zusammenfassung

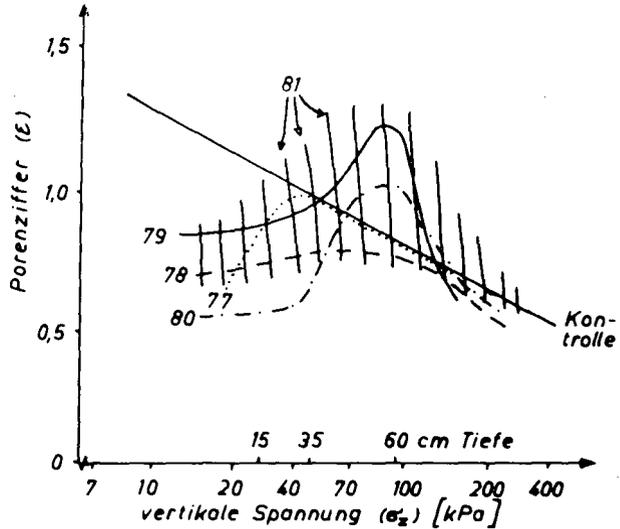
1. Die Untersuchung von fünf auf 1 m tiefgepflügten Neuaufforstungen auf ehemals schwach podsolierten Braunerden auf fluviatilen Sand bestätigte die Vorstellung über die Normalverdichtung auch für nicht landwirtschaftlich genutzte Flächen.

- Der Begriff der „Überlockerung“ wird für eine Bodenschicht definiert, deren Porenziffer bei gleicher vertikaler Spannung größer ist als die eines normalverdichteten Bodens aus gleichem Ausgangsmaterial; „Überkomprimierung“ entspr. invers.
2. Der nach einem Tiefumbruch zu erwartende Sackungsverlauf läßt sich für Sandböden durch Messung des Eindringwiderstandes ebensogut erfassen wie durch die Bestimmung der Porenziffer.
 3. Die Summe des Eindringwiderstandes bezogen auf das Porenvolumen beschreibt die schon nach einem Jahr einsetzende Alterung mit der infolge von Austrocknungen eine stabilisierende, weil reibungserhöhende Einlagerung von Kleinstpartikeln zwischen den Sandkörnern verbunden ist.

Literatur

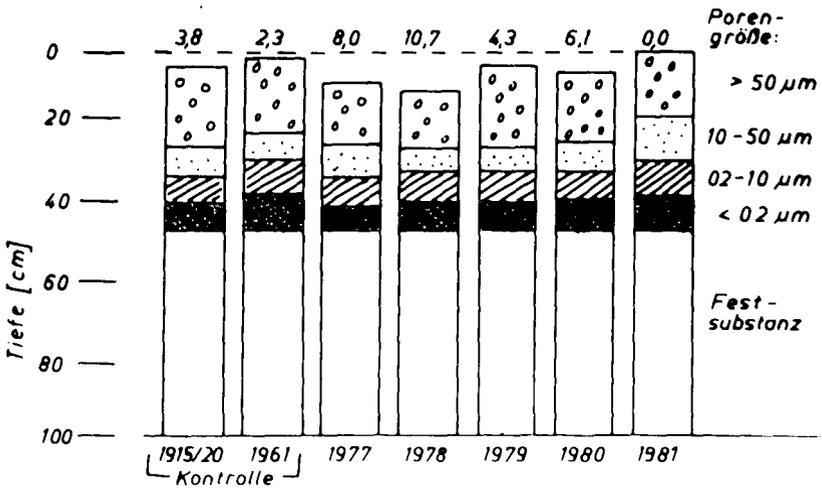
Hartge, K.H. und C. Sommer; Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 145, 25 -35 (1982)

① Porenziffer in Abhängigkeit von der vertikalen Spannung nach dem Tiefumbruch



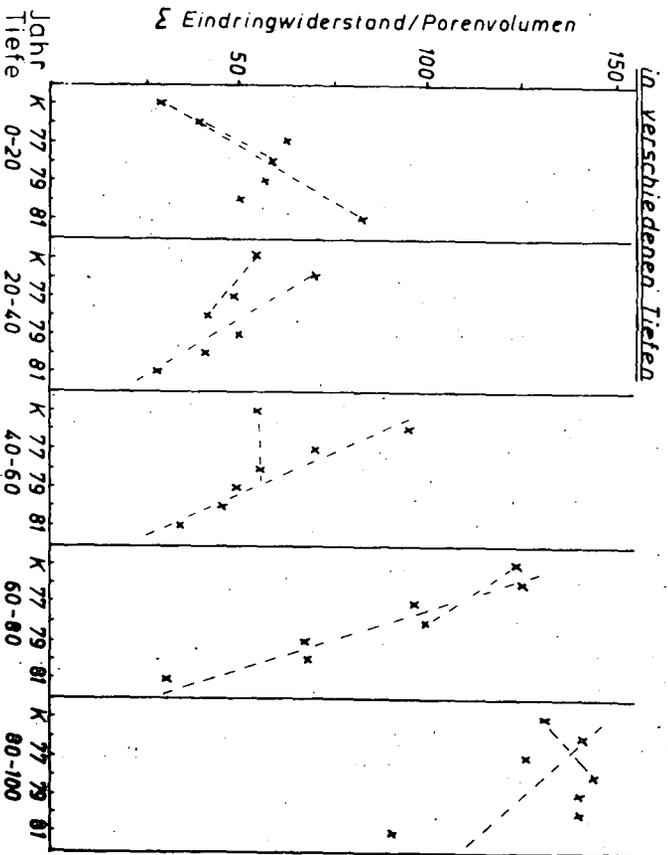
②

Veränderung der Bodenoberfläche nach dem Tiefumbruch



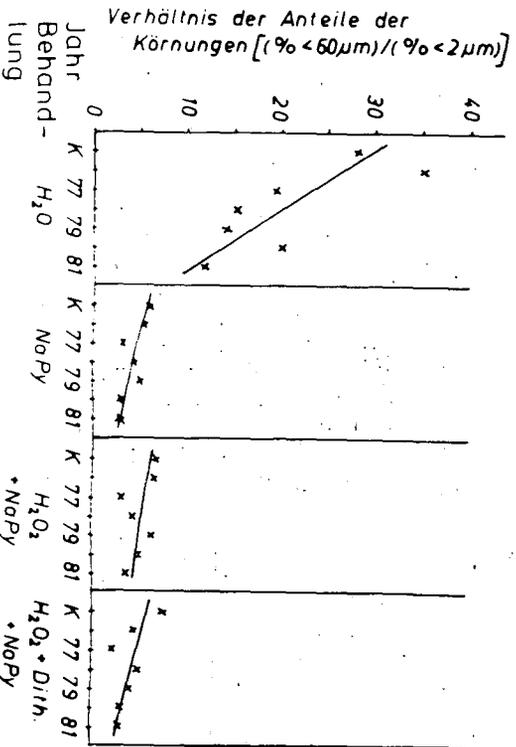
③

Verhältnis Σ EWV/PV im Verlauf der Jahre



④

Veränderung des Körnungsverhältnisses $<60 \mu\text{m} / <2 \mu\text{m}$



Gefügemelioration und Ertragssteigerung
durch neue Tieflockerungsgeräte

von

Martinović, Lj.†

Einleitung

Die Entwicklung von Tieflockerungsgeräten hat im letzten Jahrzehnt große Fortschritte gemacht. In zahlreichen Arbeiten wurde über Lockerungserfolge berichtet (Buchmann 1969, Grass 1972, Rojahn 1973, Blume und Parasher 1974, Schröder 1975, Schröder und Scharpenseel 1975, Schulte-Karring 1970, 1979, Kuntze und Bartels 1980, Borchert und Graf 1981).

Die neuesten Entwicklungen auf dem Gebiet der Lockerungsgeräte sind der Stechhubblockerer und ein pneumatisches Lockerungsgerät. Von dem Stechhubblockerer erwartet man sich eine sehr intensive Auflockerung, während das pneumatische Lockerungsgerät vor allem für den Einsatz in Spezialkulturen, an Steilhängen und in Parkanlagen vorgesehen ist. Die Wirkung dieser beiden Lockerungsgeräte auf die bodenphysikalischen Eigenschaften, die Wurzelentwicklung und die Erträge sollte in Feldversuchen auf drei unterschiedlichen Böden ermittelt werden.

Versuchsstandorte

Um die Wirkung der Lockerungsgeräte prüfen zu können, wurden von Dr. Schulte-Karring angelegte Versuche auf einem Pseudogley aus Solifluktionsschutt von Löß- und Grauwackenverwitterungsmaterial mit geringen Graulehmanteilen bei Ahrweiler, einem Deposol aus aufgeschütteten Grauwacken- und Tonschieferverwitterungsmaterial bei Ahrweiler und einem Vertisol-Pelosol (Smonica) aus tertiären Tonmergeln im Raume Bad Kreuznach ausgewertet. Die jährlichen

† Institut für Bodenforschung, Belgrad

Niederschlagsmengen betragen in Ahrweiler 600 mm, die Durchschnittstemperatur beträgt $8,5^{\circ}\text{C}$. In Bad Kreuznach liegen die Niederschläge bei 525 mm und die Jahresdurchschnittstemperatur bei $9,5^{\circ}\text{C}$. Nähere Angaben zum Standort finden sich bei Martinović (1982).

Methoden

Die Versuche wurden im Herbst 1979 unter günstigen Bedingungen angelegt. Die ersten bodenphysikalischen Untersuchungen erfolgten im Herbst 1980, die weiteren im Frühjahr 1981. Die Proben wurden jeweils aus 4 Tiefen in achtfacher Wiederholung entnommen. Die statistische Auswertung erfolgte mit Hilfe einer mehrfaktoriellen Varianzanalyse.

Die Daten wurden mit folgenden Untersuchungsmethoden gewonnen:

1. Luftvolumen mit Pyknometer nach Langen, Wasservolumen durch Trocknung der Proben bei 105°C (Vol. %).
2. Gesamtporenvolumen (Vol. %): die Summe des Luft- und Wasservolumens ergibt das Gesamtporenvolumen.
3. Porengrößenverteilung (Vol. %): nach Richards und Fireman (1943) teils an ungestörten Bodenproben nach Richards (1949), teils an gestörten Bodenproben.
4. Lagerungsdichte (g/cm^3): aus Nettogewicht der Stechringproben.
5. Wasserdurchlässigkeit (k_f): nach Hanus (1964) berechnet als Durchlässigkeitsbeiwert nach Hanus und Franken (1967).
6. Infiltration (mm/s): mit Doppelringinfiltrometer im Feld nach DIN 19682 (1972).
7. Abscherwiderstand (cm kp): nach Schaffer (1960).

Ergebnisse und Diskussion

1. Bodenphysikalische Eigenschaften

Im ersten Jahr nach der Tieflockerung war das Porenvolumen auf den mechanisch gelockerten Parzellen aller 3 Standorte gegenüber den ungelockerten Varianten sehr stark erhöht. Die pneumatische Lockerung hat eine deutliche Zunahme des Porenvolumens auf dem Pseudogley bewirkt, während die Zunahme auf dem Deposol und Vertisol nur gering waren. Im zweiten Jahr nach der Tieflockerung zeigte sich gegenüber dem ersten eine geringe Abnahme des Porenvolumens.

Durch die mechanische Lockerung stieg das Grobporenvolumen auf allen 3 Standorten sehr stark, durch die pneumatische nur geringfügig an. Zum 2. Untersuchungsjahr hin nahmen die Grobporenvolumina geringfügig ab, sie lagen aber immer noch so hoch, daß eine ausreichende Perkolation und Durchlüftung gewährleistet war.

Die nutzbare Feldkapazität wurde auf den untersuchten Standorten durch beide Lockerungsverfahren nur wenig verändert.

Die Bestimmung des Abscherwiderstandes hat ergeben, daß vor allem auf der mechanisch gelockerten Variante geringe Scherwiderstände vorkommen, die eine intensive Durchwurzelung zulassen.

Dank der Erhöhung des Porenvolumens und vor allem des Grobporenvolumens konnte auch die Wasserdurchlässigkeit wesentlich verbessert werden (Tab. 1).

Es ist zu erkennen, daß die Wasserdurchlässigkeit in der Tiefe 0 bis 30 cm am höchsten ist, und daß keine großen Differenzen zwischen den Varianten vorkommen. Hier haben Bodenbearbeitungsmaßnahmen die lockerungsbedingten Unterschiede überlagert. In der Tiefe 30-50 cm ist durch die pneumatische Tieflockerung eine geringfügige, durch die mechanische jedoch eine sehr starke Verbesserung der Wasserdurchlässigkeit auf allen 3 Standorten erreicht worden. In der Schicht 50-70 cm sind die Verhältnisse sehr ähnlich.

Durch die Erhöhung der Wasserleitfähigkeit hat sich auch die Wasserdynamik wesentlich verändert. Während das Niederschlagswasser in die ungelockerten Parzellen nur etwa 40 cm eindringt, so daß der tiefere Bodenbereich selbst im Winterhalbjahr trocken bleibt, sickert es auf den gelockerten Parzellen bis in Lockertiefe ein. Spannungsfreies Wasser kann abfließen. Auch aufgrund dieser veränderten Wasserdynamik steht den Pflanzen mehr Wasser zur Verfügung.

2. Wurzelentwicklung und Erträge

Die Verminderung der Lagerungsdichte und mechanischen Festigkeit, die Verbesserung der Wasserleitfähigkeit und Durchlüftung sowie die Erhöhung der Wasserspeicherefähigkeit im Unterboden haben die Wurzelentwicklung begünstigt.

Die Intensivierung der Bodendurchwurzelung, verbunden mit einer Verbesserung des Nährstoff- und Wasserhaushaltes hat dazu geführt, daß die Erträge durch die Tieflockerung angestiegen sind (Tab. 2). Die Höhe der Ertragssteigerungen durch die mechanische Tieflockerung war auf allen 3 Standorten beeindruckend, auch durch die pneumatische Tieflockerung konnten geringfügige Ertragssteigerungen erzielt werden. Die Mehrerträge überwiegen die verursachten Kosten bei weitem. Da die Mehrerträge im 2. Jahr ebenso hoch waren wie im ersten, ist zu erwarten, daß der Lockerungserfolg über viele Jahre anhält.

Durch Erhöhung des Luftdruckes ist die Intensität des Aufbruches bei pneumatischer Lockerung noch zu steigern. Entsprechende Weiterentwicklungen des Gerätes sind bereits vorgenommen worden. Darüber hinaus kann mit ihm bis in größere Tiefe gelockert und auch Dünger sowie synthetische Bodenverbesserungsmittel zur Verbauung der geschaffenen Gänge eingebracht werden.

Literatur

- Blume, H.P. and Parasher, Ch. (1974): Auswirkung der Gefügemelioration von Stauwasserböden aus Löss über Keuperton auf dessen Wasser- und Lufthaushalt. - Z. f. Kulturtechn. u. Flurbereinigung 15, 285-296.
- Borchert, H. and Graf, R. (1981): Über die Erhaltung der Tieflockerung. - Z. f. Kulturtech. u. Flurbereinigung 22, 268-273.
- Buchmann, I. (1969): Untersuchung der Dynamik des Wasserhaushalts verschiedener Bodentypen, insbesondere mit Hilfe der Neutronensonde. Diss. Bonn.
- Deutscher Normenausschuß (1972): DIN 19682 - Bestimmung der Versickerungsintensität mit dem Doppelzylinder-Infiltrometer.
- Grass, K. (1972): Einfluß von Tiefenlockerung und Tiefendüngung auf pseudovergleyten Parabraunerden und Pseudogleyen. - Pseudogley und Gley. Verl. Chem. G.m.b.H. Weinheim, 667-676.
- Hanus, H. (1964): Eine Methode zur serienmäßigen Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit. - Mitt. d. DBG, Bd. 2, 159-168.

- Hanus, H. and Franken, H. (1967): Wechselbeziehungen zwischen Wasser und Luftdurchlässigkeit. - Z. f. Kulturtechn. u. Flurbereinigung 8, 85-90.
- Kuntze, H. and Bartels, R. (1980): Unterbodenmelioration in der Marsch. - Z. f. Kulturtechn. u. Flurbereinigung 21, 27-37.
- Martinovic, Lj. (1982): Einfluß von mechanischer und pneumatischer Tieflockerung des Bodens auf Gefüge, Wasserdynamik, Wurzelentwicklung und Ertrag bei drei Bodentypen. - Diss. Bonn.
- Richards, L.A. (1949): Methods for measuring soil moisture tension. - Soil Sci. 68, 95-112.
- Richards, L.A. and Fireman, M. (1943): Pressure plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission by soils. - Soil Sci. 56, 395-404.
- Rojahn, W. (1973): Die Auswirkung von Tieflockerung und Tiefpflügen auf physikalische Eigenschaften verschiedener Böden. - Diss. Gießen.
- Schaffer, G. (1960): Eine Methode der Abscherwiderstandsmessung bei Ackerböden zur Beurteilung ihrer Strukturfestigkeit im Feld. - Landwirtsch. Forsch. 13, 24-33.
- Schröder, D. (1975): Auswirkungen von Lockerungsmaßnahmen auf das Bodengefüge von Pseudogleyen. - Z. Pflanzenern. u. Bodenkunde 2, 197-208.
- Schröder, D. and Scharpenseel, W.H. (1975): Infiltration von Tritium-markiertem Wasser in zwei tiefgelockerten Graulehm-Pseudogleyen. - Z. Pflanzenern. u. Bodenkunde 4/5, 483-488.
- Schulte-Karring, H. (1970): Die meliorative Bodenbewirtschaftung. L.L.V.A. - Ahrweiler.
- Schulte-Karring, H. (1979): The Ahrweiler Soil Melioration Method to alleviate soil compaction. The 8th conference of the International Soil Tillage Research Organization, ISTRO, Stuttgart-Hohenheim.

Tab. 1 : Wasserdurchlässigkeit (kf cm/s · 10⁻⁴)

Behandlung	Jahr	Tiefe cm	Bodentyp			x-Behandlung
			Pseudogley	Deposol	Smonica	
Ungelockert	1980	0-30	36.5	9.1	121.5	55.7
	1981	0-30	155.0	205.0	19.5	126.5
Pneumatisch gel.	1980	0-30	17.7	91.5	215.0	108.0
	1981	0-30	200.0	63.5	55.0	106.1
Mechanisch gel.	1980	0-30	10.2	185.0	80.0	91.7
	1981	0-30	175.0	225.0	14.4	138.1
x Bodentyp			99.0	129.8	84.2	104.3
			GD5%= 79.95	GD5%= 57.49	GD5%=67.4	
Ungelockert	1980	30-50	3.4	9.2	18.0	10.2
	1981	30-50	1.4	2.1	0.2	1.2
Pneumatisch gel.	1980	30-50	2.6	3.5	71.0	25.7
	1981	30-50	10.7	29.0	2.2	14.0
Mechanisch gel.	1980	30-50	7.7	48.0	225.0	93.5
	1981	30-50	22.3	88.5	82.5	64.4
x Bodentyp			8.0	30.0	66.5	34.8
			GD5%= 20.64	GD5%= 36.23	GD5%=60.75	
Ungelockert	1980	50-70	0.5	0.2	14.0	4.9
	1981	50-70	0.6	0.4	0.7	0.6
Pneumatisch gel.	1980	50-70	0.3	4.0	23.3	9.2
	1981	50-70	0.6	3.8	1.5	1.9
Mechanisch gel.	1980	50-70	14.8	90.0	180.0	94.9
	1981	50-70	17.7	210.0	97.0	108.2
x Bodentyp			5.7	51.4	52.7	36.6
			GD5%= 14.15	GD5%= 51.93	GD5%=32.57	
Ungelockert	1980	70-100	0.2	0.2	1.7	0.7
	1981	70-100	0.9	0.3	0.4	0.5
Pneumatisch gel.	1980	70-100	1.3	0.1	13.3	4.9
	1981	70-100	0.1	1.5	0.2	0.6
Mechanisch gel.	1980	70-100	1.3	0.4	13.0	4.9
	1981	70-100	0.2	0.2	0.7	0.3
x Bodentyp			0.7	0.4	4.9	2.0
			GD5%= 1.56	GD5%= 0.59	GD5%= 8.93	

Tab. 2 : Ernteerträge (dt/ha)

Pseudogley				
Behandlung	Jahr bzw. Früchte	1980	1981	x
		W. Weizen	W. Gerste	
Ungelockert		38.42	50.72	44.57
Pneumatisch gel.		40.20	52.23	46.22
Mechanisch gel.		46.34	58.07	52.20
x Frucht/Jahr		41.65	53.67	47.66
GD 5 % Behandlung = 6.78.				
Deposol				
Behandlung	Jahr bzw. Früchte	1980	1981	x
		Hafer	Hafer	
Ungelockert		25.35	27.03	26.19
Pneumatisch gel.		26.46	27.51	26.98
Mechanisch gel.		28.96	40.41	34.68
x Jahr		26.92	31.65	29.28
GD 5 % Behandlung = 5.43				
Smonica				
Behandlung	Jahr bzw. Früchte	1980	1981	x
		W. Weizen	S. Gerste	
Ungelockert		59.33	36.60	47.96
Pneumatisch gel.		66.89	38.35	52.62
Mechanisch gel.		73.02	50.62	61.82
x Frucht/Jahr		66.41	41.85	54.13
GD 5 % Behandlung = 3.81				

Zwanzigjährige Erhaltung von Lockerungs-
wirkungen in löshaltigen Graulehm-
Pseudogleyen

von

Schulte-Karring, H.[†] und D. Schröder^{††}

Einleitung

Im Raume Ahrweiler liegen die ältesten Tieflockerungsversuche der Bundesrepublik Deutschland. Zahlreiche von ihnen sind mehrfach auf die Erhaltung des Lockerungseffektes hin untersucht worden (Buchmann 1969, Schulte-Karring 1970, Kopp 1972, Rojahn 1973, Schröder 1975, Schröder und Scharpenseel 1975, Schulte-Karring 1978).

Dabei hat sich durchweg gezeigt, daß erzielte Verbesserungen langfristig bestehen bleiben. Die hier vorgelegten Untersuchungen dokumentieren eine mehr als 20-jährige Wirksamkeit von Tieflockerungsmaßnahmen in verschiedenen lößbeeinflussten Graulehm-Pseudogleyen.

Standorte

Die tiefgelockerten Versuchsflächen liegen in der näheren Umgebung von Ahrweiler. Die durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsmengen des Gebietes bewegen sich um 600 mm, die Jahresdurchschnittstemperatur beträgt 9°C. Das Ausgangsmaterial der Bodenbildung ist Graulehm aus tertiärer Grauwacken- und Ton-schieferverwitterung, der im Pleistozän teilweise durch Solifluktion mit frischem devonischen Verwitterungsmaterial und Lößlehm vermischt wurde. Einige Bodeneigenschaften der untersuchten Standorte finden sich in Tab. 1.

[†] Landeslehr- und Versuchsanstalt f. Weinbau, Gartenbau u. Landwirtschaft,
5483 Bad Neuenahr-Ahrweiler
^{††} Universität Trier, Geographie/Geowissenschaften, Postfach 3825,
5500 Trier

Die Standorte Krupp Mönchesch, Giffels Gelsdorf und Höfer Holzweiler 2 haben nur in der Krume einen höheren Lößlehmanteil. Der Unterboden besteht aus mehr oder weniger umgelagertem Graulehm. Er hat zu einer starken Pseudovergleyung geführt. Die Standorte Höfer Holzweiler 1 und Krupp Gelsdorf sind hingegen über die gesamte Lockerungstiefe hinweg lößlehmreich. Sie haben sich über ein Parabraunerdestadium zu Parabraunerde-Pseudogleyen entwickelt. An ihnen sollte insbesondere untersucht werden, ob die Lockerungswirkung auch in lößlehmreichen Substraten dauerhaft erhalten bleibt.

Die Lockerung wurde seinerzeit mit dem starren Gerät "Talisman K¹" bei geeigneter Bodenfeuchte durchgeführt. Die Lockerungstiefe betrug mit Ausnahme des später angelegten Versuchs Höfer 2 60 cm. Die Bewirtschaftung erfolgte seither praxisüblich.

Untersuchungsmethoden

Die Probenentnahme erfolgte im Mai 1982 aus dem Zentrum der Lockerungsfurchen und aus benachbarten ungelockerten Parzellen. Die Anzahl der horizontal entnommenen Stechringe betrug 8/Horizont, aufgeteilt auf je 2 Gruben. Die Untersuchungsmethoden sind bei Martinović in diesem Band beschrieben.

Ergebnisse

Porenvolumen und Porengrößenverteilung

Das Porenvolumen nimmt in den meisten der untersuchten ungelockerten Böden mit der Tiefe ab. In den gelockerten Böden hingegen hat es sein Maximum, abgesehen von der nicht untersuchten Krume, in der Regel in 55-60 cm Tiefe. Dies zeigt die besonders gute Erhaltung der Lockerungswirkung im tieferen Unterboden. Der Bereich unmittelbar unter der Pflugtiefe ist hingegen mehr oder weniger stark von der Wiederverdichtung, vor allem durch das beim Pflügen in der Furche laufende Schlepperrad betroffen.

Das Grobporenvolumen im Unterboden der untersuchten Standorte ist ausnahmslos <10%, bei einigen Böden sogar <5% (Tab. 2). Damit sind diese Böden lockerungsbedürftig. Die Werte in der ungelockerten Variante fallen allgemein mit der Tiefe ab. In der gelockerten Variante liegen sie im gesamten gelockerten Bereich auf deutlich höherem Niveau, so daß eine ausreichende Wasserzügigkeit ge-

währleistet ist. Eine Wiederverdichtung im Bereich der Schlepperradsole ist nur schwach angedeutet.

Beim Mittelporenanteil hat die Tieflockerung keine eindeutige Veränderung bewirkt. Damit hat der Gefügewandel nahezu ausschließlich zu einer Zunahme der Grobporen geführt.

Trockenraumgewicht

Im Unterboden der graulehmreichen Standorte sind die Trockenraumgewichte sehr hoch, in denen der lößlehmreichen mittel (Tab. 2). Durch die Lockerungsmaßnahmen wurden sie in beiden Substraten in der Tiefe 55-60 cm bleibend deutlich vermindert, während in der Tiefe 35-40 cm Wiederverdichtungen, besonders in den graulehmreichen Böden, vorkommen.

Wasserdurchlässigkeit

Bei der Mehrzahl der Böden nimmt die Wasserdurchlässigkeit mit der Tiefe bis auf einen sehr niedrigen Wert ab (Tab. 2). Die Lockerungsmaßnahmen haben die Wasserdurchlässigkeit sehr verbessert, wengleich auch bei dieser Eigenschaft der Wiederverdichtungseffekt in Erscheinung tritt. Trotz der eingetretenen Wiederverdichtung ist die Wasserdurchlässigkeit im Pflugsohlenbereich der meisten Standorte in den gelockerten Varianten aber noch größer als in den ungelockerten.

Abscherwiderstand

Eine wesentliche Einschränkung des Standortwertes der Graulehm-pseudogleye besteht in ihrer Festigkeit. Sie verhindert, ebenso wie die Luftarmut, eine tiefreichende intensive Durchwurzelung. Durch den mechanischen Aufbruch ist die Festigkeit dauerhaft vermindert worden.

Eindringwiderstand

Der Eindringwiderstand wurde an Stechringen bei einer Wasser-spannung von 300 cm Wassersäule gemessen. Hierbei zeigte sich ausnahmslos, daß der Eindringwiderstand in gelockerten Bereichen geringer ist als in ungelockerten. Eine Wiederverfestigung geringen Umfanges im Pflugsohlenbereich zeigt sich auf allen Standorten.

Diskussion

Die vorgelegten Untersuchungsergebnisse belegen, daß die Lockerungserfolge 20 Jahre und mehr Bestand haben. Insbesondere ist die Bodenfestigkeit und damit der Durchwurzelungswiderstand vermindert worden. Grobporenvolumen, Luft- und Wasserdurchlässigkeit sowie Infiltration wurden erhöht. Beides führt, wie andere Untersuchungen gezeigt haben (Martinovič, Mückenhausen und Schröder 1983) zu einer intensiveren Durchwurzelung. Hierdurch kann das in tieferen Bereichen gespeicherte Wasser besser genutzt werden, selbst wenn die Lockerung keine Erhöhung der nutzbaren Feldkapazität bewirkt hat. Überdies steht den Pflanzen in gelockerten Böden durch die erhöhte und tieferreichende Infiltration der Niederschläge mehr Wasser zur Verfügung.

Eine Wiederverdichtung im Pflugsohlenbereich läßt sich bei praxisüblicher Bewirtschaftung in den wichtigsten Böden vermeiden.

Dennoch sind bei den Böden im Raume Ahrweiler die ungünstigen Ausgangszustände nicht wieder erreicht worden.

Überdies ist eine Wiederverdichtung im Pflugsohlenbereich, sollte sie zu Vernässungen führen, mit Untergründern beim Pflügen wieder zu beseitigen.

Literatur

- BUCHMANN, I., 1969: Untersuchung der Dynamik des Wasserhaushaltes verschiedener Bodentypen, insbesondere mit Hilfe der Neutronensonde. Diss. Bonn, 170 S.
- KOPP, E., 1972: Die Aussage bodengenetischer Kriterien zur Frage der Funktion und Erhaltungsdauer der meliorativen Untergrundlockerung in Pseudogleyen. - Kulturtechnik u. Flurber., 13, 272-278.
- MARTINOVIC, Lj., E. MÜCKENHAUSEN u. D. SCHRÖDER, 1983: Einflüsse mechanischer und pneumatischer Tieflockerung auf drei Bodentypen. 2. Mitteilung: Wurzelwachstum und Erträge. - Z. f. Kulturtechnik u. Flurbereinigung 24, 324-331.
- ROJAHN, W., 1973: Die Auswirkungen von Tieflockerung und Tiefpflügen auf physikalische Eigenschaften verschiedener Böden. Diss. Gießen.
- SCHRÖDER, D., 1975: Auswirkungen von Lockerungsmaßnahmen auf das Bodengefüge von Pseudogleyen. - Z. f. Pflanzenern. und Bodenkd., H. 2, 197-208, Verlag Chemie GmbH, Weinheim.
- SCHRÖDER, D. u. H.W. SCHARPENSEEL, 1975: Infiltration von Tritiummarkiertem Wasser in zwei tiefgelockerten Graulehm-Pseudogleyen. - Z. f. Pflanzener. u. Bodenkd., H. 4/5, 483-488.
- SCHULTE-KARRING, H., 1970: Stand der Entwicklung neuer Lockerungs- und Tiefendüngungsgeräte. - Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 10, 147-150.
- SCHULTE-KARRING, H., 1978: Die Strukturhaltung von tiefgelockerten Böden. Bericht über Landwirtschaft, H. 4, 612-619, Verlag Parey, Hamburg und Berlin.

Tab. 1 Eigenschaften der Versuchsböden

	Hori- zont	Tiefe (cm)	T	U	S	pH CaCl ₂
Krupp Münchesch	Ap	0-22	18,9	64,3	16,8	5,8
Pseudogley aus	Sw	22-40	23,5	65,8	10,7	4,2
Graulehm mit dünnem	Sd1	40-70	30,8	56,3	12,9	3,8
Lößschleier	Sd2	70-80	28,6	62,4	9,0	3,7
Lockerung 1963						
Giffels Gelsdorf	Ah	0-25	15,9	64,1	20,0	5,8
Pseudogley aus	SwSd	25-45	25,7	57,7	16,6	4,0
Graulehm mit sehr	Sd1	45-60	42,6	42,3	15,1	3,6
dünnem Lößschleier	Sd2	60-80	33,5	56,1	18,4	3,5
Lockerung 1963						
Höfer-Holzweiler 1	Ap	0-25	21,5	54,2	19,3	6,5
Pseudogley aus Graulehm	Sw	25-45	35,1	56,7	18,2	6,1
mit 40-60 cm mächtiger	Sd1	45-60	28,5	71,1	10,4	5,4
lößhaltiger Fließerde	Sd2	60-80	24,2	60,0	15,8	5,1
Lockerung 1963						
Krupp Eckendorf	Ap	0-30	23,3	54,3	22,4	6,2
Parabraunerde - Pseudo-	ALSw	30-50	26,6	66,4	7,0	6,0
gley aus Lößlehm	BtSd	50-70	33,1	58,4	8,5	5,3
Lockerung 1964	Sd	70-90	33,9	56,8	9,3	5,3
Lockerung 1964						
Höfer-Holzweiler 2	Ap	0-28	26,6	59,1	14,3	6,5
Parabraunerde - Pseudo-	ALSw	28-50	36,7	52,3	11,0	6,3
gley aus lößreicher	Bt ₁ Sd ₁	50-70	41,8	47,1	11,1	5,1
Fließerde	Bt ₂ Sd ₂	70-90	42,7	48,8	8,5	5,1
Lockerung 1971						

Tab. 2 P > 50 µm (%), Trockenraumgewicht (g/cm³), Wasserdurchlässigkeit (kf·cm/s 10⁻⁴)

Lockerung	Poren 50 µm (%)				Trockenraumgewicht (g/cm ³)				Wasserdurchlässigkeit (kf·cm/s 10 ⁻⁴)			
	10-15	35-40	55-60	75-80	Tiefe (cm)				10-15	35-40	55-60	75-80
Mönchesch												
ungel.	9,1	7,1	4,6	4,9	1,31	1,59	1,66	1,72	170,0	4,8	8,6	2,5
gel.		11,4	7,5	4,8		1,62	1,58	1,75		15,0	50,0	0,4
Giffels, Gelsdorf												
ungel.	8,1	5,4	4,1	5,9	1,53	1,63	1,65	1,73	4,7	17,0	0,5	0,1
gel.		6,2	6,9	5,0		1,63	1,59	1,81		0,6	24,0	0,1
Höfer Holzweiler 2												
ungel.	14,8	9,3	7,5	5,3	1,48	1,55	1,59	1,74	220,0	8,3	2,3	0,5
gel.		12,7	11,6	5,9		1,52	1,49	1,68		54,0	47,0	0,1
Höfer Holzweiler 1												
ungel.	5,8	9,9	8,5	5,1	1,60	1,59	1,65	1,67	30,0	6,0	6,8	0,1
gel.		13,4	13,6	6,5		1,49	1,45	1,68		19,0	120,0	5,1
Krupp Eckendorf												
ungel.	8,5	10,4	9,7	6,2	1,59	1,55	1,57	1,60	33,0	35,0	3,7	0,2
gel.		9,3	10,8	7,4		1,49	1,34	1,56		3,1	130,0	1,8
GD 58	Orte/Lockerung/Tiefen = 78,3				Orte/Lockerung/Tiefen = 0,1				Orte/Lockerung/Tiefen = 240			

Neunjährige Gefügeuntersuchungen nach
Tiefenlockerung eines rekultivierten
Lößrohbodens

von
Sunkel, R.⁺

Einleitung, Material, Methoden

Falls eine landwirtschaftliche Folgenutzung vorgesehen ist, werden die Tagebaue im Rheinischen Braunkohlenrevier mit Löß rekultiviert. Der Löß wird entweder 2 m hoch trocken aufgeschüttet oder in einer Mächtigkeit von 0,9 bis 1 m in Poldern aufgespült (Löß: Wasser = 1 : 2). Auf einer Versuchsfläche der Landesanstalt für Ökologie, Landschaftsentwicklung und Forstplanung des Landes Nordrhein-Westfalen mit aufgeschüttetem Löß und unterschiedlichen Schütthöhen (0,4 bis 2,4 m; Schütthöhenversuch Neurath, angelegt 1957) wurde ein Teil der Parzellen am 10.08.1970 mit einem zweischarigen Wippscharlockerer 60 bis 70 cm tief gelockert.

Um den Einfluß der Tiefenlockerung auf das Bodengefüge zu ermitteln und um festzustellen, wie lange die Gefügeänderungen meßbar sind, wurden von 1972 bis 1980 alljährlich nach der Ernte sowohl auf den gelockerten als auch auf den nicht gelockerten Parzellen das Gesamtporenvolumen, die gesättigte Wasserleitfähigkeit (HANUS, 1965) und der Abscherwiderstand (SCHAFFER, 1960) gemessen; zu Beginn zusätzlich die Korngrößenverteilung, die pF/WG-Kurve, der pH-Wert sowie CaCO₃-, C- und N-Gehalt; 1979 zusätzlich die ku/pF-Kurve (HENSELER und RENGER 1969) und 1980 Aggregatgrößenverteilung (DE LEENHEER und DE BOODT, 1954) und Aggregatstabilität (CZERATZKI, 1958).

Das Porenvolumen wurde berechnet aus der einmalig bestimmten Dichte (HARTGE, 1965) und dem jedes Jahr ermittelten Trockenraumgewicht (rt).

Die Lockerungsspuren waren noch bis 1980 deutlich zu erkennen. Aus diesem Grunde war es möglich, auf den gelockerten Parzellen die Proben für die kf- und rt-Bestimmungen (5 Tiefen, je 16 bzw. 4 Wiederholungen) getrennt aus dem Bereich

⁺) Landesanstalt für Ökologie, Landschaftsentwicklung und Forstplanung NW,
4000 Düsseldorf, Ulenbergstr. 1

der Lockerspuren und zwischen den Spuren zu entnehmen. Sie wurden mit Proben von den nicht gelockerten Parzellen verglichen (32 bzw. 4 Wiederholungen je Meßtiefe). Bei der Bestimmung des Abscherwiderstandes, die von der Bodenoberfläche her erfolgt (6 Tiefen, je 15 Wiederholungen), war eine Unterscheidung von Lockerspuren und nicht gelockerten Bereichen nicht möglich, weil erstere zwar im Bodenprofil, nicht aber an der Oberfläche zu erkennen waren.

Ergebnisse

Bei dem rekultivierten Boden handelt es sich um einen lehmigen Schluff mit einem pH-Wert von 7,7, einem Carbonatgehalt von 8,7 % mit 0,4 % organischer Substanz ($A_p = 0,9\%$) und mit 13 % Grobporen, 22 % Mittelporen und 9 % Feinporen.

Während der ersten drei Jahre zeigen die Messungen des Abscherwiderstandes die Lockerung des Bodens deutlich an. Das maximale Drehmoment war im Herbst 1972 in 20 - 50 cm, 1973 in 20 - 40 cm und 1974 in 10 - 30 cm Tiefe auf der gelockerten Fläche gesichert niedriger als auf der nicht gelockerten. Im Herbst 1974 in 50 - 60 cm Tiefe beginnend, kehren sich die Verhältnisse um: Der Abscherwiderstand im gelockerten Profil ist - bei vergleichbarem Wassergehalt - meist höher als im ungelockerten. Dieser Effekt tritt nach 1974 erst im Unterboden auf (30 - 60 cm), ab 1978 sogar im ganzen Profil und ist z.T. hoch gesichert. Wegen der z.T. großen Streuung der Einzelmessungen, ließen sich die Unterschiede nicht immer statistisch sichern. Die hohen Variationskoeffizienten in den ersten Jahren in 30 - 60 cm Tiefe (57 - 79 % gegenüber 21 % in 0 - 30 cm Tiefe und auf der nicht gelockerten Fläche) lassen aber sehr gut erkennen, daß bei der Messung zum Teil die Lockerspuren und zum Teil ungelockerte Bereiche erfaßt wurden. Ab 1975 lagen die Variationskoeffizienten in der Lockerungstiefe immer noch zwischen 30 und 51 %.

Beim Porenvolumen bestehen im A_p -Horizont (Entnahmetiefe 14 - 18 cm) zwischen der gelockerten und der nicht gelockerten Teilfläche außer 1972 und 1973 (höheres PV oberhalb der Lockerspur) keine gesicherten Unterschiede. Die Werte schwanken zwischen 40 und 45 %. In den von der Tiefenlockerung am stärksten und von der laufenden Bodenbearbeitung kaum beeinflussten Bereichen (40 - 44 und 60 - 64 cm) nimmt das Porenvolumen bis 1974/75 zu, so daß 1973 und 1974 im Bereich der Lockerungsspuren gesichert höhere Werte ermittelt wurden als zwischen den Spuren und auf der ungelockerten Fläche. Ab 1975 kehren sich die Verhältnisse um. Das Porenvolumen im Bereich der Lockerungsspuren sinkt bis 1977 von 45 auf 32 % und ist - obwohl die Werte wieder etwas zunehmen - fast immer ge-

sichert niedriger als auf der nicht gelockerten Fläche. Zwischen den Spuren sind die Werte in den ersten Jahren stets, später nur teilweise niedriger als im Bereich der Spuren. Auch unterhalb der Lockerungstiefe (in 80 - 84 cm) treten von 1976 bis 1979 gesichert niedrigere PV-Werte auf als auf der ungelockerten Fläche. In 100 - 104 cm Tiefe sind die Porenvolumina auf der gelockerten Fläche unabhängig von der Lage der Lockerungsspuren in den meisten Jahren gesichert höher (bis 45 % PV) als auf der ungelockerten (PV um 40 %).

Die Wasserleitfähigkeit des gesättigten Bodens war auf der gelockerten Fläche in den ersten Jahren nur teilweise höher als auf der ungelockerten (insbesondere 1975 ab 60 cm Tiefe). In 40 - 44 cm Tiefe sind die k_f -Werte des nicht gelockerten Bereichs auf der Lockerungsfläche in allen Jahren niedriger ($10^{-4,5} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$) als auf der nicht gelockerten Fläche, ab 1977 auch die der Lockerungsspur sowie in 60 und 80 cm Tiefe. 1977 sind die Unterschiede in 60 - 64 cm Tiefe besonders krass: Nicht gelockerte Spur: $k_f = 10^{-5,5} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, gelockerte Spur: $10^{-4,9}$, ungelockerte Fläche: $10^{-3,8}$. In 100 - 104 cm Tiefe sind die k_f -Werte auf der gelockerten Fläche bis 1976 höher als auf der nicht gelockerten, danach gleich hoch (10^{-4}).

Die Wasserleitfähigkeit des ungesättigten Bodens (nur 1979 bestimmt) ist nur ^{im} pF-Bereich zwischen 0 und 2,3 und nur in der Lockerungstiefe deutlich geringer als auf den nicht gelockerten Parzellen. Welche Auswirkungen das für den Wasserhaushalt der Böden hat, soll noch mit Hilfe von Modellrechnungen untersucht werden.

Bei Aggregatgröße und Aggregatstabilität bestehen innerhalb der gelockerten Fläche zwischen den gelockerten und den nicht gelockerten Bereichen keine gesicherten Unterschiede. Die Größe nimmt von oben nach unten von 2,4 auf 1,4 mm ab (gewogener mittlerer Durchmesser), die Stabilität ist im Ap-Horizont am höchsten und in der Lockerungstiefe am geringsten. In diesen beiden Tiefen bestehen zwischen gelockerten und ungelockerten Fläche ebenfalls keine Unterschiede. In den übrigen Tiefen ist die Aggregatstabilität auf den gelockerten Parzellen höher und die Aggregatgröße geringer als auf den nicht gelockerten.

Die Lockerungsspuren blieben die ganzen Jahre hindurch sichtbar, der Durchmesser des deutlich gelockerten Bereichs wurde mit der Zeit kleiner. Der Boden ^{war} lockerer, besser durchwurzelt als ober- und unterhalb und zwischen den Spuren. Hier war das Bodenmaterial meist trockener, schwach oder gar nicht durchwurzelt und von Jahr zu Jahr zunehmend, zuletzt extrem dicht gelagert und verhärtet und hatte plattiges Gefüge. Auf der ungelockerten Fläche waren

die Böden meist locker und gut durchwurzelt, nur unterhalb der Pflugsohle waren sie häufig verhältnismäßig dicht gelagert. Diese Gefügeeigenschaften stehen in Einklang mit den gemessenen Daten außer der Aggregatstabilität (bei guter Stabilität sollten auch die übrigen Eigenschaften besser sein), es sei denn, man sieht die höhere Stabilität auf den gelockerten Parzellen als Folge der starken Verdichtung an.

Die Ertragsunterschiede zwischen den gelockerten und den nicht gelockerten Versuchsparzellen waren kaum gesichert. Lediglich in den ersten Jahren nach der Lockerung waren die Erträge geringfügig höher als auf den Vergleichsflächen, vor allem bei geringer Schütthöhe des Lösses, beim Anbau von Hafer und in nassen Jahren. Umgekehrt hatten in den letzten Jahren auch die ungünstigen Gefügeeigenschaften keine negativen Auswirkungen auf die Erträge oder auf die Beinigkeit bei Zuckerrüben.

Die Tiefenlockerung bringt auf diesen schluffreichen Rekultivierungsböden keine Vorteile, sondern auf lange Sicht nur Nachteile für das Gefüge und kann nicht empfohlen werden.

Schrifttum

- Czeratzki, W. (1958): Tagungsber. Deutsche Akad. Landwirtsch.-Wiss., Berlin, 13, 85-97. - De Leenheer, L., De Boodt, M. (1954): Trans. Vth Congr. Soil Sci., Leopoldville, II, 111-117.- Hanus, H. (1965): Mitt. Deutsche Bodenkundl. Gesellsch., 2, 159-167.-Hartge, K.H. (1965): Z.Kulturtechn., Flurber. 6, 193-206.- Henseler, K.L., Renger, M. (1969): Z. Pflanzenernähr., Bodenkunde 122, 220-228.- Schaffer, G. (1960): Landwirtsch. Forsch. 13, 24-33.

Gemeinsame Sitzung
der

KOMMISSIONEN

II und III



Ausgewählte Zellwand- und Zellinhaltsstoffe in unterschiedlichen Humusformen der Berchtesgadener Alpen

von
Bochter, R. +

Mächtige organische Lagen prägen viele Böden der Berchtesgadener Kalkalpen. Will man Genese und ökologische Eigenschaften dieser Böden verstehen, scheint es geboten, organische Inhaltsstoffe zu untersuchen.

Material und Methoden

Vorge stellt werden drei charakteristische Profile, die sich unter montanen buchenbeherrschten Mischwäldern auf Hangschuttdecken aus reinem Dachsteinkalk bildeten. Horizontfolge mit wichtigen morphologischen und chemischen Kenngrößen ist Tab. 1 zu entnehmen. Es handelt sich um L-O-C-Böden, Ah-Horizonte fehlen. Eine Begründung für die gewählten Bezeichnungen erfolgt an anderer Stelle.

Die Polysaccharide der pflanzlichen Zellwand bestimmt man durch eine Gesamtzuckerhydrolyse ($72\% \text{H}_2\text{SO}_4$, $2n \text{H}_2\text{SO}_4$) sowie durch eine Hydrolyse mit $2n$ Trifluoressigsäure. Die Hydrolysate werden dünn-schichtchromatographisch getrennt und die Monosaccharide mittels eines Scanners quantifiziert. Da Trifluoressigsäure alle Polysaccharide mit Ausnahme der Cellulose hydrolysiert, kann man aus der Differenz $\text{Glu}_t - \text{Glu}_{\text{TFE}}$ auf den Cellulosegehalt der Probe schließen. Eine exakte Beschreibung bleibt einer getrennten Veröffentlichung vorbehalten. Extrahierbares Lignin wird semiquantitativ mit Phloroglucin/HCL bestimmt (Bochter 1981). Freien

+) Lehrstuhl für Bodenkunde, Postfach 3008, 8580 Bayreuth

Ninhydrin-positiven Stickstoff (freier Nin-N) schätze ich nach Extraktion mit Ethanol/Wasser (1/1) basierend auf einer mit Glycin erstellten Eichkurve ab.

Ergebnisse und Diskussion

Wie Tab. 1 (Profil 1) zu entnehmen, nimmt im Mullmoder der Cellulosegehalt bis zur Ofh-Lage stets ab. Die Cellulose wird teils mineralisiert, teils infolge eines Alterungsprozesses in die sog. Oxycellulose überführt. Diese kann man mit einem einfachen Hydrolyseschritt aufschließen, sie geht in die nichtcellulose Glucosefraktion (Glu_{TFE}) mit ein. Charakteristischerweise zeigt sich im Ofh ein Celluloseminimum neben einem Glu_{TFE} -Maximum. Der schwache Anstieg der Cellulose im $\bar{x}\text{Oh}, \text{Ca}$ -Horizont ist auf Anfall frischer Wurzelreste zurückzuführen. Auch im Tangelmoder (Profil 2) nimmt die Cellulose zunächst gleichmäßig ab, wieder fällt das Celluloseminimum (Ohf) mit einem Glu_{TFE} -Maximum zusammen. Im folgenden Ofh bedingen frische Wurzelreste einen Celluloseanstieg. Auch im Tangelmör (Profil 3) nehmen die Tiefenfunktionen von Cellulose und Glu_{TFE} einen analogen Verlauf.

Während die Ligningehalte im Mullmoder (Profil 1) mit der Tiefe rasch sinken, zeigt sich im Tangelmoder (Profil 2) eine verzögerte Abnahme. Im Ofh deutet sich infolge des Anfalls von Wurzelresten sogar ein sehr schwaches sekundäres Maximum an. Zwei deutliche sekundäre Ligninmaxima lassen sich hingegen in Profil 3 (Tangelmör) nachweisen: Im Of-Horizont verzögert sich offensichtlich der Umsatz des Blattlignins, im Odh akkumuliert sich Lignin, das Wurzelresten entstammt.

Freier Nin-N zeigt in allen drei Profilen Maxima in L und Of-Lagen, die Werte sinken dann drastisch ab. Sehr geringe Mengen lassen sich nur mehr in Od-Horizonten des Tangelmörs nachweisen (Profil 3: Odh-Odh2, pH-Werte: 3,7 - 3,8); die absoluten Minima fallen jedoch in die O-C-Kontakthorizonte ($\bar{x}\text{Oh}, \text{Ca}$), obwohl dort die pH-Werte wieder über 6 steigen. Diese Tiefenfunktionen lassen sich wie folgt erklären: die nach dem Zelltod freigesetzten

blatteigenen Proteasen hydrolysieren Blattprotein, weshalb sich Höchstmengen an freiem Nin-N aus der frisch gefallenen Streu (Ln) extrahieren lassen. Die Hydrolyseprodukte sind wasserlöslich und werden daher schnell ausgewaschen, wenn die Streu länger am Boden liegt (auffälliger Rückgang von Ln zu Lv). Auswaschung kann nur verhindert werden durch Folgereaktionen, z.B. mit Lignin oder Huminsäuren, oder Aufnahme in lebende Organismen und Einbau in Proteine. Dadurch entzieht sich der Stickstoff jedoch dem angewandten Extraktionsverfahren. Lediglich in Lebewesen, die ja mitanalysiert werden, ist ein gewisser Level an freiem Nin-N nachweisbar. Daher entspricht die Tiefenfunktion des freien Nin-N zugleich der Tiefenfunktion der biotischen Aktivität. Ein besonders auffälliges Maximum an freiem Nin-N findet sich in der Of-Lage des Tangelmoders (Profil 2). Bereits im Gelände ließ sich hier eine starke Verpilzung feststellen (ca. 25 Vol.-% Pilzmycel), die Blattbräunungsstoffe sind weitgehend abgebaut. Neben den hohen Gehalten an freiem Nin-N kann man in Ld- und Of-Lagen, die diesen morphologischen Aspekt bieten, als weitere chemische Merkmale grundsätzlich ein pH-Minimum und ein Maximum an mobilen organischen Substanzen (C_o) nachweisen. Offensichtlich entstehen diese mobilen organischen Substanzen unter Mitwirkung von Mikroorganismen in L- und Of-Lagen, werden dann, da sie vermutlich schwer abbaubar sind, mit dem Sickerwasser verlagert und infolge der hohen Ca-Aktivität im Kontaktbereich zum Kalkgestein ausgefällt. In den $\bar{x}Oh, Ca$ -Horizonten ist die biologische Aktivität trotz des günstigen pH-Wertes minimal, weil Ca zusätzlich die Schlüsselpositionen, an denen ein biotischer Abbau ansetzen muß, blockiert.

In mächtigen Humusprofilen, z.B. Profil 3, lassen sich also drei Abschnitte unterscheiden:

- (1) L - Ohf: Hier erfolgt der Ab- bzw. Umbau der Sproßreste unter intensiver Einflußnahme von Mikroorganismen, dabei entstehen mobile organische Substanzen.
- (2) Odfh, Odh: Das organische Ausgangsmaterial ändert sich; an die Stelle der Sproßreste treten Wurzelreste, die infolge geringer mikrobieller Aktivität nur verzögert angegriffen werden.

- (3) Oh,Ca: Auf abiologischem Wege werden mobile organische Substanzen durch Ca gefällt.

Eine ausführliche Diskussion der hier nur kurz angeschnittenen Probleme und die Darstellung weiterer Ergebnisse finden sich in meiner Dissertation.

Literatur:

Bochter, R. (1981): Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 32, 593-598

Tabelle 1

Erläuterungen:

Mächtiggk. = Mächtigkeit (cm); pH/CaCl₂; Cell = Cellulose (% org. Substanz); Glu/TFE = Trifluoressigsäure-hydrolysierbare Glucose (% org. Substanz); Lig = Lignin (ABS/g org. Substanz); Nin-N frei = freier Ninhydrin-positiver N (µg/g org. Substanz bezogen auf Glycin-Eichkurve); C₀ = oxalatlösliche org. Substanzen (ABS/g org. Substanz).

Horizontsymbole: Ln = frische Streu (n = neu); Lv = gealterte Streu (v = verändert); Ld = dichte Blattstapel; Of = 90 - 50 Vol.-% Sproßreste; Ohf = 50 - 25 Vol.-% Sproßreste; Ofh = kl. 25 Vol.-% Sproßreste, aber noch indentifizierbar; Oh = keine Sproßreste mehr indentifizierbar. Od = Test auf Dichtlagerung (=d) positiv, kl. 50 µg/g Mn mit EDTA extrahierbar, pH kl. 4,0; \bar{x} = gr. 75 Vol.-% Skelett; Oh,Ca = C₀-Maximum und Maximum an org. gebundenem Ca.

Lage	Mächtigtg.	pH	Cell.	Glu TFE	Lig	Nin-N frei	C _o
Profil 1: M u l l m o d e r							
Ln	0,2	5,4	7,7	3,8	430	400	80
Lv	0,2	5,1	4,6	3,4	280	150	70
Ldv	0,5	5,3	4,3	3,7	130	125	110
Of	1	5,9	1,6	4,4	130	100	110
Ofh	4	5,4	0	5,6	80	75	110
xOh,Ca	20	6,7	0,5	3,9	20	25	1150

Profil 2: T a n g e l m o d e r							
Ln	0,2	5,2	7,1	2,3	340	750	70
Lv	0,2	5,1	5,8	3,2	200	200	50
Ld	3	5,1	4,6	3,0	160	200	60
Of	3	4,4	2,6	2,8	140	350	250
Ohf	4	4,7	1,3	3,3	100	200	90
Ofh	2	4,8	3,5	2,8	120	150	120
Oh,Ca	3	5,7	2,8	3,2	90	50	270
xOh,Ca	20	6,6	0	3,0	30	25	1030

Profil 3: T a n g e l m ö r							
Ln	0,2	4,9	10,4	2,7	570	625	90
Lv	2	4,7	9,4	2,2	310	125	60
Ld	2	4,9	6,1	2,4	180	100	80
Of	2	5,3	4,2	3,1	230	125	60
Ohf	6	4,5	3,0	3,4	70	100	40
Ofh	6	4,0	1,3	3,6	100	75	20
Odfh	5	3,7	2,1	4,3	180	50	10
Odh1	12	3,7	2,3	3,5	100	50	20
Odh2	12	3,8	0	3,4	60	50	30
xOh,Ca1	20	5,1	2,8	1,3	50	50	720
xOh,Ca2	20	6,4	2,4	1,3	30	25	1650

Methoden zur quantitativen Bestimmung von
Fichtenfeinwurzeln

von

Vavoulidou- Theodorou, E. und U. Babel *

Die in diesem Referat aufgeführten Wurzeluntersuchungsmethoden wurden im Rahmen eines Forschungsvorhabens erprobt und z.T. neu erarbeitet, dessen Ziel es war, Beziehungen zwischen der Wurzel- und Humusdynamik und der Wuchsleistung von Fichtenwuchsstörungsbeständen festzustellen (VAVOULIDOU-THEODOROU, 1983). (Bei diesen Fichtenwuchsstörungen handelt es sich um ein seit Jahrzehnten bekanntes Phänomen extrem geringen Zuwachses, z.B. KWASNITSCHKA, 1957.)

Die üblichen Ausschlämmungsmethoden, wie sie z.T. auch in Waldböden angewandt werden (MURACH, 1983), waren bei unseren Böden mit verfilzten Humusaufgaben nicht brauchbar. Sie liefern in solchem Material keine saubere Trennung der Wurzeln von dem Bodenmaterial, das reich an organischem Feinmaterial und durch Pilzmyzelien verfilzt ist. Tote Wurzeln, die leicht in kleinen Stücken abbrechen, können beim Schlämmen verloren gehen. Nadel- und Moosreste werden andererseits nicht gut abgetrennt. Zusätzlich besteht in Waldböden oft die schwierige Aufgabe, Wurzeln der Bäume von solchen der Sträucher und Zwergsträucher zu unterscheiden.

Die Anforderungen, die an Wurzelbestimmungsmethoden im Rahmen unserer Arbeit zu stellen waren, lauteten:

Saubere Unterscheidung der Baumwurzeln von anderen Bodenbestandteilen;

Möglichkeit, auf kleinen Untersuchungsflächen über längere Zeit mit größeren Stichprobenumfängen zu arbeiten;

geringer Aufwand an Geräten und Arbeitszeit pro Probe zugunsten um-

* Inst. f. Bodenkunde und Standortslehre, Universität Hohenheim,
Postfach 700562, 7000 Stuttgart 70

fangreicherer Daten-Ermittlung.

Es wurden 4 Methoden angewandt; 2 für die Ermittlung der Wurzelbestände, 2 für die Wurzelproduktion. Bei allen Methoden wurde gewöhnlich mit Stichprobenumfang $n=12$ gearbeitet. Hier werden nur die Methoden kurz vorgestellt; ergebnisse bringt VAVOULIDOU-THEODOROU (1983).

Bohrproben-Methode zur Bestimmung des Wurzelbestandes (Wurzellängendichte: cm Wurzeln pro cm^3 Bodenvolumen). Sie stützt sich auf das Prinzip der Monolith- und der Bohrprobenmethode (BÜHM, 1979), ist jedoch im Auswertungsteil stark verändert.

Mit einem kleinen Erdbohrer, wie er von Rusek (mündliche Mitteilung) für bodenzologische Untersuchungen verwendet wird (innerer Durchmesser 18 mm, Länge 250 mm) werden von der Bodenoberfläche aus Proben genommen. Wegen des geringen Durchmessers werden die Proben meist stark gestaucht; der Stauchungsfaktor wird im Gelände für jede Probe ermittelt und zur Korrektur verwendet. Die Proben werden sofort im Gelände fixiert (600 ml Alkohol 96%, 180 ml Formol 35%, 30 ml Eisessig, 1190 ml Leitungswasser: siehe GÖTTSCHE, 1972), im Labor mit Natriumpyrophosphat auf der Schüttelmaschine dispergiert und über 63 μm -Sieb gut ausgespült. Der Siebrückstand (Wurzeln und andere Gemengteile) wird über eine Alkoholreihe entwässert und auf Objektträgern (60x80 mm) in Eukitt gleichmäßig und ohne Vorzugsorientierung der Wurzeln ausgebreitet.

An diesen Streupräparaten werden die Wurzeln nach der bekannten Schnittpunkt-Methode (WEIBEL, 1979) bestimmt. Das Präparat wird mit einem selbstgefertigten Objektführer auf dem Tisch eines Stereomikroskops so bewegt, daß der Punkt einer Okularstrichplatte parallele Testlinien gleichen Abstands über das ganze Präparat beschreibt (Vergrößerung 32x). Die Zahl der Schnittpunkte I der Testlinien mit den Wurzeln (genauer: mit den linken Begrenzungslinien, falls diese natürliche Wurzeloberflächen, nicht Bruchflächen sind) ergeben nach

$$L = \frac{\pi}{2} \cdot I \cdot a$$

die Wurzellänge L , wobei a der Testlinienabstand ist.

Um aus der Wurzellänge die Wurzelmasse berechnen zu können, werden aus einigen Bodenproben die Wurzeln durch Handauslesen isoliert und gesäubert. Aus ihnen werden Streupräparate in Glycerin-Alkohol hergestellt, an denen die Wurzellänge wie soeben beschrieben bestimmt wird. Danach werden sie gewaschen, getrocknet, gewogen und zur Be-

stimmung eines abziehenden Ascheanteils, der zum größeren Teil von doch noch anhaftenden Mineralpartikeln stammt, verascht.

Anschliff-Methode zur Bestimmung des Wurzelbestandes (Ergebnis als Wurzellängendichte). Verwendet werden Anschliffe (60x80 mm) von Vestopal-getränkten Bodenproben. Auf dem Deckglas des Anschliffes werden die Horizonte oder Tiefenabschnitte markiert, außerdem Hilfslinien gezogen, an denen entlang quadratische Zählfelder (Okularstrichgitter) in definierter Weise (subjektive Verteilung vermeidend) angeordnet werden. Es wird die Zahl der Wurzelschnittprofile Q unter Stereomikroskop 32x gezählt. Die Wurzellängendichte L ist dann (WEIBEL, 1979)

$$L = 2 \cdot \frac{Q}{A}$$

wobei A die jeweilige Gesamtfläche der ausgezählten Felder ist.

Wurzelnetz-Methode zur Bestimmung der Wurzelproduktion (ebenfalls als Wurzellängendichte). Die Methode ist neu ausgearbeitet, ihr Prinzip leitet sich aus der bekannten Pilznetzmethode nach WAID and WOODMAN (1957) her, das heißt, es werden die Wurzeln, die nach Inkubation eines Netzes im Boden in die Maschen eingewachsen sind, ausgezählt.

Es werden Nylon-Netze (60x100 mm, lichte Maschenweite 0,8x0,8 mm) mithilfe zweier Spachtel vertikal in den Boden in 0-80 mm Tiefe eingebracht. Nach 4-wöchiger Inkubation werden die Netze mitsamt dem umgebenden Boden in natürlicher Lagerung mithilfe von Aluminiumrahmen von oben entnommen. Diese Proben werden wie bei der Bohrproben-Methode gleich im Gelände fixiert. Im Labor werden die Netze sorgfältig einseitig freigelegt. Unter Stereomikroskop mit großem Arbeitsabstand (Epitechnoskop Zeiss) wird bei Vergrößerung 76x die Zählung vorgenommen. Gezählt werden alle Wurzeln in den Netzmaschen, wobei lebende und tote unterschieden werden. Ein Teil der toten Wurzeln kann beim Einbringen der Netze in den Boden in die Netzmaschen gerutscht sein. Dieser 0-Wert muß für jede Untersuchungsfläche bestimmt und von den Zählungsergebnissen subtrahiert werden (er lag bei unseren Flächen um 35-40 %).

Die Wurzelnetzmethode liefert, da sie ja durch das Einstechen der Netze in den Boden eine starke Störung darstellt, nur Relativwerte. Diese können immerhin, da die Netzebene angenähert als stereologische Untersuchungsebene aufgefaßt werden kann, wie bei den beiden vorigen Methoden als Wurzellängendichten der in der Inkubations-

zeit mindestens neu gewachsenen Wurzeln ausgedrückt werden. (Ein hoher Anteil toter Wurzeln in den Netzen zeigt außerdem, daß die Lebensdauer gering ist.)

Rhizoskop-Methode: Eine von der Glaswandmethode (BÜHM, 1979) abgeleitete, jedoch erheblich abgewandelte Methode der Bestimmung der Wurzelproduktion mit einem einfachen selbstgebauten Gerät.

Das untere Ende eines lichtundurchlässigen Kunststoffrohres (20 mm Durchmesser, 100 mm Länge) ist mit einer Plexiglasscheibe mit eingeritztem Strichkreuz abgeschlossen. Das Rohr wird unter 45° in ein mit Korkbohrer vorgebohrtes Loch in der Humusaufgabe gebracht und bleibt dort bei Bedarf mehrere Monate lang. (Die Glasscheibe befand sich bei unseren Untersuchungen im F- bis H-Horizont.) Im Abstand von 14 Tagen werden alle sichtbaren Wurzeln, die an die Glasscheibe herangewachsen sind, mit Hilfe eines Fernrohres 8x, das an das obere Rohrende gebracht wird, gezählt. Dabei wird zur Beleuchtung eine kleine Niedervoltglühlampe in das Rhizoskop-Rohr eingeführt.

Im Vergleich der Methoden läßt sich sagen:

Für einmalige Wurzelbestandsaufnahmen ist die Bohrprobenmethode am besten geeignet. Da sie sehr arbeitsaufwendig ist, ist sie für wiederholte Untersuchungen weniger günstig. Ein großer Nachteil ist, daß tote und lebende Wurzeln in den Streupräparaten nicht unterschieden werden können.

Für Untersuchungen, in denen nicht nur Wurzeln sondern auch andere mikroskopische Bodenmerkmale untersucht werden sollen, ist der Bohrproben-Methode die Anschliff-Methode vorzuziehen, da dann der relativ hohe Arbeitsaufwand für die Anschliffherstellung nicht nur für die Wurzelbestimmung zu sehen ist. An den Anschliffen ist eine Horizontierung beliebig fein und sehr exakt möglich. Ihr Vorteil ist außerdem, daß lebende und tote Wurzeln unterschieden werden können. Wenn nur 8-12 cm tiefe Proben zu untersuchen sind, ist flächenschonende Probenahme mit Aluminium-Rahmen 4x6x(8-12) cm, mit offenen Seiten 4x6 cm, von der Oberfläche aus möglich.

Für die Bestimmung der Wurzelproduktion liefern sowohl Netz-Methode wie Rhizoskop-Methode Relativwerte. Beide Methoden lassen sich leicht und mit nur minimalen Störungen anwenden. Die Rhizoskop-Methode hat gegenüber der Netz-Methode den Nachteil, daß sie Relativwerte liefert, die auch nicht angenähert mit Wurzelbestandswerten vergleichbar sind. In ihrem weiteren Nachteil, daß die Zunahme

in der Wurzelzahl die Differenz zwischen im Ablesungsintervall neu-gebildeten und zersetzten oder verlagerten (bei uns oft auch durch Pilzmyzel überwachsenen) Wurzeln ist, ähnelt sie der Wurzelnetz-Methode, in der auch bei 4-Wochen-Inkubation schon mit Absterben und Zersetzen eines Teils der eingewachsenen Wurzeln zu rechnen ist. (Individuelle Wurzeln wie bei der Glaswand-Methode zu verfolgen, könnte bei der Rhizoskop-Methode nur photographisch ermöglicht werden.) Der Vorteil der Rhizoskop-Methode gegenüber der Netz-Methode ist, daß sie bei noch geringerer Störung des Wurzelraums und geringem Arbeitsaufwand eine kontinuierliche Beobachtung des Wurzelwachstums im Boden mindestens einige Monate lang erlaubt.

Literatur:

- BÜHM, W. (1979): Methods of Studying Root Systems. Springer Verlag Berlin - Heidelberg - New-York, p. 188.
- GÜTTSCHE, D. (1972): Verteilung von Feinwurzeln und Mykorrhizen im Bodenprofil eines Buchen- und Fichtenbestands im Solling. 120 p. Mitt. Bundesforschungsanstalt Forst- u. Holzwirtschaft. Reinbek 88, Kommissionsvorl. Wiedebusch, Hamburg.
- KWASNITSCHKA (1957): Fichten-Wuchsstockungen auf dem Buntsandstein des südlichen Ostschwarzwalds. Forstw. Cbl. 76 p. 133.
- MURACH, D. (1983): Die Reaktion von Fichtenfeinwurzeln auf zunehmende Bodenversauerung. Allg. Forstzeitschr. 126/27, p. 683-686.
- VAVOULIDOU-THEODOROU, E. (1983): Feinwurzelndynamik und Humusdynamik im Humusprofil von wuchsgestörten Fichtenbeständen. 166 p. Diss. Univ. Hohenheim.
- WAID, J.S. and M.J. WOODMAN (1957): A method of estimating hyphal activity in soil. Pédologie, VII no. spéc. (Symp. Mèth. Et Mikrobiol. Sol), 155-158, Gand.
- WEIBEL, E.W. (1979): Stereological Methods 1979. Vol. 1. Practical Methods for Biological Morphometry. 415 p. Academic Press London.

EINE QUANTIFIZIERUNG DER BODENHORIZONTE
MIT SYMBOLEN

(Dritter Entwurf)

von
E. Mückenhausen



Eine Quantifizierung der Bodenhorizonte mit Symbolen

Dritter Entwurf

Arbeitskreis für Bodensystematik der Kommission V der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

Auf der Tagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 1952 in Bad Kreuznach legte E. MÜCKENHAUSEN einen neuen Entwurf für eine Bodensystematik der Bundesrepublik Deutschland vor. Auf Vorschlag des damaligen Präsidenten SCHEFFER und einstimmige Billigung der Mitgliederversammlung der DBG wurde ein Arbeitskreis für Bodensystematik gegründet, dem damals F. VOGEL (Vorsitzender), F. HEINRICH, W. LAATSCH und E. MÜCKENHAUSEN als Mitglieder angehörten. Nach etwa zehnjähriger Tätigkeit gab F. VOGEL den Vorsitz an F. KOHL ab, und nach weiteren zehn Jahren übernahm S. MÖLLER den Vorsitz. W. LAATSCH schied auch nach etwa zehnjähriger Zugehörigkeit zum Arbeitskreis aus; H.-P. BLUME und O. WITTMANN wurden zugewählt. Nach dem Tode von F. HEINRICH trat K. KREUTZER als Forstbodenkundler an dessen Stelle.

Bei der Gründung des Arbeitskreises wurde diesem vom damaligen Präsidenten und der Mitgliederversammlung die Aufgabe gestellt, für die Bundesrepublik Deutschland eine Bodensystematik zu erarbeiten. Seit dem Gründungsjahr hat der Arbeitskreis konsequent die bereits vorhandenen und die laufend erworbenen Erkenntnisse über die in unserer Bundesrepublik verbreiteten Bodentypen und deren Subtypen gesammelt und in jährlich einmal oder zweimal stattfindenden Diskussionen in ein System eingeordnet. Von allen diesen Diskussionen liegen Niederschriften vor.

Kurz nach Gründung des Arbeitskreises erschien 1953 das Buch von W.L. KUBIENA "Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas" in drei Sprachen (deutsch, englisch, spanisch). Der Inhalt dieses Buches stimmt in seiner genetisch fundierten Konzeption mit derjenigen des Arbeitskreises überein. Dieses Buch basiert auf den in ganz Europa, insbesondere in der Sowjetunion, vorherrschenden pedogenetischen Vorstellungen von einer Bodengliederung, die

in Deutschland vor allem von H. STREMMER vertreten wurde. Es lag nahe, an diese pedogenetisch ausgerichtete Tradition anzuknüpfen. In großen Zügen wurde das Konzept von W.L. KUBIENA hinsichtlich der bodensystematischen Kategorien und deren Kriterien übernommen, weiterentwickelt und die erforschten Bodentypen, Subtypen und niedere Kategorien in das System eingeordnet. Das Ergebnis dieser Arbeit wurde in dem vom Arbeitskreis 1962 herausgegebenen Buch "Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland" vorgelegt, das 1973 in japanischer Sprache erschien. Die 2. Auflage dieser "Systematik" konnte 1977 folgen; sie enthält die bis dahin zusammengetragenen Ergänzungen zur 1. Auflage.

Wie das Vorwort der beiden Auflagen aussagt, haben 109 Fachleute Beiträge zu dieser Systematik geliefert. Oft wurden Kollegen zu den Sitzungen des Arbeitskreises eingeladen, um von diesen unmittelbar neue Erkenntnisse zu erfahren, vor allem solche, die aus der Bodenkartierung resultierten. Damit wurden die bestehenden Lücken in dem Bild von unseren Bodentypen mehr und mehr geschlossen. Über diese Fortschritte wurde auf den Tagungen der DBG berichtet (MÜCKENHAUSEN et al. 1970).

In den letzten fünf Jahren ist unsere Liste der Bodentypen und Subtypen nur wenig erweitert worden, obgleich die Felderkundungen in dieser Zeit sehr ausgedehnt waren. Daraus kann man schließen, daß die Bodensystematik der Bundesrepublik Deutschland hinsichtlich der Typen und Subtypen weitgehend vollständig ist. Natürlich können immer noch neue Beobachtungen in das System aufgenommen werden.

Aufgrund dieser Feststellung plante der Arbeitskreis schon vor einigen Jahren, nach weitgehendem Abschluß der zunächst mehr qualitativ ausgerichteten pedogenetisch-systematischen Arbeit eine quantitative Unterbauung (Quantifizierung) dieser Systematik folgen zu lassen. Das war zwar in großen Zügen bereits in der 1. Auflage der Systematik geschehen, indem z.B. der Ausprägungsgrad von Podsolon und Gleyen abgestuft und die Zuordnung der Übergangsböden zum einen oder anderen Bodentyp festgelegt wurden; aber das ist für eine strenge Quantifizierung nicht ausreichend.

Um eine eindeutige Abgrenzung der bodentypologischen Kategorien vornehmen zu können, ist eine dreistufige Arbeit notwendig:

1. eine Quantifizierung der Bodenhorizonte mit einer entsprechenden Symbo-

lik,

2. eine Quantifizierung von diagnostischen Horizonten,
3. eine Quantifizierung der bodentypologischen Kategorien, d.h. zunächst der Typen und Subtypen und später möglichst auch der wichtigsten niederen bodensystematischen Kategorien.

Dieser Weg ist auch in der amerikanischen "Soil Taxonomy" (1975) und in der Erläuterung zur Legende der "Soil map of the world", herausgegeben von der FAO und UNESCO (1974), beschritten worden. Allerdings besteht bei dem Vorhaben unseres Arbeitskreises, die Bodensystematik der Bundesrepublik Deutschland zu quantifizieren, die Schwierigkeit, die pedogenetisch fundierte Systematik in einen starren Rahmen einzupassen. Das ist bei einer Bodenklassifikation, die auf Merkmalen aufgebaut ist, wesentlich einfacher. Darum wird es notwendig sein, die vom Arbeitskreis auszuarbeitende Quantifizierung nicht zu starr auszulegen, sondern in manchen Fällen die zahlenmäßig festzulegenden Grenzwerte als Richtwerte anzusehen.

Auf der Tagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Freiburg/Br. 1979 hat E. SCHLICHTING einen Vortrag gehalten mit dem Thema "Beitrag zur Objektivierung der DBG-Bodensystematik", der unter den Autorennamen E. SCHLICHTING und H.-P. BLUME in den Mitt.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch. 1979 veröffentlicht ist. Da sich die Arbeit dieser beiden Autoren an das Konzept der "Soil Taxonomy" anlehnt und der Vortrag auf der Tagung in Freiburg/Br. Zustimmung fand, hat der Arbeitskreis beschlossen, diese Grundvorstellungen in die eigene Quantifizierungsarbeit einzubauen.

Den ersten Abschnitt der Quantifizierung bzw. Objektivierung der Bodensystematik, nämlich eine quantifizierte Bodenhorizontsymbolik, kann der Arbeitskreis für Bodensystematik den Mitgliedern der DBG im folgenden als dritten Entwurf vorlegen und erneut zur Diskussion stellen. Der erste Entwurf wurde in den Mitt.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch. (Bd. 32, 1982) veröffentlicht mit der Bitte um Verbesserungsvorschläge, die in den zweiten Entwurf eingearbeitet wurden, soweit es die Konzeption dieser Quantifizierung erlaubte. Der zweite Entwurf wurde von der DBG an 140 interessierte Mitglieder gesandt und wieder um Verbesserungsvorschläge gebeten, die soweit wie möglich in den dritten Entwurf eingingen.

Die große Zahl von gut begründeten Verbesserungsvorschlägen und Anregungen

zum ersten und zweiten Entwurf dieser Horizontsymbolik, welche die Mitglieder der DBG vorgelegt haben, ist für den Arbeitskreis eine große Hilfe; er dankt hiermit allen dafür. Zu der Abstimmung aller Vorschläge auf ein einheitliches Konzept ist folgendes vorauszuschicken: 1. Es ist nicht möglich, eine vollständige Angleichung an die internationale Horizontsymbolik der FAO zu erreichen, weil wir Rücksicht nehmen müssen auf die bei uns schon lange in Gebrauch befindlichen Symbole. 2. Es wird davon abgesehen, bodenkundliche Grundbegriffe (z.B. Vernässung, Luftmangel), die in Lehrbüchern erläutert sind, hier zu definieren. 3. Der leichten Verständigung wegen sind in manchen Fällen die Definitionen ausführlicher. Dabei werden neben den Horizontmerkmalen auch genetische Hinweise (z.B. sauergebleicht, im Grundwasser entstanden) angegeben, obwohl diese keine Definitions-Kriterien sind.

Dieser dritte Entwurf der Horizontsymbolik wird in den Mitt.Dtsch.Bodenkundl. Gesellsch. in dem Tagungsband "Trier" veröffentlicht. Ferner wird er als Poster-Darstellung bei der DBG-Tagung 1983 in Trier vorgelegt.

Die Anwendung der neuen Horizontsymbolik kann erst dann von der DBG empfohlen werden, wenn ein großer Teil ihrer Mitglieder dies für zweckmäßig erachtet. Es wird betont, daß die nun vorliegende dritte Ausarbeitung vom Arbeitskreis als noch im Entwurfsstadium befindlich betrachtet wird.

Allgemeingültige Regeln zur Benutzung von Horizontsymbolen

Es wird unterschieden zwischen Haupthorizonten (Großbuchstaben-Symbole) sowie zusätzlich geogenen und pedogenen Horizontmerkmalen (Kleinbuchstaben-Symbole). Die Symbole der geogenen und substratkennzeichnenden Horizontmerkmale sind fakultativ; sie werden den Hauptsymbolen vorangestellt, pedogene Horizontsymbole den Hauptsymbolen nachgestellt. Geogene Zusatzsymbole sind stets an bestimmte Hauptsymbole gebunden (s.I.c)2.). Zusatzsymbole der pedogenen Merkmale können dagegen verschiedenen vereinbarten Hauptsymbolen zugeordnet werden (begrenzt frei kombinierbar). Einem Hauptsymbol können auch mehrere pedogene Zusatzsymbole durch Aneinanderreihung (ohne Trennzeichen) zugeordnet werden. Die Betonung liegt dabei stets auf dem letzten Symbol, womit das überwiegende Merkmal gekennzeichnet wird.

Übergangshorizonte können gebildet werden entweder:

- a) durch Kombination von einem Großbuchstaben und mehreren Kleinbuchstaben (z.B. Bvt) oder
- b) durch Kombination von zwei Großbuchstaben mit zugehörigen Kleinbuchstaben (z.B. BvSw, für DV (Daten-Verarbeitung) Bv-Sw).

Es ist nicht zulässig, einen von zwei unterschiedlichen Großbuchstaben wegzulassen. Werden zwei Großbuchstaben verwendet, so werden sie ohne Bindestrich anandergereiht.

Für die Kennzeichnung der Horizontfolge werden die Horizontsymbole nacheinander aufgeführt und mit Bindestrich verbunden, z.B. Ah-BvSw-Sd. Bei einer DV-gerechten Schreibweise der Symbole muß man anders verfahren: Ah/Bv-Sw/Sd.

Definitionen von Haupthorizonten, Schichten und Horizontmerkmalen

Die bei der Definition der Bodenhorizonte in Verbindung mit deren Symbolen gemachten Zahlenangaben können nicht in allen Fällen als absolut betrachtet werden; sie gelten vielmehr als Richtwerte.

Die zur Abgrenzung von Horizonten und deren Merkmalen in manchen Fällen erforderlichen Laboruntersuchungen sind im Einzelfall nur dann durchzuführen, wenn Zweifel bestehen oder die Feldbeurteilung getestet werden soll.

I. Haupthorizonte und Schichten

a) Horizont unter Wasser = Subhydrischer Horizont

F Horizont am Gewässergrund bzw. ehemals unter Wasser gebildet (z.B. Mudde unter Torf = rF) mit über 1 Gew. % org. Substanz soweit nicht H.

b) Organische Horizonte (>30 Gew. % org. Substanz, d.h. C · 2)

L und O bilden den Auflagehumus.

L Ansammlung von nicht oder wenig zersetzter Pflanzensubstanz an der Oberfläche, soweit nicht H-Horizont. Die Feinsubstanz, dadurch charakterisiert, daß in ihr pflanzliche Gewebereste makroskopisch nicht erkennbar sind, nimmt weniger als 10 Vol. % der organischen Substanz ein (L von engl. litter).

- O Humusansammlung über dem Mineralboden (oder aus Sekundärvegetation über Torf) mit >10 Vol. % der organischen Substanz als Feinsubstanz, soweit nicht H-Horizont (O von organisch).
- Of * Neben Pflanzenresten deutliches Hervortreten der Feinsubstanz; ihr Anteil liegt zwischen 10 u. 70 Vol. % der Summe von org. Feinsubstanz und Sproßresten (also ohne Wurzelreste und Wurzeln) (f von schwed. förmulting).
- Oh * Starkes Überwiegen der org. Feinsubstanz; sie hat einen Anteil von über 70 Vol. % der Summe von org. Feinsubstanz und Sproßresten. Bei einem sprunghaften Übergang (Gefüge und/oder Feinsubstanz) vom Of zum Oh genügen im oberen Abschnitt des Oh 50 Vol. % Feinsubstanz-Anteil (h von schwed. humusämne).
- H Organischer Horizont (Torf), unter Grund- oder/und Stauwassereinfluß an der Oberfläche aus Resten typischer Torfbildner entstanden (H von Humus).
- nH Torf mit überwiegend Resten von *Phragmites australis* (communis) = Schilf (rohr), *Typha latifolia* und *angustifolia* = Breit- und Schmalblättriger Rohrkolben, verschiedenen *Carex*-Arten = Seggen, *Alnus glutinosa* = Schwarzerle und/oder verschiedenen *Salix*-Arten = Weiden, *Cladium mariscus* = Schneide und verschiedenen Laubmoosarten = Niedermoortorf.
- üH Torf mit vorwiegend Resten von *Betula pubescens* = Moorbirke, *Drosera intermedia* = Mittlerer Sonnentau, *Carex lasiocarpa* = Fadensegge, *Carex limosa* = Schlammsegge, *Rhynchospora alba* = Weiße Schnabelbinse (Schnabelriet) und/oder *Scheuchzeria palustris* = Sumpfbeise sowie Resten von Pflanzen des Nieder- und/oder Hochmoores = Übergangsmoortorf.
- hH Torf mit vorwiegend Resten von bestimmten *Sphagnum*-Arten = Bleichmoose sowie *Eriophorum vaginatum* = Scheidiges Wollgras, *Drosera rotundifolia* = Rundblättriger Sonnentau, *Pinus mugo* (montana) = Bergkiefer (Süddeutschland) und/oder verschiedener Zwergsträucher,

* Um die Humusansammlung über dem Mineralboden als genetische Einheit hervorzuheben, sind Of und Oh bewußt hier aufgeführt; denn auf S. 10 sind f und h nochmals gesondert definiert.

wie *Calluna vulgaris* = Besenheide, *Erica tetralix* = Glockenheide (in Norddeutschland), *Oxycoccus palustris* (*Vaccinium oxycoccus*) = Moosbeere, *Andromeda polifolia* = Rosmarinheide = Hochmoortorf.

c) Mineralische Horizonte und Schichten (<30 Gew. % organischer Substanz)

- A Mineralischer Oberbodenhorizont mit Akkumulation org. Substanz und/oder Verarmung an mineralischer Substanz.
- B Mineralischer Unterbodenhorizont mit einer Änderung des Stoffbestandes des Ausgangsgesteins durch Akkumulation von eingelagerten Stoffen aus dem Oberboden und/oder durch Verwitterung in situ und weniger als 75 Vol. % Festgesteinsresten sowie einer Farbänderung (Verbraunung) und Änderung des Mineralbestandes, ausgenommen S, T, P und braun gefärbte C-Horizonte.
- C Allgemein das Gestein, das unter dem Boden liegt (Untergrundhorizont).

Neu eingeführt werden Symbole für bestimmte Eigenschaften des C-Horizontes, die mit Kleinbuchstaben vor das Hauptsymbol gesetzt werden:

1. Kennzeichnung nach der Grabbarkeit

- lC Im feuchten Zustand mit Spaten grabbares Gestein, oder Zerfall nach 15-stündiger Dispergierung mit Calgon = Lockergestein (l von locker).
- mC Im feuchten Zustand mit Spaten nicht grabbares Gestein und nicht mit Calgon dispergierbar bei polymineralischer Zusammensetzung = Festgestein (m von massiv).

2. Kennzeichnung nach Mineralbestand bzw. nach Entstehung (Symbolanwendung fakultativ)

Zur Charakterisierung des Mineralbestandes können folgende Kleinbuchstaben vorangestellt werden (kombinierbar hauptsächlich bei lC, mC, G und S):

t = tonig, wenn über 45 % Ton enthaltend,

s = silicatisch, wenn carbonatfrei oder <2% Carbonate enthaltend,

e = mergelig, wenn 2-75 % Carbonate enthaltend,

k = carbonatisch, wenn über 75% Carbonate enthaltend.

Liegt besondere Entstehung vor:

a = Sedimente der Auen und Marschen

Weitere vorangestellte Kleinbuchstaben werden in Verbindung mit M und Y verwendet: w, a, o, y (s.S. 9). Sie dürfen mit den gleichlautenden, jedoch nachgestellten Symbolen nicht verwechselt werden.

Die Kennzeichnung des Verwitterungsgrades von C findet durch Nachstellung von v und n statt (s.S. 15, 16)*:

mCv Verwittertes Festgestein, im wesentlichen im Verband (v von verwittert).

mCn Festgestein, anstehend, nicht angewittert (z.B. massiver Fels, Bänke) (n von novus).

lCv Lockergestein, angewittert, aber nicht verbraunt.

lCn Lockergestein, unverwittert, z.B. Löß, Flugsand, Schotter sowie vorverwitterte Substrate, wie Fließerden und Schuttdecken.

Zur Erläuterung sei angeführt:

Syrosem und Ranker (einschl. Übergangsformen) haben entweder nur mCn- bzw. mCv-Horizont oder, wenn ein lCn- oder lCv-Horizont vorliegt, dürfen Ah- und lC-Horizont zusammen nicht mächtiger als 30 cm sein.

Lockersyrosem und Regosol (einschl. Übergangsformen) haben entweder nur lCn- bzw. lCv-Horizont oder Ah- und lCv-Horizont zusammen sind mehr als 30 cm mächtig über mCv- oder mCn-Horizont.

- P Mineralischer Unterbodenhorizont aus Tongestein, und zwar
1. mit hohem Tongehalt (>45%) und
 2. ohne die Merkmale und Eigenschaften der S-Horizonte und

* Als Beispiel für die Kombination von geogenen und pedogenen Merkmalen mit einem Haupthorizont

3. in sich dichtes Makrogroßgefüge mit zeitweilig breiten Trockenrissen; Rißbreite in 50 cm Tiefe >1 cm (P von Pelosol).

T Mineralischer Unterbodenhorizont, bestehend aus dem Lösungsrückstand von Carbonatgesteinen mit $>75\%$ Carbonat, und zwar mit

1. Tongehalt $>65\%$, jedoch in Übergangshorizonten oft nur 45 bis 65% Ton, z.B. BvT als Folge von Lößlehmbeimischung, und
2. leuchtend braungelben bis braunroten Farben (Chroma >5), und
3. ausgeprägten Polyedern (<3 cm \emptyset).

S Mineralbodenhorizont im Einflußbereich von oberflächennah (meist oberhalb 13 dm) gestautem oder/und kapillar gebundenem Bodenwasser, das

1. zu den hydromorphen Ausprägungen w, d, g, und r geführt hat (s.S. 12-14), und
2. zeitweilige Luftarmut verursacht, $rH \approx 19$ (S von Stauwasser).

G Mineralbodenhorizont im Einflußbereich von zeitweilig oder ständig vorhandenem Grundwasser, das zu den hydromorphen Ausprägungen o und r geführt hat (G von Gley).

M Mineralbodenhorizont bestehend aus verlagertem Solummaterial (vor Umlagerung pedogen veränderte Auftragsmasse), das >0.6 Gew. % org. Substanz bei Sanden, >0.9 Gew. % bei Lehmen und Schluffen und >1.2 Gew. % bei Tonen enthält (s. bei h, S. 11; M von migrare).

Nach der Art des Transportes wird unterschieden und mit vorangestellten Symbolen bezeichnet:

wM M-Horizont (Solummaterial) des Kolluviums; von Hängen abgespültes und am Unterhang sowie in kleinen Tälern nach Kurzstreckentransport akkumuliertes Bodenmaterial, das zusammen mit dem Ah-Horizont mächtiger ist als der Ah des zugehörigen, aber nicht erodierten Oberhangbodens (w von Wasser).

aM M-Horizont (Solummaterial) des Auenbodens; erodiertes, nach fluvialtem Ferntransport sedimentiertes Bodenmaterial (a von alluvial).

oM M-Horizont (Solummaterial) des Xoliums; nach Windtransport akkumuliertes Bodenmaterial, das zusammen mit dem Ah-Horizont mächtiger ist als der Ah der umgebenden Böden ohne Überdeckung (o von äolisch).

- yM M-Horizont des durch verschiedene Techniken der Bodenbearbeitung akkumulierten Bodenmaterials (meist Ap-Material; ohne Plaggenauftrag, s. bei E.S. 10), z.B. Wölbäcker, Ackerberge, Mietenplätze (Y s.S. 10).
- E Auftragshorizont, entstanden durch wiederholten Plaggenauftrag, mit folgenden Eigenschaften:
1. mächtiger als Pflugtiefe,
 2. humusakkumuliert (Grenzwerte siehe bei h Ziff. 1, S. 11),
 3. eingemischte Kulturreste,
 4. deutlich phosphatreicher als der alte Unterboden (E von Esch).
- R Mischhorizont, entstanden durch bodenmischende Meliorationsmaßnahmen (Rigolen, Tiefumbruch), mit größerer Mächtigkeit als Pflugtiefe (R von Rigolen).
- Y Anthropogene Aufschüttungen, die vor dem Aufschüttungsvorgang keine pedogene Veränderung erfahren hatten:
- yY Aufschüttungen von künstlichen Materialien, z.B. Bauschutt, Müll.
- jY Aufschüttungen von natürlichem Gesteinsmaterial, z.B. Lößaufschüttung, Lößaufspülung.
- Zusatzzeichen, die den Großbuchstaben der Hauptsymbole voranzustellen sind:
- a) bei älteren Bodenbildungen
 - f = fossil, d.h. für begrabene Bodenhorizonte unterhalb des bioturbat veränderten Hauptwurzelraumes.
 - r = reliktsch, d.h. nicht der heutigen Dynamik entsprechende, von dieser überprägte Bodenbildungen.
 - b) bei geologischem Schichtwechsel
 - II, III (Schichtsymbol, früher D) für zweite bzw. dritte Schicht im Profil, d.h. Material, aus dem der darüberliegende Boden nicht entstand (geologischer Schichtwechsel), z.B. II Bv.

II. Pedogene Horizontmerkmale *

Die Symbole der Horizontmerkmale werden dem Großbuchstaben nachgestellt.

* Im folgenden wird bei der Definition der Horizontmerkmale der Einfachheit wegen kurz "Horizont" gesagt.

i sehr schwach entwickelt	<p>In Kombination mit A initiale Bodenbildung, charakterisiert durch</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. lückige Entwicklung <u>und</u> 2. <2 cm mächtig, mit Humusgehalten wie bei h <u>oder</u> Humusgehalt kaum sichtbar (Krypto-A).* <p>Das Symbol i <u>kann</u> auch für andere sehr schwach entwickelte Horizonte stehen, z.B. Bvi (i von initial).</p>
a anmoorig	<p>Horizont mit 15-30 Gew. % org. Substanz und >1 dm Mächtigkeit, der unter Grundwasser- oder Stauwasser-einfluß an der Oberfläche entstand.</p> <p>Kombinierbar nur mit A (a von anmoorig),</p>
f zerkleinert, zersetzt	<p>Horizont mit >30 Gew. % org. Substanz, davon 10 bis 70 Vol. % org. Feinsubstanz, durch Zersetzung mehr oder weniger dunkel (f von schwed. förmulting = Vermoderung).</p> <p>Kombinierbar mit O, H, F.</p>
h humus-akkumu- liert	<p>Horizont mit akkumuliertem Humus, und zwar</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. kombinierbar mit A (soweit nicht Aa), wenn über 0.6 Gew. % org. Substanz bei Sanden, über 0.9 Gew. % bei Lehmen und Schluffen bzw. über 1.2 Gew. % bei Tonen, wenn nach unten die org. Substanz abnimmt. 2. kombinierbar mit B in Podsol-Bh- und Podsol-Bhs-Horizont, bei denen der Gehalt an org. Substanz gegenüber Ae zunimmt. Die Bh-, Bhs- und Bs-Horizonte unterscheiden sich durch den Quotienten von pyrophosphatlöslichem Kohlenstoff zu Eisen (s. bei Podsol). 3. kombinierbar mit O bei Anteil der organischen Feinsubstanz über 70 Vol. %; bei sprunghaftem Übergang (Gefüge und/oder Feinsubstanz) von Of zu Oh genügen 50 Vol. % im oberen Oh (h von schwed. humusämne). <p>Kombinierbar ferner mit noch anderen Haupthorizontsymbolen wie z.B. R und Y.</p>

* Diese Differenzierung ist notwendig, um Ranker-Syrosem und Syrosem-Ranker zu unterscheiden.

o
oxidiert

Oxidierter Mineralbodenhorizont, und zwar

1. rostfleckig oder/und mit Kalkflecken (besonders an Aggregatoberflächen); Gro 5-10 %; Go >10 % (Flächen %) Rostflecken, und
2. im Grundwasserschwankungsbereich (einschließlich des geschlossenen Kapillarraumes) entstanden (o von Oxidation).

Kombinierbar mit G und S.

r
reduziert

Reduzierter Horizont, und zwar

1. mit einem rH-Wert ($= \frac{Eh \text{ in mV}}{28.75} + 2 \text{ pH}$) von 19 oder weniger (im Feld gemessen) und Nässe an über 300 Tagen im Jahr (wenn nicht entwässert), und
2. mit einem Munsell-Farbtone von N1-N8 (schwarz-weiß) oder von 5 Y (grau), 5 G (grün) bzw. 5 B (blau) bei einem Chroma <1.5 (bei 5 G <2.5). Im Gör-Horizont bis 5 % Rostflecken (Flächen %), im Gr Rostflecken auf Wurzelbahnen bis 5 % (Flächen %). Bei Wassereinfluß kombinierbar mit G, S, F, A, Z (Fr in der Regel sulfidhaltig). Bei fehlendem Wassereinfluß bei Kohlensäure- und Methan-Exhalationen (besonders in Deponien) kombinierbar mit anderen Großbuchstaben.

s
sesquioxid-
akkumuliert

Mit Sesquioxiden durch Fe- und Al-Zufuhr angereicherter Horizont, und zwar

1. mit einem Munsell-Farbtone von mindestens einer Stufe röter als im darüber und darunter folgenden Horizont, und
2. kombinierbar mit B als Bs bei einem Quotienten von pyrophosphatlöslichem Kohlenstoff zu Eisen (C_{py}/Fe_{py}) kleiner als 3, als Bhs und Bsh bei einem Quotienten von 3-10, oder kombinierbar mit Go als Gso bei 5 % dithionitlöslichem Eisen (s von Sesquioxid).

e
gebleicht

Geblicher Horizont, und zwar

1. mit einem Munsell-Farbwert von 4 und mehr (bzw. 5

und mehr, wenn trocken) sowie einem Quotienten aus Farbwert: Farbtiefe von 2.5 und mehr, und

2. über einem Bh- bzw. Bhs-, Bs- oder Bsv-Horizont liegend, oder in Verbindung mit Naßbleichung über einem Sd-Horizont (e von eluvial).

Kombinierbar mit A und S als Aeh, Ahe, Ae, Sew (1-5 Flächen % Rostflecken und/oder Konkretionen), Swe (<1 % Rostflecken und/oder Konkretionen), Sre (ohne Rostflecken und Konkretionen).

w
stauwasser-
leitend

Stauwasserleitender Horizont, und zwar

1. höhere Wasserdurchlässigkeit als darunterliegender Sd-Horizont ($k_f \cong 10$ cm/d) (w von wasserleitend),
2. zeitweilig naß und dann rH-Wert $\cong 19$, und
3. >80 Flächen % Bleich- und Rostflecken sowie Konkretionen.

Kombinierbar mit S, und zwar Sw für normalen Pseudogley, Sew für gebleichten Pseudogley, Skw für konkretionsreichen Pseudogley, Srw für Stagnogley.

d
dicht

Wasserstauender Horizont, und zwar mit

1. deutlich höherer Lagerungsdichte und geringerer Wasserdurchlässigkeit (bei Sättigung) als im darüberliegenden Horizont, und
2. an über 30 Tagen während der Vegetationszeit nass und dann rH-Wert $\cong 19$, und
3. in der Regel mit Marmorierung (z.B. Lößlehm >80 Flächen %), d.h. Aggregatoberflächen gebleicht, Aggregatinneres rostfleckig. Ausnahmsweise Marmorierung nicht vorhanden infolge fehlender Eisenverlagerung oder nicht erkennbar, da verdeckt z.B. durch Eigenfarbe des Substrates oder Humus (d von dicht).

Kombinierbar mit S.

g
haftwasser-
beeinflußt

Haftwasserhorizont mit diffusen Bleich- und Rostflecken (>80 Flächen %), und zwar mit

1. Luftmangel bereits bei Feldkapazität, und
2. mit im Jahresablauf stabilem Porensystem (d.h.

ohne Quellung und Schrumpfung) (g von gleyartig).

Kombinierbar mit S.

t
tonakkumuliert

Tonangereicherter Horizont, und zwar mit

1. absoluter Tongehaltsdifferenz gegenüber dem tonverarmten Horizont, mindestens 3 % bei Sanden bzw. mindestens 5 % bei Lehmen und Schluffen bzw. mindestens 8 % bei Tonen

auf eine Distanz von weniger als 30 cm, und

- 2.a) Tonhäuten an Aggregatoberflächen und in feinen Poren mit bloßem Auge oder Lupe erkennbar oder mit einem Flächenanteil von über 1 % im Dünn-schliff erkennbar, oder

- b) Tonbrücken zwischen Sandkörnern mit der Lupe erkennbar (t von Ton).

Kombinierbar mit B, A, P, S, G, und zwar z.B. als Bt, Aht, Bbt (s.S. 16), BbtCv, Pt, Sdt, Got.

l
lessiviert

Durch Tonauswaschung geprägter (lessivierter, tonverarmter) Horizont über einem tonangereicherten Horizont (siehe t) (l von lessiviert).

Kombinierbar mit A, und zwar Al und Alh.

u
ferrallitisiert

Ferrallitisierte, an Eisen und/oder Aluminium relativ angereicherte, in Europa reliktsche Horizonte, und zwar

1. mit weniger als 5 % Festgesteinsresten, und
2. mit Munsell-Farbtönen von 2 und mehr Stufen röter als der weiter unten folgende Horizont sowie einem Farbwert (feucht) von 4 oder weniger bei einem höchstens um 1 Stufe höherem Wert in trockenem Zustand, und
3. unter 3 % verwitterbare Minerale vorhanden (Feldspäte der Schluff- und Sandfraktion, Fe-Mg-haltige Silicate, Gläser, 2:1-Tonminerale), und
4. Tongehalt beträgt über 17 % (einzelne Subhorizonte können deutlich weniger dispergierbaren Ton aufweisen), und

5. Totale Kationenaustauschkapazität (AKt = AK, gemessen bei pH 8,2) der Tonfraktion liegt unter 16 mval/100 g (sofern Tonfraktion nicht reich an Al-Chloriten), und
6. Effektive Austauschkapazität (AKe = AK beim pH des Bodens) (bzw. die Summe von S-Wert und Austausch-Al) der Tonfraktion beträgt unter 10 mval/100 g.

Kombinierbar mit B, z.B. in Ferralliten (Latosole, Roterden, Oxisole).

j *
fersiallitisiert

Unterbodenhorizont der Fersiallite (Plastosole, Rotlehm, Graulehm), d.h. die relativ kieselsäurereichere Vorstufe der Ferrallite.

Kombinierbar mit B, z.B. als Bj, rBj, fBj.

v
verwittert

- Verwitterter, verbraunter und durch Bildung von Ton oder durch Anreicherung von Lösungsrückstand gekennzeichneter Horizont (soweit nicht T und P), und zwar
1. kombinierbar mit mC, wenn das Festgestein zerteilt ist (s.S. 8),
 2. kombinierbar mit lC, wenn Carbonatgehalt oder V-Wert bei gleichem Substrat nach unten ansteigt (s.S. 8),
 3. soweit Tonanreicherung im C, dann aus Lösungsrückstand,
 4. in Verbindung mit B, und zwar
 - a) einem gegenüber dem nach unten folgenden Horizont röterem Munsell-Farbton (z.B. 7.5 YR anstelle 10 YR), bei rotgefärbten Gesteinen (2.5 YR oder röter) Verschiebung nach gelb, oder höherer Farbtiefe (z.B. 6 statt 4) oder höherem Tongehalt, und
 - b) einer AKt der Tonfraktion mit über 16 mval/100 g, oder einem Muskovitgehalt der Feinerde mit über 6 %, oder einem Gehalt an verwitterbaren Mineralen (siehe bei u, S. 14) über 3 % (sonst Bu-Horizont).

* Dies Symbol ist eine vorläufige Arbeitsbezeichnung

5. in Verbindung mit P, wenn die unter 2. und 3. genannten Merkmale gegeben sind.
6. in Verbindung mit M, wenn primär vorhandene Carbonate abgeführt sind (v von verwittert).
- n
unverwittert
- Unverwittert, in Verbindung mit C = unverwitterter Horizont, d.h. unverändertes Ausgangsgestein (n von novus).
- c
carbonatange-
reichert
- Mit bloßem Auge oder mit Lupe erkennbarer Gehalt an Sekundärcarbonat (z.B. Lößkindl, Kalkmyzel) (c von Carbonat).
- Kombinierbar mit C, G, A, H als Cc, Goc, Ahc, Hc bei Carbonatanreicherung >5 Vol. %; bei Carbonatanreicherung <5 % Gco, Bcv.
- y
gipsangereichert
- Mit sekundärem Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) angereicherter Horizont, der
1. mindestens 15 cm mächtig ist, und
 2. über 5 % Gips mehr als der C-Horizont aufweist, und
 3. bei dem das Produkt aus Horizontmächtigkeit und % Gips mehr als 150 beträgt (y von engl. gypsum = Gips).
- Kombinierbar z.B. mit B und C.
- q
kieselsäurean-
gereichert
- Mit Kieselsäure (SiO_2) angereicherter und teils verfestigter Horizont.
- z
salzakkumuliert
- Salzhaltiger Horizont, und zwar
- Elektr. Leitfähigkeit des Sättigungsextraktes beträgt über 4 mS je cm in den oberen 25 cm und das pH (H_2O) >8.5, oder
- Elektr. Leitfähigkeit des Sättigungsextraktes beträgt über 15 mS je cm in einem Horizont oberhalb 125 cm Tiefe bei Sanden bzw. 90 cm Tiefe bei Lehmen und Schluffen bzw. 75 cm Tiefe bei Tonen (z von Salz).
- Kombinierbar wie folgt: Ahz, Bvz, Goz, Grz, Swz, ferner Azh, Bzh, Gzo, Gzr (z.B. durch Streusalz).

b *	Bänderförmige Ausbildung von Akkumulationshorizonten; nur zu verwenden in Kombination mit Merkmalssymbol des angereicherten Stoffes (bt, bs, bh, bsh), und zwar beim Bbs Einzelbändchen <2 cm, bei in Bänder aufgelöstem Bt-Horizont sind Bänder 1-5 cm dick = Bbt; Bv-Horizont mit Bändern <1 cm Dicke = Bbtv; vorkommend als Bänder aus t, s, h, c, y, z (b von Bänder).
m *	Durch Bodenbildung verfestigter Horizont, dessen Fragmente nicht in Wasser zerfallen, Ortstein = Bmsh, harter Raseneisenstein Gos, harte Carbonatausfällung Gmc (m von massiv).
k *	Mineralhorizont mit ≤ 5 Vol. % Anteil an Konkretionen aus Eisen-Mangan oder Carbonat (k von Konkretion). Kombinierbar wie folgt: Ckc, Gkso, Sksw.
p	Durch Bodenbearbeitung entstandener Oberbodenhorizont (p von Pflug). Kombinierbar mit A und H.

Literatur

FAO - UNESCO, 1974: Soil Map of the World 1:5 000 000, Vol. I, Legend, UNESCO, Paris.

KUBIENA, W.L., 1953: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Enke, Stuttgart.

MÜCKENHAUSEN, E., unter Mitwirkung von KOHL, F., BLUME, H.-P., HEINRICH, F. und MÜLLER, S., 1977: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. 2. Aufl., DLG-Verlag, Frankfurt/M.

* Der pedogenetische Prozeß der Verlagerung eines bestimmten Stoffes (Sesquioxide, Carbonate, Kieselsäure) hat Vorrang vor der Ausbildungsform der Anreicherung (Bänder, Konkretionen, durchgehende Verfestigung). Die betreffenden Symbole (b, m, k) stehen deshalb vor dem Symbol, das den Prozeß kennzeichnet.

MÜCKENHAUSEN, E., unter Mitwirkung von HEINRICH, F., MÜLLER, S. und VOGEL, F., 1970: Fortschritte in der Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. Mitteilgn.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch., H. 10, S. 246-279, Göttingen.

SCHLICHTING, E. und BLUME, H.-P., 1979: Beitrag zur Objektivierung der DBG-Bodensystematik. Mitteilgn.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch., H. 29, S. 765-774, Göttingen.

SOIL SURVEY STAFF, 1975: Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. Agriculture Handbook No. 436, U.S.Dep.Agric., Washington D.C.