

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

ISSN 0373-0468

Herausgegeben von
H. Hahn - W. Kuls - W. Lauer - P. Höllermann - K.A. Boesler
Schriftleitung: H.-J. Ruckert

Heft 85

Geomorphologie und Landschaftsökologie

herausgegeben von
Jörg Grunert und Peter Höllermann

Eine Zusammenstellung von Beiträgen
anlässlich der 17. Tagung des Deutschen
Arbeitskreises für Geomorphologie in Bonn 1991

1992

In Kommission bei
Ferdinand Dümmlers Verlag - Bonn

Geomorphologie und Landschaftsökologie

1. Die Landschaftsökologie ist ein interdisziplinäres Fach, das die Wechselwirkungen zwischen der Landschaftsform und den darin lebenden Organismen untersucht.

2. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

3. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

4. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

5. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

6. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

7. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

8. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

9. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

10. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

11. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

12. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

13. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

14. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

15. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

16. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

17. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

18. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

19. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

20. Die Landschaftsökologie ist ein Teil der Landschaftslehre.

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

ISSN 0373-0468

Herausgegeben von

W.Lauer P.Höllermann K.A.Boesler E.Ehlers J.Grunert

Schriftleitung: H.-J. Ruckert

Heft 85

Geomorphologie und Landschaftsökologie

herausgegeben von

Jörg Grunert und Peter Höllermann

Eine Zusammenstellung von Beiträgen
anlässlich der 17. Tagung des Deutschen
Arbeitskreises für Geomorphologie in Bonn 1991



1992

In Kommission bei

FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

—Dümmlerbuch 7635 —

Geomorphologie und Landschaftsökologie

herausgegeben von

Jörg Grunert und Peter Höllermann

mit 49 Figuren und 22 Tabellen

mit Beiträgen von

Matthias Alisch, Konrad Billwitz, Johannes Botschek, Ernst Brunotte,
Gerhard Gerold, Franz-Josef Hund, Arno Kleber, Angela Mehnert, Karl-Heinz Pörtge,
Petra Sauerborn, Frank Schäbitz, Hilmar Schröder, Arno Semmel,
Armin Skowronek, Horst Strunk, Heinz Veit, Jörg Völkel, Michael Walther

In Kommission bei

FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

 **Dümmlerbuch 7635**

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-427-76351-X

© 1992 Ferd. Dümmlers Verlag, 5300 Bonn 1
Herstellung: Druckerei Plump, 5342 Rheinbreitbach

VORWORT

Vom 30.09.-04.10.1991 fand mit etwa 80 Teilnehmern die 17. Tagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie in Bonn statt. Ganztägige Exkursionen in die Bonner Umgebung am 30.09., 03.10. und 04.10. boten die Möglichkeit, Ergebnisse aktueller Feldforschung kennenzulernen. Zwei Tage (01.10. und 02.10.) waren Vorträgen und Posterpräsentationen im Geographischen Institut vorbehalten. Die unerwartet große Zahl von Vortragsanmeldungen, die zu den beiden Rahmenthemen "Geomorphologie der Tropen" sowie "Geomorphologie und Landschaftsökologie" eingegangen waren, machte es notwendig, Parallelsitzungen durchzuführen, was organisatorisch mit einigen Schwierigkeiten verbunden war.

Im vorliegenden Band der "Bonner Geographischen Abhandlungen" werden insgesamt 14 Vorträge und Posterpräsentationen veröffentlicht, die dem weitgefaßten Thema "Geomorphologie und Landschaftsökologie" zuzurechnen sind. Sie entsprechen etwa 50% der möglichen Manuskripte; die übrigen sind aus verschiedenen, bei den Autoren liegenden Gründen nicht zum Druck eingereicht worden. Dies entspricht durchaus dem Wesen der Tagung, die sich ja ursprünglich zum Ziel setzte, vor allem erste Ergebnisse aus laufenden Forschungsvorhaben zur Diskussion zu stellen. Bedauerlich ist es jedoch, daß einige aus der früheren DDR angereiste Kollegen (M. Frühauf, H. Kugler, C. Opp) wegen der zur Jahreswende 91/92 erfolgten tiefgreifenden Umstrukturierung der Geographischen Institute an den dortigen Hochschulen nicht die Zeit fanden, ihre Manuskripte termingerecht fertigzustellen. Lediglich im Falle von K. Billwitz/ A. Mehnert und von H. Schröder war dies möglich gewesen. Gemeinsam mit weiteren ihrer Kollegen, die ebenfalls angereist waren (H. Neumeister, G. Neumeyer, M. Nitz) sowie dem ausländischen Kollegen T. Czudek aus Bratislava (in Begleitung von Herrn Neumeister) haben sie wesentlich zum guten Gelingen der Tagung beigetragen.

Parallel zu diesen Beiträgen werden insgesamt 17 weitere Beiträge zum Rahmenthema "Geomorphologie der Tropen" als Supplementband der Zeitschrift für Geomorphologie herausgegeben (J. Grunert und H. Bremer).

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft gebührt Dank für die Gewährung einer großzügigen Reisebeihilfe für die Kollegen aus der ehemaligen DDR. Dank gilt auch den Kollegen und Mitarbeitern des Bonner Geographischen Instituts, die an der Vorbereitung und Durchführung der Tagung maßgeblich beteiligt waren. Stellvertretend für viele seien hier nur Herr Kollege Höllermann, U. Harden-

bicker, M. Weber und P. Sauerborn genannt. Die Vorbereitung der Manuskripte für den Druck lag in Händen von P. Sauerborn; das Layout wurde von M. Weber mit Hilfe des Computers erstellt. Herrn M. Lenz sei für die Bereitstellung eines leistungsfähigen Laserdruckers gedankt. Die Danksagung bezieht ebenfalls Herausgeber und Schriftleitung der "Bonner Geographischen Abhandlungen" mit ein, ohne deren Entgegenkommen der Band nicht hätte erscheinen können. Die Entscheidung wurde allerdings erleichtert durch die Gewährung eines nennenswerten Druckkostenzuschusses durch den Arbeitskreis, wofür insbesondere Herrn Kollegen Pörtge (Göttingen) Dank gebührt.

Die stilistische Überarbeitung der den Manuskripten vorangestellten summaries wurde dankenswerterweise von H. Siegburg und Dr. W. Siegburg vorgenommen. Die Verantwortung für den Inhalt der Manuskripte tragen die Autoren.

Bonn, im Frühjahr 1992

Jörg Grunert

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
PETER HÖLLERMANN: Geomorphologie und Landschaftsökologie - Begleitworte zum Rahmenthema	9
KONRAD BILLWITZ und ANGELA MEHNERT: Morphoskulptur und landschaftsökologische Differenzierung an Beispielen des Jungmoränengebietes in Vorpommern	15
JOHANNES BOTSCHKEK und ARMIN SKOWRONEK: Zur Anwendung von Bodenkarten bei landschaftsökologischen Fragestellungen	31
ARNO SEMMEL: Geomorphologische Untersuchungen an potentiellen Standorten für Hochdeponien im Taunus	45
HILMAR SCHRÖDER: Bodenerosive Landschaftsschäden in Fernerkundungsaufzeichnungen	55
PETRA SAUERBORN: Die Erosivität der Niederschläge in Nordrhein-Westfalen - ein Beitrag zur quantitativen Prognose der Bodenerosion durch Wasser	68
ERNST BRUNOTTE und FRANZ-JOSEF HUND: Akzentuierte Dynamik eines Seitenbaches der Fulda durch einen Starkregen im partiell flächenversiegelten Einzugsgebiet: Bilanzierung von Oberflächenabfluß und Abflußspende, Erosions- und Akkumulationsbeträgen	81
GERHARD GEROLD und KARL-HEINZ PÖRTGE: Einfluß von Relief- und Substratvarianz auf Abfluß und Stoffaustrag in Teileinzugsgebieten der oberen Leine, Südniedersachsen	100
ARNO KLEBER: Deckschichten und Böden in den nordwestlichen La Sal Mts., Utah	114

JÖRG VÖLKEL: Deckschichten und Bodenentwicklung im Bayerischen Wald. Erste Ergebnisse radioökologischer Untersuchungen	130
HORST STRUNK: Die Bedeutung von Fels- und Skeletthumusböden für Hangstabilität und Wasserhaushalt in den Kalkalpen	149
MICHAEL WALTHER: Untersuchungsergebnisse zur spät- und postglazialen äolischen Reliefentwicklung im mittleren Sorgetal (Schleswig-Holstein)	167
MATTHIAS ALISCH und ERNST BRUNOTTE: Die aktuelle äolische Morphodynamik der Binnendünen und Flugsandebenen in der Allerniederung bei Gifhorn	186
HEINZ VEIT: Jungquartäre Landschafts- und Bodenentwicklung im Chilenischen Andenvorland zwischen 27-33°S	196
KARL-HEINZ PÖRTGE und FRANK SCHÄBITZ: Interglaziale Ablagerungen in einer Subrosionssenke bei Wöllmershausen, Südniedersachsen	209
AUTORENVERZEICHNIS	223

GEOMORPHOLOGIE UND LANDSCHAFTSÖKOLOGIE BEGLEITWORTE ZUM RAHMENTHEMA

von P. Höllermann

Die 17. Tagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie vom 30.9. bis 4.10.1991 in Bonn stellte als Rahmenthema des Vortragsprogramms die Bereiche "Geomorphologie der Tropen" sowie "Geomorphologie und Landschaftsökologie" in den Mittelpunkt, begründet sowohl durch die Aktualität dieser Themengruppen als auch durch die Schwerpunkte und Tradition der gastgebenden Bonner Geographie in den Bereichen Tropenforschung und Landschaftsökologie. Außerdem wurden freie Themen im Rahmen einer Posterausstellung präsentiert. Die zur Publikation eingereichten Themen zum Schwerpunkt "Geomorphologie und Landschaftsökologie" sowie aus der Poster-Ausstellung werden im vorliegenden Band der "Bonner Geographischen Abhandlungen" zusammengestellt. Durch die Einbeziehung freier Themen läßt sich eine inhaltliche Heterogenität des Bandes nicht vermeiden.

Ein Rückblick auf die Entwicklung der deutschen geomorphologischen Forschung, wie sie sich z. B. aus den Themen der Arbeitskreistagungen seit Würzburg 1974 oder aus Beiträgen zu nationalen und internationalen Kongressen abzeichnet, macht ohnehin deutlich, daß an die Stelle bevorzugter und z. T. einseitig verfolgter Leitideen längst ein weitgespannter Pluralismus der Forschungsansätze, Schwerpunkte und Inhalte zusammen mit einer erheblichen Verbreiterung des Methodenspektrums getreten ist. Das wird auch aus den Beiträgen des vorliegenden Bandes deutlich. Angesichts dieser methodischen und inhaltlichen Vielfalt von z. T. hochspezialisierten Forschungen mag ein Mangel an verbindenden und richtungsweisenden Grundkonzeptionen vielleicht schon wieder mit einigem Bedauern empfunden werden. Im Trend der jüngeren Entwicklung erfreut sich der sog. "ökogeographische" Ansatz einer zunehmenden und nicht ausschließlich modisch zu bewertenden Beliebtheit, so daß ein Rahmenthema "Geomorphologie und Landschaftsökologie" heute keiner besonderen Rechtfertigung bedarf.

Als CARL TROLL den Begriff Landschaftsökologie als "Raumökologie der Erdoberfläche" aus den synoptischen Möglichkeiten der Luftbildforschung entwickelte, betonte er den fächerübergreifend-verbindenden Charakter dieser Betrachtungsweise u. a. für Geologie, Geomorphologie, Bodenkunde und Pflanzenökologie auf der gemeinsamen Ebene des Landschaftshaushaltes. Entgegen einem verbreiteten Mißverständnis waren für TROLL dabei

selbstverständlich auch "Willensäußerungen der menschlichen Wirtschaft und Kultur" sowie anwendungsbezogene Aspekte der Landschaftsökologie eingeschlossen (C. TROLL 1939, S. 297). TROLL selbst hat seine geomorphologischen Studien vorbildlich unter Berücksichtigung des übergreifenden landschaftsökologischen Zusammenhanges betrieben. Die Regelfunktion des Reliefs für den Landschaftshaushalt (H. LESER 1976, 1981, 1988) ist heute unbestritten. Die aktuelle Morphodynamik stellt einen wesentlichen Teilkomplex der Stoff- und Energieflüsse des übergeordneten Landschaftshaushaltes dar, sei dieser nun naturnah oder dem steuernden Eingriff des Menschen unterworfen, während das Studium der Morphogenese grundlegende Beiträge zum Verständnis der Landschaftsentwicklung und Paläoökologie liefern kann. Die Reliefsphäre als Grenzschicht und Bindeglied zwischen den verschiedenen Teilsphären der Geobiosphäre liefert die "Bühne" der meisten ökologischen und umweltrelevanten Strukturen und Prozesse. Das Subsystem Relief wirkt räumlich steuernd und regelnd auf zahlreiche Öko- und Umweltfaktoren ein und gibt damit eine bestimmte landschaftsökologische Raumstrukturierung vor, sei es statisch durch die vorhandene Geländeplastik (z. B. in ihrer Bedeutung für das Geländeklima) oder dynamisch durch die Steuerung der Energie- und Materialflüsse. Die vom Relief vorgezeichnete landschaftsökologische Raumgliederung in der Meso- und Mikrodimension betrifft den unmittelbaren Lebensraum von Organismen und Lebensgemeinschaften, von Mensch und Gesellschaft gerade in der Größenordnung, in welcher sich die meisten ökologischen und Umweltprobleme konkret stellen.

Geomorphologische Prozesse treten als Umweltrisiken ("natural risks", "natural hazards") in Erscheinung, teils spontan-katastrophal (z. B. bei episodischen Elementarereignissen), teils aber schleichend (z. B. bei der flächenhaften Bodenerosion). Zudem tritt der Mensch auch direkt als Reliefbildner auf (künstliche bzw. technogene Geländeformen; C. RATHJENS 1976, 1979). Indirekt führt die Landnutzung vornehmlich über Eingriffe in die Vegetationsdecke und den Wasserhaushalt zu gesteigerter Morphodynamik und erhöhten Materialflüssen ("Accelerated erosion" bzw. "man induced erosion" nach H. BENNETT 1939, "quasinatürliche Oberflächenformung" im Sinne von H. MORTENSEN 1954/55). In erster Linie sind Ökosysteme stark betroffen, die bereits unter natürlichem Streß stehen (z. B. wechselfeuchte Klimaräume mit jahreszeitlicher Dürre, randliche Trockengebiete mit Desertifikation, randpolare Räume und Gebirge mit Bodenfrost). Sofern bei dieser anthropogen modifizierten Morphodynamik Veränderungen der Pflanzendecke die Voraussetzung sind, geht es um Leben-Umwelt-Beziehungen und damit um ökologische Probleme i.e.S.. Hier ist auch das Problem der Bodenerosion in seiner engeren Verflecht-

tung mit den geo- und biogenen landschaftsökologischen Steuerungsfaktoren sowie anthropogenen Eingriffen einzuordnen.

Gegenüber dem breiten Hintergrund "Relief-Ökologie-Umwelt" stellt das Rahmenthema "Geomorphologie und Landschaftsökologie" bereits eine inhaltliche Einschränkung dar. Als Aufgabe einer unter landschaftsökologischen Aspekten betriebenen Geomorphologie mag gelten, die morphologische Landschaftsentwicklung und die morphodynamischen Prozeßgefüge in ihrer raum-zeitlichen Differenzierung als Teilkomplexe übergeordneter Öko- und Geosysteme zu verstehen. Auch bereits durch Untersuchungen von Partialkomplexen vermag die Geomorphologie Bausteine zu liefern. In diesem Zusammenhang wäre ein weiterer Ausbau der "Environmental Geomorphology" (D.R. COATES, 1971, 1990) in Richtung angewandter Landschaftsökologie und Umweltforschung wünschenswert. Wenig sachdienlich erscheinen allerdings Versuche, von der landschaftsökologischen Synopse wegführende und hochspezialisierte geomorphologische Detailstudien als "ökologisch" zu etikettieren, ohne daß zuvor der Standort der jeweiligen Untersuchung im Rahmen einer übergreifenden landschaftsökologischen Sicht hinreichend geklärt wird. Um einer fortschreitenden Begriffsentwertung entgegenzuwirken, sollte Ökologie nach wie vor im Kern als synoptische Systemforschung von Leben-Umwelt-Relationen verstanden werden und nicht als modisches Attribut für jede Art von funktionaler Forschung. Der Ansatz "Geomorphologie und Landschaftsökologie" ist in seinen Möglichkeiten bei weitem noch nicht ausgeschöpft. Derzeit erscheint er zuweilen noch eher als anspruchsvolles Programm denn als konkret operationalisiertes Forschungsobjekt, das den Erwartungen bei der Erkenntnis, Bewertung und Lösung komplexer Ökologie- und Umweltprobleme voll gerecht werden könnte.

Unter den Beiträgen des vorliegenden Bandes erscheint die Bezeichnung "landschaftsökologisch" lediglich in zwei Titeln. K. BILLWITZ und A. MEHNERT führen die Beziehungen zwischen der jungpleistozänen Morphogenese und der landschaftsökologischen Differenzierung in Vorpommern anhand ausgewählter Profile als "zweidimensionale bildhafte Landschaftsmodelle" anschaulich vor Augen. J. BOTSCHEK und A. SKROWRONEK betonen die Schlüsselposition der Böden im landschaftsökologischen Ökosystem und zeigen an Beispielen aus Nordrhein-Westfalen, wie die modernen Bodenkarten einschlägige Informationen und Grundlagen für landschaftsökologische Fragestellungen liefern können. A. SEMMEL macht am Beispiel der Hochdeponieplanung im Taunus überzeugend deutlich, wie Forschungsergebnisse der klassischen Geomorphologie einen unmittelbaren Anwendungsbezug für aktuelle Umweltfragen haben. Mit mehreren Beiträgen ist der Komplex der Bodenero-

sionsforschung in Verbindung mit den landschaftsökologischen Steuerungsfaktoren vertreten. H. SCHROEDER erfaßt mit Hilfe der Fernerkundung die räumliche Differenzierung und das Ausmaß der Bodenerosion für den Raum Querfurt im südöstlichen Harzvorland und stellt den Anwendungsbezug zu agrarökologischen Konsequenzen her. Die Bedeutung der Niederschlagserosivität für die Bodenerosion als "geoökologische Prozeßforschung" stellt P. SAUERBORN für Nordrhein-Westfalen in Form einer Isoerodentkarte vor. In der quantitativ ausgerichteten Fallstudie zur Hochwasser-Morphodynamik eines Seitenbaches der Fulda von E. BRUNOTTE und F.J. HUND wird die Rolle der landschaftlichen Ausstattung des Einzugsgebietes einschließlich der anthropogenen Einflüsse (Flächenversiegelung) eingehend herausgearbeitet. Die Untersuchung von G. GEROLD und K.-H. PÖRTGE über den Lösungs- und Feststoffaustrag in drei Teileinzugsgebieten des Leinetales südlich von Göttingen in Abhängigkeit von Relief, Substrat, Bodenbedeckung, Witterungsverlauf und Landnutzung stellt einen Beitrag zum Wasser- und Stoffhaushalt kleiner Landschaftsräume dar.

Mit Deckschichten und Böden als Zeugnisse der Landschaftsentwicklung beschäftigen sich auch A. KLEBER vorrangig unter chronologisch-stratigraphischem Aspekt für ein Teilgebiet der La Sal Mountains (Utah, USA) und J. VÖLKEL für den Bayerischen Wald. Die letztgenannte Studie führt die landschaftsökologische Bedeutung der Deckschichten für Bodenbildung, Durchwurzelung und Wasserhaushalt vor Augen, darüber hinaus ihre Rolle für die Belastung der Waldökosysteme durch Radioaktivität, Schwermetalle und Bodenversauerung. Für subalpine Einzugsgebiete der Kalkalpen weist H. STRUNK die Bedeutung von Fels- und Skeletthumusböden (früher als Tangelsole bezeichnet) für die Geomorphodynamik und den Wasserhaushalt nach. Die hohe Wasserkapazität dieser Böden, die normalerweise von Starkregen nur selten überschritten wird, begründet die Hangstabilität, die jedoch bei Bodenschädigung durch Waldbrände oder Waldweide aussetzt und dann zu verstärkter Murtätigkeit führt. Zwei Beiträge haben äolische Prozesse und Formen zum Gegenstand, wobei die Studie von M. WALTHER einen Baustein zur Kenntnis der spät- und nacheiszeitlichen Landschaftsgeschichte in Schleswig-Holstein liefert, während bei M. ALISCH und E. BRUNOTTE die Reaktivierung der äolischen Morphodynamik durch die historische und aktuelle Landnutzung im Vordergrund steht, also die geomorphologische Auswirkung von Eingriffen in den Landschaftshaushalt. H. VEIT beschäftigt sich mit der jungquartären Landschafts- und Bodenentwicklung im Trockengebiet des Chilenischen Andenvorlandes und liefert mit Hilfe geomorphologischer und pedologischer Indikatoren Beiträge zur Kenntnis der paläoökologischen Bedingungen. Von paläoökologischer Bedeutung im Rahmen der Klima- und Landschaftsgeschichte

sind schließlich auch die Untersuchungen interglazialer Ablagerungen in einer Subrosionssenke im südlichen Niedersachsen von K.-H. PÖRTGE und F. SCHÄBITZ. - Wie kaum anders zu erwarten, fügen sich die vorliegenden Beiträge in recht unterschiedlicher Weise in das Rahmenthema "Geomorphologie und Landschaftsökologie" ein und standen z. T. als Posterpräsentationen außerhalb dieses Zusammenhanges.

Der Schwerpunkt "Geomorphology and Geoecology" war bereits Rahmenthema der 2. Internationalen Geomorphologie-Konferenz in Frankfurt/Main 1989 und ist aus diesem Anlaß kompetent kommentiert worden (G. STÄBLEIN 1989, D. BARSCH 1990) BARSCH (1990, S. 39 und 47) kam zu dem Schluß, "daß die Geomorphologie zwar ohne Geoökologie leben kann, die Geoökologie aber nicht ohne Geomorphologie". Persönlich glaube ich allerdings nicht, daß eine moderne und umweltorientierte Geomorphologie ohne Ökologie bzw. Landschaftsökologie leben kann oder leben sollte, denn sie wäre dann wieder mehr der Gefahr einseitiger, separativer Forschungsansätze ausgesetzt. Damit ist nicht zu rechnen, wenn Morphodynamik und Reliefbildung als wesentliche Abläufe eingebettet in landschaftshaushaltliche Zusammenhänge gesehen und verstanden werden. FERDINAND FREIHERR VON RICHTHOFEN, Begründer einer modernen Geomorphologie und erster Lehrstuhlinhaber der Geographie an der Universität Bonn 1879 formulierte in seinem "Führer für Forschungsreisende" (1886, S. 441 und 76): "Es kommt hier vor allem darauf an, die Einzelercheinungen in ihrem Zusammenhang mit der Gesamtheit der für den betreffenden Erdraum charakteristischen Erscheinungen zu untersuchen... Denn nur aus der Gesamtheit der Erscheinungen in ihrem ursächlichen Zusammenhang kann das Einzelne richtig beurteilt werden". Dies könnte noch heute ein Leitspruch für den Ansatz "Geomorphologie und Landschaftsökologie" sein.

Literatur:

BARSCH, D. (1990): Geomorphology and Geoecology. - Zeitschr. f. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 79, 39-49.

BENNETT, H.H. (1939): Soil Conservation. New York u. London.

COATES, D.R. (Hrsg.) (1971): Environmental Geomorphology. - Zeitschr. f. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 79, 83-117.

COOKE, R.O. u. DOORNKAMP, J.C. (1989): Geomorphology in Environmental Management. 2. Aufl. Oxford.

GREGORY, K.J. u. WALLING, D.E. (1987): Human Activity and Environmental Processes, Chichester.

GREINERT, U. u. HEIDT, H. (1987): Das Relief als geoökologischer Faktor. - Geowissensch. in unserer Zeit, 5, 174-182.

LESER, H. (1976): Landschaftsökologie . UTB 21, Stuttgart.

LESER, H. (1981): Geomorphologie. - Das Geogr. Seminar, 5. Aufl., Braunschweig.

LESER, H. (1988): Georelief. - In: LESER, H. u. KLINK, H.-J. (Hrsg.), Handbuch und Kartieranleitung Geoökol. Karte 1 : 25 000. Forsch. z. Deutschen Landeskunde 228, 43-63.

MORTENSEN, H. (1954/55): Die "quasinatürliche" Oberflächenformung als Forschungsproblem. - Wissensch. Zeitschr. d. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald 4 (MAGER-FESTSCHRIFT), 625-628.

RATHJENS, C. (1976): Gedanken über System und Aufgaben der anthropogenetischen Geomorphologie. - Geografski Glasnik, Broj 38, Godina, 625-628.

RATHJENS, C. (1979): Die Formung der Erdoberfläche unter dem Einfluß des Menschen. - Teubner Studienbücher Geographie, Stuttgart.

ROHDENBURG, H. (1989): Landschaftsökologie - Geomorphologie. - Catena-Paperback, Cremlingen.

RICHTHOFEN, Frh. F. von (1886): Führer für Forschungsreisende. Berlin, unveränd. Neudruck 1901.

SEMMEL, A. (1991): Relief, Gestein, Boden. Grundlagen der Physischen Geographie I. - Wissensch. Buchgesellschaft, Darmstadt.

STÄBLEIN, G. (1989): Geomorphologie und Geoökologie. Grundanschauungen und Forschungsentwicklungen. - Geogr. Rundschau 41/9, 1989, 468-473.

THORNES, J.B. (Hrsg.) (1990): Vegetation and Erosion. Chichester.

TROLL, C. (1939): Luftbildplan und ökologische Bodenforschung. - Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdk. Berlin, 241-298.

TROLL, C. (1950): Die geographische Landschaft und ihre Erforschung. - Studium Generale 3, Heidelberg, 163-181.

MORPHOSKULPTUR UND LANDSCHAFTSÖKOLOGISCHE DIFFERENZIERUNG AN BEISPIELEN DES JUNGMORÄNENGEBIETES IN VORPOMMERN

von Konrad Billwitz und Angela Mehnert

Zusammenfassung

Die landschaftsökologische Differenzierung Vorpommerns ist wesentlich von der spätglazialen Morpho- und Substratgenese abhängig. Die engen Zusammenhänge zwischen Substrat und Relief, zwischen periglaziärer Perstruktion des Substrats und (sub)rezenter Bodenbildung, zwischen morphologischer Position und Grundwassertiefe usw. lassen sich gut in zweidimensionalen bildhaften Modellen (Standortabfolge, Kausalprofil, Catena, Sequenz) demonstrieren. An Beispielen aus weit verbreiteten Landschaftstypen Vorpommerns wird dies vorgestellt.

Summary

The young morainic area in West Pomeriana is taken as an example for geo-ecological differentiation with an essentially late glacial substratum and relief development. The close relationships between substratum and relief, periglacial impact on the substratum and (sub)recent soil formation, between morphological position and ground-water level etc. can be demonstrated in the form of two-dimensional graphic models (sequence of locations, causal profile, catena). Landscape types which are widespread in West Pomeriana are taken as examples.

1. Einführung

Eine der wesentlichsten Einstiegsmöglichkeiten in die Landschaftsforschung ist der sog. "geomorphologische Ansatz" (KUGLER 1964, LESER 1976 u. a.). Viele Landschaftsökologen haben deshalb auch ihren Weg zur Landschaftsforschung über die Geomorphologie gefunden. Ein tiefgründiges Verständnis des "Werdens" unserer Naturräume (einschließlich der Substrat- und Bodengenese) und der in diesen Räumen gegenwärtig ablaufenden reliefverändernden Prozesse ("rezente Morphodynamik") bilden auch heute unabdingbare Voraussetzungen für das Eindringen in das "Wesen der Landschaft", wie eine von PAFFEN bereits 1973 besorgte Zusammenstellung der bedeutsamsten deutschsprachigen "Landschaftsliteratur" überschrieben war.

Skulpturcharakteristik beinhaltet neben der Erfassung der Formen auch die Erfassung des Gesteins als deren Baumaterial. Weil das Relief als Regelfaktor

im Landschaftshaushalt zu Differenzierungen von Stoffbewegungen auf und im Boden führt, die Ausprägung des Geländeklimas steuert, über beide den Charakter von Vegetation und Tierwelt regelt usw., orientieren auch viele Kartieranleitungen für komplexe landschaftsökologische Aufnahmen (HAASE/DIEMANN/ MANNFELD/ SCHLÜTER 1985, LESER/ KLINK 1988) auf ein detailliertes Erfassen des Reliefs und seiner einzelnen Merkmale sowie der aktual-dynamischen geomorphologischen Prozesse.

Nun vermag es verwundern, daß man ausgerechnet in einem pleistozän geprägten und holozän überformten Gebiet Morphoskulpturen und landschaftsökologische Differenzierung miteinander in Beziehung setzt; denn für viele wird "Pleistozängebiet" vordergründig mit "landschaftsökologisch wenig differenziert", mit "landschaftlich einförmig" gleichgesetzt. Daß dem nicht so ist, sollen nachfolgende Darlegungen unterstreichen.

2. Zweidimensionale bildhafte Landschaftsmodelle

Aufgrund der Spezifik der pleistozän-holozänen Naturraumgenese Vorpommerns bestehen enge Zusammenhänge zwischen Substrat- und Reliefausprägung, zwischen periglaziärer Perstruktion des Substrats und Bodenbildung, zwischen den allgemeinen Lagemerkmalen und der Grundwassertiefe usw. Diese Zusammenhänge lassen sich besonders gut in Form von zweidimensionalen bildhaften Landschaftsmodellen, z. B. in Form von Standortabfolgen, Kausalprofilen, Sequenzen und Catenen herausarbeiten. Diese vermögen die Grundprinzipien der landschaftsökologischen Differenzierung eines Gebiets in spezifischer Weise widerzuspiegeln.

Wir verstehen unter Standortabfolgen oder -ketten (Fig. 1) die bildhafte Darstellung von meist durch das Relief sich abwechselnden Standorten eines bestimmten Gebiets. Die symbolhafte Darstellung von Boden, Vegetation, Grundwassertiefe und anderen Merkmalen in Abhängigkeit vom Relief ermöglicht erste Erkenntnisse über die landschaftsökologische Vielfalt im Arbeitsgebiet, ohne daß z. T. bereits Aussagen über areale Abgrenzungen von Typen getroffen werden müssen.

Landschaftsökologische Kausalprofile (Fig. 2) sind auf konkrete Örtlichkeiten bezogene bildhafte Darstellungen der Horizontal- und Vertikalstruktur der Landschaft in nicht unterbrochener topographischer Kontinuität mit der Darstellung wesentlicher Merkmale von Landschaftselementen und -komponenten. Durch eine derartige Zusammenschau wird die kausale Betrachtung der

Landschaft erleichtert, werden landschaftliche Grenzen unterschiedlicher Schärfe deutlich.

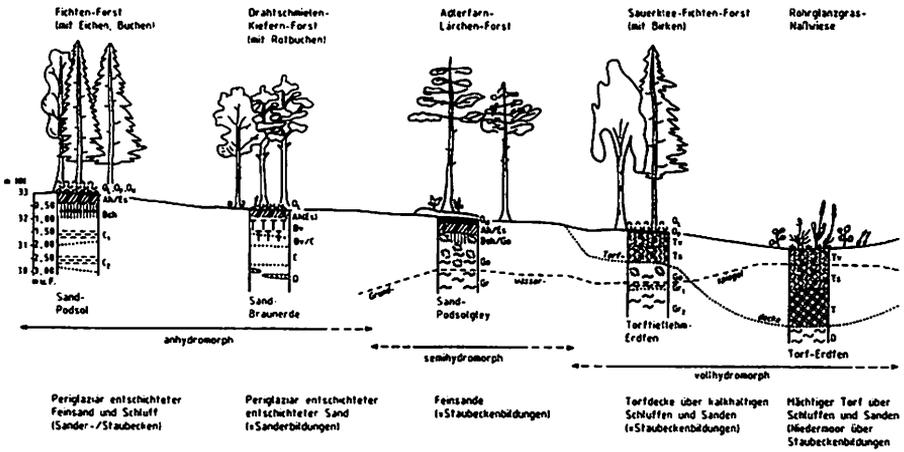
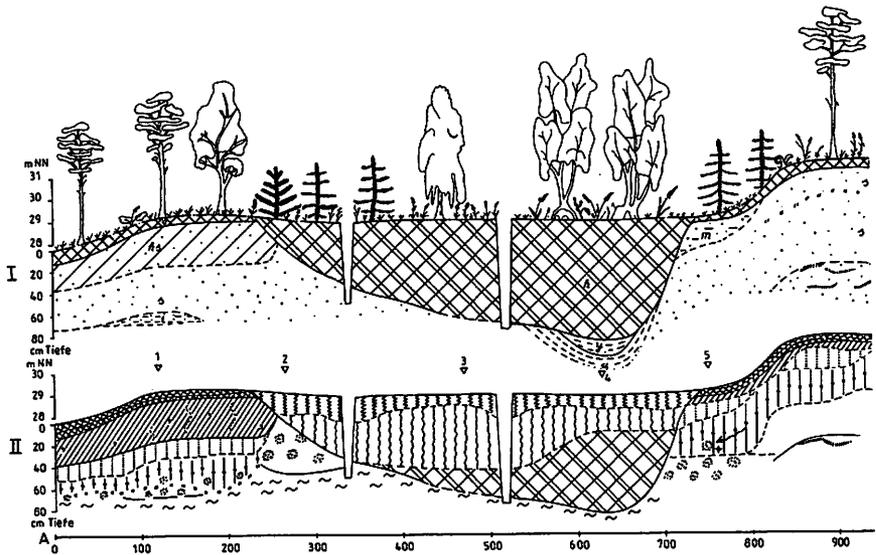


Fig. 1: Standortkette: Boden und Vegetation in der Umgebung Greifswalds (Billwitz 1982).

Werden viele derartige landschaftsökologische Kausalprofile durch eine landschaftliche Einheit gelegt und wird dadurch der landschaftliche Charakter deutlicher, so wird auch das Typische und Regelhafte in der räumlichen Vergesellschaftung natürlicher Objekte mit größerer Sicherheit erkennbar. Man vermag dann z. B. stets in der gleichen Weise wiederkehrende oder nur sporadische Nachbarschaften von Geotopen auszumachen, kann unregelmäßig auftretende Sonderfälle separieren und so das Typische in der Vergesellschaftung von geotopologischen Grundeinheiten innerhalb einer größeren Landschaftseinheit herausarbeiten. Derartige zweidimensionale modellhafte Darstellungen werden seit VAGELER (1940) als Catenen (Fig. 3) bezeichnet.

Fig. 2: Landschaftsökologisches Kausalprofil: Sanderplatte mit torferfüllten Hohlformen bei Jägerhof (Landkreis Greifswald) (Billwitz 1990) (siehe folgende Seiten).



Flachhochhang (1-3°)	Ebene Platte	Ebene Niederung		Korrek-Korrekive Flachhang(3-5°)
Mumöse Sande üb. (Sander-)Sanden, z.T. üb. Ritsanden	Podsolgley	Torf über Becken- und Sandersanden	Torfe in der Tiefe Kalkmudden und Beckenschluffe	Lehmstänge üb. Sanden
Sand - Podsolgley	Amorpher Torf (Ritsand-A)	Erdfen	Riedfen	Podsolgley
Forstbestandsklima (ohne Besonderheiten)	Bodenfeuchte: frostgefährdete ebene Niederung mit	sandunterlag. (Torf-Erden)	schuffunterlagert (Torf-Erden)	Deciduousand-Podsolgley
Grundwassertiefe gering (4-8 dm)	Zuftuflage mit (künstlich angelegtem) Grabenabzug	mit Forstbestandsklima		GW-Tiefe mittel (0-13 dm)
Wasserauflöse Durchflußlage (mit unterirdischem Wasserabzug)	Permanente Grundwasser - Bodenfeuchteregime	GW-Tiefe sehr gering (0-4 dm)		Hanglagen mit hypodermischem Abfluß
Perioden-Grundwasser - Bodenfeuchteregime	Fichten - Aufforstung	Sumpfreilgras - Erlen - Birken - Moorwald	Frauenfarn - Erlenbruchwald	Periodentief - Hangwasser-BIR
Pfeifengras - Sauerklee - Kiefernforst				Fichten - Aufforstung

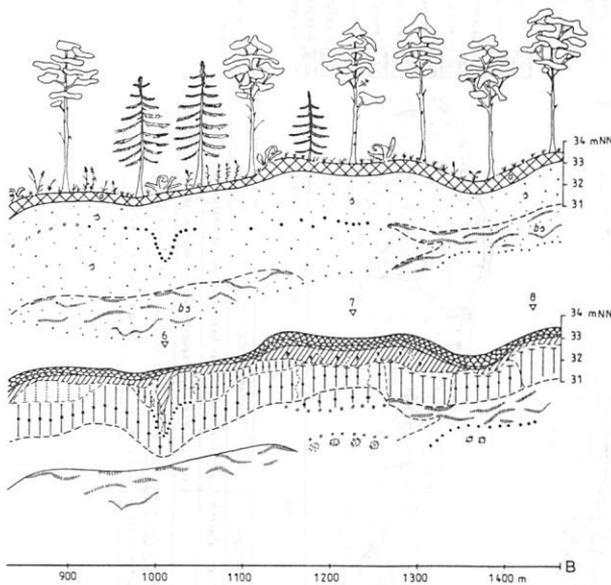
I	II	III	IV
---	----	-----	----

Periodisch grundwasserbeeinflusste Sand - Podsolgleye aus glazifluvialen Sandersanden auf Platten und Flachhängen mit unterirdischem Wasserabzug und mit Pfeifengras - Sauerklee - Kiefernforst

Permanente grundwasserbeeinflusste Erdfene unterschiedlicher Moornächtigkeit über Becken- und Sandersanden in ebenen Niederungen mit starker Grabenentwässerung und mit Sumpfreilgras - Erlen - Birken - Moorwäldern und Fichten - Aufforstung

Permanente grwb. beeinflusste Torf-Riedene wasserbeeinfl. üb. Kalkmudden und Beckenschluffen in ebenen Niederungen mit neurechts verstärktem Wassereinzug und mit Frauenfarn - Erlenbruchwäldern

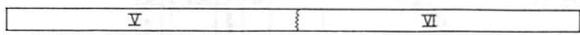
Periodisch grundwasserbeeinflusste Torf-Riedene wasserbeeinfl. üb. Decklehm- und Podsolgleye an Flachsängen mit dings verstärktem hypodermischem Abfluß und mit Fichten - Aufforstung



- Profil I :
- organ Auflage auf Mineralboden (a)
 - Torf (A)
 - Humoser Mineralboden (As)
 - Lehmiger Sand (m)
 - Sand, mit Steinsoble (s)
 - Bändersand (bs)
 - Kuitsand (z)
 - Mudda (y)
 - Schluff (u)
- Profil II :
- DL
 - Rohhumus
 - Ah (z.T. mit E)
 - Es
 - Bs
 - Galtg/Bgal
 - Gr
 - Mangwasser
 - Kalk
 - Wurzelbahnen
 - Tv
 - Ta, Ts
 - Bändchen-BT
- 1... 8 Punkte der Komplexanalyse

Flachwellige Platte	
Sandersande, z.T. periglazial entschichtet	z.T. Bändersande in der Tiefe
Eisenpodsol Sand-Eisenpodsol	Rosterde (Bändersand-unterlagerte) Sand-Rosterde
Bodentröckene, kaum besonders frostgefährdete	Platte mit Forstbestandsklima
GW-Tiefe sehr groß (> 20 dm)	GW-Tiefe groß (13-20 dm) GW-Tiefe (GW-Tiefegrad) (sehr groß) (13-20 dm) GW-Tiefe (sehr groß) (13-20 dm) GW-Tiefe (sehr groß)
Mächlagen mit vorwieg. vertikaler Wasserbewegung ohne oberird. Direktabfluß, aber mit Grundwasserabz.	
Schichten - Sickerwasser - Bodenfeuchteregime Perioden - Tiefgrundwasser - Bodenfeuchteregime	
Sauerklee - Blaubeeren - Kiefernforst	

- Relief
- Sedimente
- Bodentypen
- Bodenformen
- Geländeklima
- Grundwassertiefe
- Hydrolog. Lagebeziehungen
- Bodenfeuchte
- Vegetation



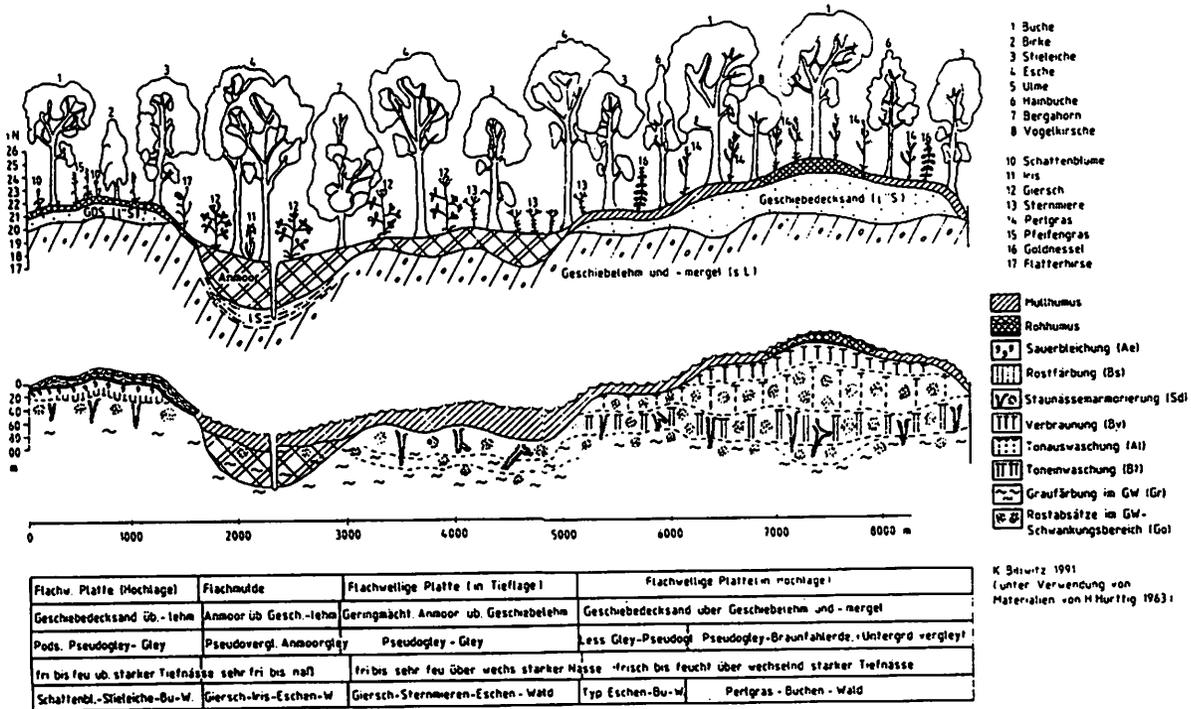
Trockene, sickerwasserabhängige Sand-Podssole und -Rosterden aus z.T. periglazial entschichteten Sandersanden (in der Tiefe z.T. Bändersande) auf Flachwelligen Platten ohne oberirdischen Direktabfluß mit Sauerklee-Blaubeer-Kiefernforsten

Trockene, periodisch im Untergrund grundwasser-beinflusste Sand-Braunpodsole und Sauerbraun-erden aus z.T. periglazial entschichteten Sandersanden (in der Tiefe z.T. Bändersande) auf welligen Platten ohne oberirdischen Direktabfluß mit Sauerklee-Blaubeer-Kiefernforst

Inhaltliche Beschreibung des Geotopyps (= Geokomplexform)

K. Billwitz 1990
(unter Verwendung von Materialien von Prade 1988)

Fig. 3: Landschaftsökologische Catena: Landschaftsgefüge der vorpommerschen staunässe- und grundwasserbestimmten Platten (unter Wald).



K. Böttger 1991
 (unter Verwendung von
 Materialien von H. Murrig 1963)

Sollen zum Zwecke der Erkenntnisgewinnung und für Korrelationsnachweise besonders dominante Merkmale in ihrer Bedeutung für die Veränderung des landschaftsökologischen Inhalts herausgearbeitet werden, konstruiert man landschaftsökologische Sequenzen (Fig. 4), Modelle, mit deren Hilfe man die von Fall zu Fall unterschiedlichen Abhängigkeiten zwischen einzelnen Merkmalen besonders herausstellt.

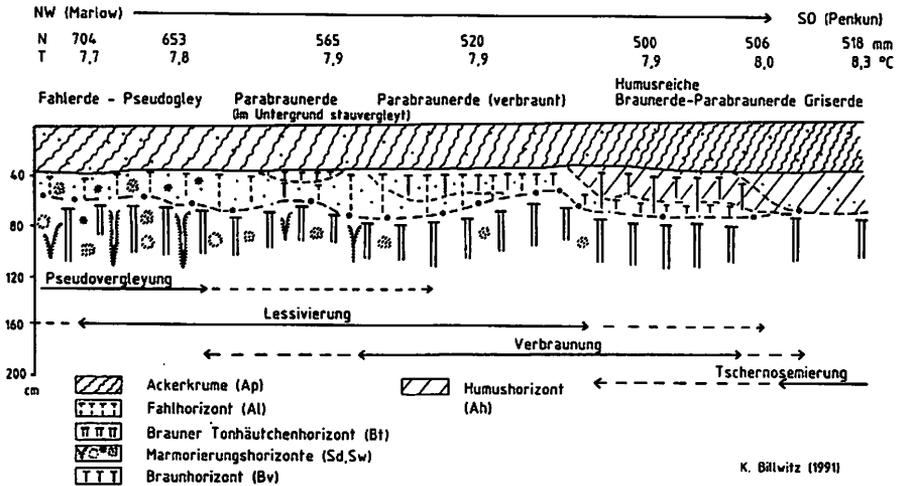


Fig. 4: Klima-Boden-Sequenz der ebenen übersandeten Grundmoränen Vorpommerns und Ostmecklenburgs.

Während sich Standortabfolgen und Kausalprofile vorzugsweise zur Aufdeckung kausaler Zusammenhänge in der topischen Dimension eignen, sind Catenen und ggf. auch Sequenzen aufgrund der ihnen zugrundeliegenden Abstraktionsnotwendigkeiten besonders auf den Erkenntnisgewinn in höheren Dimensionsstufen ausgerichtet. Äußerer Ausdruck dieser Sachverhalte ist die lagekonkrete Konstruktion von Standortabfolgen und Kausalprofilen mit genauen Anfangs- und Endkoordinaten in einer überschaubaren Erstreckung. Catenen und Sequenzen sind dagegen mit ihren Anfangs- und Endpunkten nicht genau festgelegt und erfassen zugleich größere Räume, damit landschaftsökologisch unterschiedliche Gefügestile und Anordnungsmuster erkennbar werden.

3. Einflüsse der Morphoskulptur auf die landschaftsökologische Differenzierung in unterschiedlichen Naturraum- und Landschaftstypen

Die besondere Regelfunktion des Reliefs in Verbindung mit dem Substrat wird bei allen vier methodischen Verfahren deutlich. Im folgenden soll die besondere Rolle der Morphoskulptur bei der landschaftsökologischen Differenzierung in unterschiedlichen Naturraum- und Landschaftstypen Vorpommerns beleuchtet werden.

3.1 Sandniederungen

Hier rufen kaum erkennbare Reliefunterschiede von bereits wenigen Dezimetern und die sich darauf einstellenden unterschiedlichen Grundwassertiefen beträchtliche landschaftsökologische Differenzierungen hervor, die sich besonders in der Boden- und Vegetationsausprägung widerspiegeln. Dadurch werden regelhafte Abfolgen von anhydromorphen Böden (z. B. Eisenhumuspodsole, Braunerde-Podsole, Sauerbraunerden usw. z. T. mit in der Tiefe einsetzender Vergleyung) über halbhydromorphe Böden (z. B. Podsol-Gleye und Gley-Podsole, Braunerde-Gleye usw.) zu vollhydromorphen Böden (Typ. Gleye, Naßgleye, Anmoorgleye, Moorgleye, Gleymoore, Torfböden) hervorgerufen. Die Vegetation paßt sich dieser unterschiedlichen Grundwassertiefe und Bodenausprägung und dem besonderen Charakter von Acidität und Trophie mit unterschiedlichen Ausprägungen z. B. des Sauerklee-Blaubeeren-Kiefernforstes über Pfeifengras-Kiefernforsten und Sumpfreitgras-Erlen-Birken-Moorwälder zu Frauenfarn-Erlenbruchwäldern an. Auf diese Art und Weise übernimmt die Vegetation als "ökologisches Hauptmerkmal" wesentliche Indikatorfunktionen auch für geringste Relief-(Substrat- und Boden-)unterschiede.

3.2 Moorniederungen

In den ebenen Moorniederungen bedingen Moorentwässerung und intensive Grünlandnutzung beträchtliche Mineralisierungsraten, so daß Torfschrumpfungs- und -abbauerscheinungen in großem Maße festgestellt werden. Diese führen zu erheblichen Moorsackungen, die bis zu 100 cm ausmachen können. Daher wird heute in den ehemals absolut ebenen Moorniederungen eine beträchtliche Mikroreliefierung deutlich, die oftmals die alten Oberflächen vor der Vertorfung wieder aktiviert. So durchragen heute oft Sandleisten, -kuppen und -platten die Niederungen. Als Folge davon bilden sich in den ehemaligen absolut hydromorphen Niederungen grundwasserabgesenkte Regosole heraus, die bei Kontaktverlust zum Grundwasser sogar extreme Trockenstandorte darstellen können. Nur ausgesprochen tiefe "Torflöcher" weisen schließlich

noch organogene Sedimente auf. Besonders in den perimarin Talungen und Küstenniederungen sackten die Oberflächen z. T. beträchtlich unter die NN-Marke, so daß umfangreiche Eindeichungs- und Zwangsentwässerungsmaßnahmen erforderlich wurden. Die gegenwärtig rasant ablaufenden Nutzungsveränderungen gerade in diesem Naturraumtyp erfordern Konzepte für eine landschaftsökologisch fundierte "Renaturierung".

3.3 Holozäne Küstenniederungen und Dünengebiete

Derartige Naturraumtypen mit den Reff-Riegen-Mustern alter Strandwallsysteme und Niederungen einschließlich der benachbarten Küstendünen widerspiegeln ebenfalls enge Beziehungen zwischen dem Strandwall- und Dünenrelief einerseits und der generellen landschaftsökologischen Differenzierung andererseits.

Die älteren, heute z. T. bis zu mehreren Kilometern im Küstenhinterland der Insel Usedom liegenden bogigen Längsrücken stellen z. B. teilweise überdünte Strandwälle mit Bildungszeiträumen vom Ende des Jüngeren Atlantikums bis zum Älteren Subatlantikum (etwa 5 500 ... 2 000 bP) dar. Spezifische Bodenbildungsprozesse ließen markante Eisenhumuspodsole mit verfestigten, über 20 cm mächtigen Bs-Horizonten entstehen. Hierauf stockt ein (eutrophierter) Sauerklee-Blaubeeren-Kiefernforst. In Siedlungsbereichen sind diese Standorte häufig bebaut.

Zwischen den Reffen findet man vermoorte Riegen mit Torfböden unter Graslandnutzung oder mit Feuchtheiden.

Die bogigen Längsrücken gehen bald in höherliegende, geradlinig-gestreckte Längsrücken über. Dazwischenliegende Riegen bleiben unvermoort, sind aber in der Tiefe grundwasserbeeinflusst. Der Bildungszeitraum dieser generell überdünten Strandwälle wird allgemein in die slawenzeitlich-mittelalterliche Transgressionsphase von der Zeitenwende bis ca. 1650 u. Z. gelegt. Die Jugendlichkeit des Sediments ließ lediglich schwach ausgeprägte Podsole mit gelb- bis graubraunen, unter 20 cm mächtigen Bs-Horizonten entstehen. Als Vegetation ist ein Heidekraut- sowie Hagermoos-Kiefernforst ausgebildet, der z. T. ebenfalls starke Eutrophierungserscheinungen zeigt.

Meist unvermittelt schließt sich strandwärts ein 8 ... 15 m hohes unregelmäßiges Steilkuppen-Wannen-Relief "echter Dünen" mit Bildungszeiträumen vom 17. bis 19. Jahrhundert an. Regosole und "Jungpodsole" mit initialer Podsolierung und generell fehlendem Bs-Horizont weisen lediglich saure

Rohhumusdecken auf. Oftmals sind in der Tiefe Podsole älterer überwehelter Dünengenerationen vorhanden. In der Regel werden die z. T. noch aktiven Dünen von Flechten-Kiefernforsten, z. T. von Silbergrasfluren bestanden. Neuzeitliche Aufforstungen schaffen teilweise laubholzreichere Wälder. Campingplätze und Bungalowsiedlungen dehnen sich insbesondere hier rasch aus.

Nur noch 2 ... 4 m über NN liegt der, wichtige Küstenschutzfunktionen wahrnehmende, abgeplattete Längsrücken des künstlichen Dünenreihens mit Regosolen und Strandroggen- und Strandhafer-Anpflanzungen. Es schließt sich hieran die geneigte Platte des Strandes an.

Die Farben der Bs-Horizonte bzw. der bodentypologisch kaum überprägten jüngeren Dünen waren bereits der ersten geologischen Spezialkartierung Anlaß, sog. Braun-, Gelb-, Grau- und Weißdünen zu unterscheiden, ohne damit selbstverständlich die gesamte landschaftsökologische Differenzierung voll erfaßt zu haben (vergl. auch BILLWITZ 1987).

3.4 Reliefstarke Endmoränen- und stark wellige bis kuppige Grundmoränengebiete

Diese Naturraumtypen zeigen ebenfalls deutliche landschaftsökologische Differenzierungen, die durch rezente Erosionserscheinungen weiter vertieft werden. Hier wirkt die Regelfunktion des Reliefs in besonderem Maße. Kappung der Böden und Abtrag der Substrate auf Kuppen und an Oberhängen, die Verteilung bzw. Ablagerung des Materials an Mittelhängen und die endgültige Akkumulation der verfrachteten Bodensubstanz in Senken, Dellen und am Hangfuß mit gleichzeitiger feuchtebedingter Anreicherung von organischer Bodensubstanz differenzieren die landschaftsökologische Arealstruktur beträchtlich. Ausdruck derartiger Verhältnisse ist das Kausalprofil aus einer kuppigen Grundmoränenlandschaft (Fig. 5).

Eigene sowie Untersuchungen des ehemaligen Forschungszentrums für Bodenfruchtbarkeit (FZB) in Müncheberg (u. a. MORGENSTERN 1986, SCHMIDT 1986, FRIELINGHAUS 1990) auf D-Standorten machen deutlich, daß erosive Prozesse auf Ackerschlägen bodenfruchtbarkeitsbestimmende Merkmale nachhaltig verändern können:

So stellen Kuppen und Oberhänge in Abhängigkeit von morphographischen (Position, Wölbung, Neigung u. a.) und Substratmerkmalen mehr oder weniger eindeutige Abtragspositionen dar. Auf nicht oder wenig übersandeten Grund-

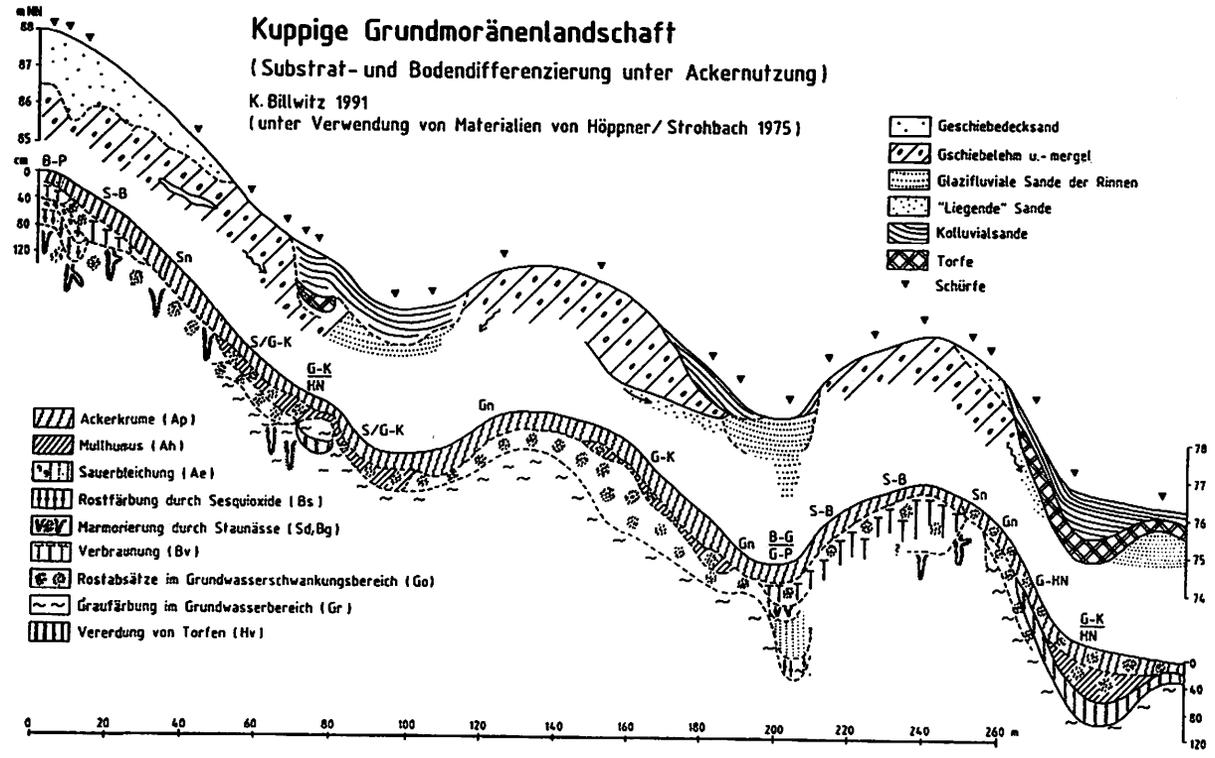


Fig. 5: Kuppige Grundmoränenlandschaft.

moränen haben sich deshalb durchweg gekappte Parabraunerden/ Fahlerden mit den leicht erkennbaren rötlichbraunen Bt-Horizonten an der Oberfläche oder gar Pararendzinen (Calcaric Regosols) mit deutlich helleren und kalkreichen Ackerkrumen herausgebildet. Humus- und Nährstoffgehalte (Nt, K, P, Mg - jeweils laktatlösl. -) sind stark reduziert. Auf tiefgründigen Sanden sind die Flächenanteile erodierter Böden naturbedingt geringer. Trotzdem wurden auch hier Pararendzinen, gekappte Sauerbraunerden und Braunerde-Podsole ("Rost-erden") und Regosole festgestellt.

Die Mittelhänge sind als Transitbereiche in der Ausprägung ihrer Bodenformen weitgehend indifferent. Hier trifft man i. d. R. noch "normale", nicht erosiv beeinflusste Böden. In Abhängigkeit von den auftretenden Substraten sind das Braunerden, Fahlerden und Parabraunerden in vielfältigen Übergängen zu Pseudogleyen. Auf Sanden nehmen Braunerden beträchtliche Flächenanteile ein.

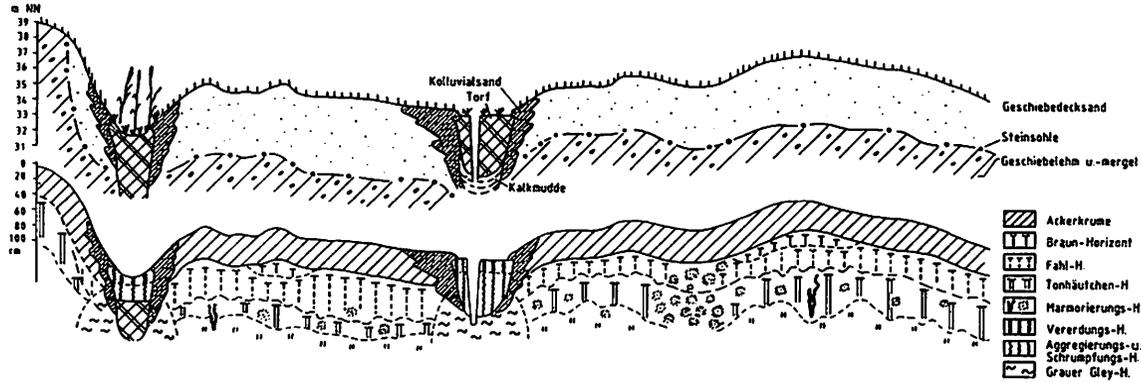
Die Unterhänge und Senken zeichnen sich durch vielfältige Gestaltmerkmale aus, verfügen über unterschiedlich große (Dellen-) Einzugsgebiete und zeigen relief- und substratabhängig unterschiedlich intensive Einflüsse von Grund-, Hang- und Stauwässern. Aus allen diesen Gründen sind Kolluvialmächtigkeiten, Humus- und Nährstoffgehalte, Hydromorphiemerkmale, Bodentypenausprägung und andere Merkmale sehr differenziert und bedürfen i. d. R. einer engmaschigen Erkundung. Verallgemeinern läßt sich allerdings, daß Unterhänge und Senken Pools für klastische und organische Bodensubstanzen sowie für Nährstoffe darstellen. Sobald die landschaftsökologischen Bedingungen zu ungünstig werden, bleiben diese von der Beackerung ausgespart und dokumentieren so nicht nur in den Bodenparametern, sondern auch in der Nutzung eine deutliche landschaftsökologische "Fraktur" (SCHMIDT 1986).

3.5 Ebene und flachwellige Grundmoränenplatten

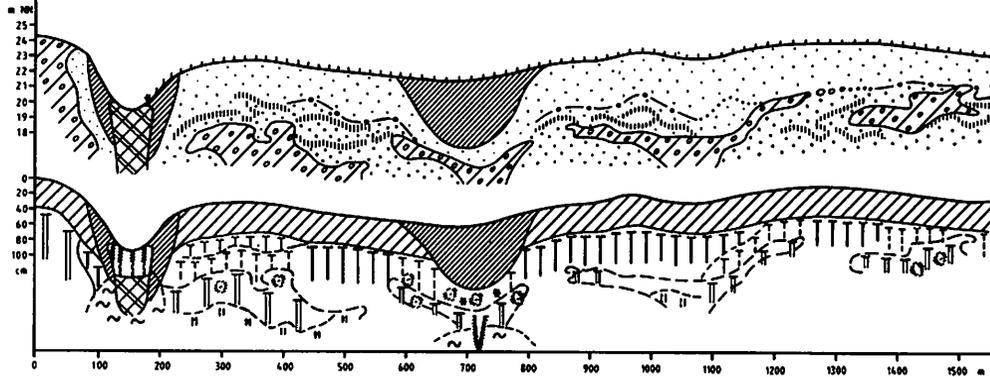
In Vorpommern sind für derartige Naturräume Grundmoränen unterschiedlicher, meist allerdings geringer Mächtigkeit (RÜHBERG 1987) charakteristisch. Diese sind unter geringmächtigen Geschiebedecksanden meist oberflächlich entkalkt. Sie lagern großflächig söhlig und werden nur teilweise in rundlichen oder gestreckten dellenartigen Hohlformen von z. T. mächtigen Sanden und Torfen überdeckt (vergl. den Bau von Grundmoränenplatten im Potsdamer Raum bei WEISSE 1982). Der landschaftsökologische Kontrast zwischen den Platten und den meist grundwasserbestimmten und torferfüllten Hohlformen ist beträchtlich. Er wird nur randlich durch die allenthalben anzutreffenden und z. T. mächtigen Kolluvialsande gemildert. Ansosten zeichnen sich die Platten

Flachwellige Grundmoränenplatte

a) mit söhligler Lagerung des Geschiebemergels /-lehms



b) mit lückigem Geschiebemergel/-lehm



K. Billwitz (1991)

Fig. 6 a, b: Flachwellige Grundmoränenplatte.

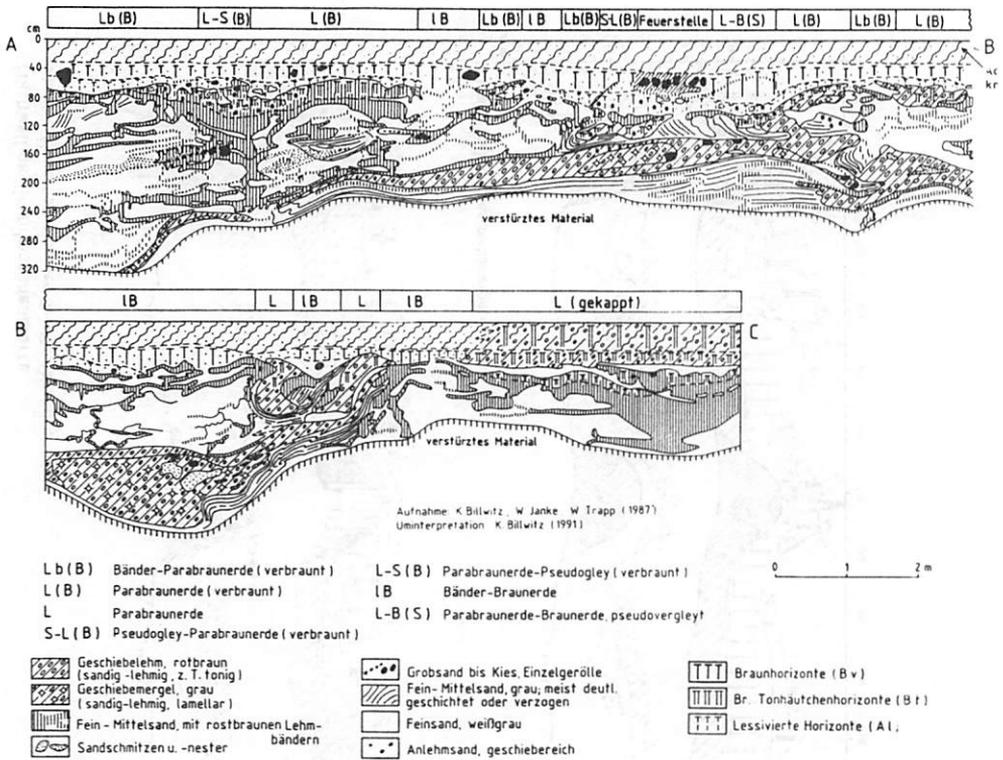


Fig. 7: Detail des Substrat- und Bodenaufbaus einer flachwelligen Grundmoränenplatte (Brüssow b. Greifswald).

durch eine hohe relative Homogenität aus, was auch durch die vereinheitlichende Nutzung gefördert wird (Fig. 6 a).

Oftmals werden aber auch flachwellige und ebene Grundmoränenplatten von gestauchten oder als Folge glaziärer/ periglaziärer Perstruktion in höchstem Maße deformierten Geschiebelehmen und -mergeln und ihren Begleitsedimenten aufgebaut. Hinter einer beeindruckenden Reliefhomogenität verbergen sich dann beträchtliche Substrat- und Bodendifferenzierungen. Diapirartige Sanddurchtragungen und an die Oberfläche gelangte Bändersande einerseits und unterschiedlich mächtige und unterschiedlich tief gelegene Moränenreste andererseits schaffen eine beträchtliche Substratheterogenität und damit auch eine hohe landschaftsökologische Differenziertheit auf kleinstem Raum (Fig. 7).

Nur die rezente Bodenbildung (Verbraunung) geht über die meisten Sedimente und über die subrezent gebildeten Böden hinweg. In ihren Versickerungs- und Kontaminationseigenschaften gibt es deshalb auch gravierende Unterschiede. Das Bildmodell (Fig. 6 b) muß diese sich ergebende landschaftsökologische Differenzierung in gebührender Weise berücksichtigen.

4. Schlußbemerkungen

Insgesamt läßt sich feststellen, daß generell in Jungmoränengebieten eine diffizile Reliefansprache sowohl mit statisch als auch mit funktional-dynamischen Merkmalen wesentliche Beiträge für die Erkenntnis landschaftsökologischer Raumstrukturen in der topischen Dimension zu leisten imstande ist. Andererseits vermag auch das Herausarbeiten landschaftlicher Zusammenhänge und die Nutzung der Indikatorfunktion anderer Komponenten in vielfältiger Weise rein "geomorphologisch" ausgerichtete Erkenntnisprozesse zu fördern.

Literatur

BARSCH, H., K. BILLWITZ, B. REUTER (1988): Einführung in die Landschaftsökologie. Lehrmaterial zur Ausbildung von Diplomfachlehrern Geographie. WTZ Potsdam

BARSCH, H. u. K. BILLWITZ (Hrsg.) (1990): Physisch-geographische Arbeitsmethoden. Herm. Haack Verlagsges. mbH Gotha

BILLWITZ, K. (1987): Landschaftssystematik und Landschaftsstruktur im Küstenbereich. - In: Wiss. Z. d. Univ. Greifswald, Math.-naturwiss. Reihe, 36. Jg., H. 2-3, S. 117-122

BILLWITZ, K. (1991): Rezente Geomorphodynamik im Jungmoränengebiet Vorpommerns und Wege ihrer Erkundung. - In: Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 89, Borntraeger Berlin/ Stuttgart, S. 7-20

FRIELINGHAUS, M., A. KOCCMIT, M. FRIELINGHAUS, D. DEUMLICH (1990): Wassererosion - ein ökologisches und ökonomisches Problem im Norden der DDR. - Postervortrag auf der 18. Wiss. Tagung der Bodenkdl. Ges. d. DDR, Frankfurt/ Oder

HAASE, G., R. DIEMANN, K. MANNSFELD, H. SCHLÜTER (1985): Richtlinie für die Bildung und Kennzeichnung der Kartiereinheiten der "Naturtypen-Karte der DDR im mittleren Maßstab". - In: Wiss. Mitt. d. Inst. f. Geogr. u. Geoökologie d. Ak. d. Wiss. d. DDR, Sonderheft 3, Leipzig

JANKE, W. (1989): Einige Aspekte der spätglazialen Entwicklung im Nordosten der DDR. - unveröffentlichtes Manuskript, Greifswald

KUGLER, H. (1964): Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage großmaßstäbiger geomorphologischer Kartierung. - In: Wiss. Veröff. d. Dt. Inst. f. Länderkunde, N. f. 21/22, Bibliograph. Inst. Leipzig, S. 541-654

LESER, H. (1976): Landschaftsökologie. Ulmer Stuttgart

LESER, H. u. H.-J. KLINK (Hrsg.) (1988): Handbuch und Kartieranleitung Geoökologische Karte 1 : 25 000. - In: Forschungen zur dt. Landeskunde, Bd. 228, Trier

MEHNERT, A. (1991): Das landschaftliche Kausalprofil im Rahmen des Erkenntnisprozesses über das Wesen der Landschaft in der Geographieausbildung. Diplomarbeit Geograph. Inst. der Univ. Greifswald

MORGENSTERN, H.: Zu Ursachen der Variabilität von Bodenparametern auf landwirtschaftlich genutzten Schlägen der D-Standorte. Materialien zur Bodenprozeßforschung 1986/2. FZB Müncheberg 1986

PAFFEN, K. (Hrsg.) (1973): Das Wesen der Landschaft., Wiss. Buchgesellschaft Darmstadt

RÜHBERG, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. - In: Z. geol. Wiss., Berlin, Bd. 15, S. 759-767

SCHMIDT, R.: Catena-Typen der Bodengesellschaften der D-Standorte. Materialien der Bodenprozeßforschung 1986/1. FZB Müncheberg 1986

TRAPP, W. (1988): Die Arealstruktur der Bodendecke in den Einzugsgebieten Lodmannshagener und Hanshagener Bach. - Diplomarbeit, Geograph. Inst., Greifswald

VAGELER, P. (1940): Die Böden Afrikas vom Standpunkt der Catena-Methode. - In: Mitt. d. Gruppe Dt. Kolonialw. Unternehmungen, Bd. 2)

WEISSE, R. (1982): Verallgemeinerte Ergebnisse zum inneren und äußeren Bau von Grundmoränenplatten im Potsdamer Raum. - In: Peterm. Geogr. Mitt., Gotha, S. 103-111

ZUR ANWENDUNG VON BODENKARTEN BEI LANDSCHAFTSÖKOLOGISCHEN FRAGESTELLUNGEN

von Johannes Botschek und Armin Skowronek

Herrn Prof. Dr.Dr.Dr.h.c. Eduard Mückenhausen
zur Vollendung des 85. Lebensjahres

Zusammenfassung

Böden haben unterschiedliche Funktionen in landschaftlichen Ökosystemen und stellen das am intensivsten genutzte Naturobjekt dar. Bodenkarten bieten wertvolle Informationen über die Verteilung der Böden und ihre Eigenschaften und spielen deshalb eine wichtige Rolle bei der Lösung landschaftsökologischer Probleme. An einigen willkürlich ausgewählten Beispielen wird die Aussagefähigkeit verschiedener nordrhein-westfälischer Bodenkarten demonstriert.

Summary

Soils have different functions in landscape-ecosystems and they represent the most intensively used natural object. Soil maps are useful sources of information about soil distribution and soil characteristics and therefore play a significant part in solving of geocological problems. Several arbitrarily chosen examples demonstrate the potential of various Northrhine-Westfalian soil maps.

1. Einleitung

Böden sind das stoffliche Resultat der Durchdringung von Litho-, Atmo-, Hydro- und Biosphäre (MATTSON 1938). Sie stellen damit einen eigenständigen, hochkomplexen Naturkörper dar. Besondere Eigenschaften wie Wasserhaltevermögen und Ionenumtausch machen sie zum Träger der Primärproduktion (Land- und Forstwirtschaft). Aber auch andere Nutzungsansprüche (Baugrund, Lagerstätte, Deponie usw.) betreffen die Bodendecke direkt und verändern sie. Der Boden ist das am intensivsten genutzte Naturobjekt schlechthin.

Darüber hinaus nehmen Böden wegen ihrer besonderen Struktur und Dynamik sowie aufgrund ihrer Lage im Stockwerkbau der Landschaft eine zentrale Stellung in terrestrischen Ökosystemen ein. Darin erfüllen sie wichtige Funktionen wie z.B. die Regulation des Wasserhaushaltes, die Filterung fester

suspendierter Stoffe, die Pufferung gasförmiger und gelöster Stoffe oder die Transformation organischer Substanzen (BRÜMMER 1978). Landschaftsökologische Aussagen sind daher ohne Einbeziehung pedologischer Erkenntnisse nicht möglich oder sinnvoll (vgl. KLINGE 1961).

2. Bodenkundliche Karten

Der Inhalt von Bodenkarten bezieht sich auf:

- a) Einzelmerkmale des Bodens, z.B. den natürlichen Kalkgehalt oder
- b) Merkmalskombinationen, z.B. die Bodenart als Verknüpfung der verschiedenen Korngrößenanteile oder
- c) den Boden als Ganzes bzw. wesentliche Teile des Komplexes, z.B. den genetischen Bodentyp oder die Bodenform.

Je nach Darstellungsziel erhält man Analytische Bodenkarten mit Einzelmerkmalen oder Synthetische Bodenkarten mit komplexem Inhalt (vgl. HOLLSTEIN 1963; HAASE 1971).

Weiterhin können Bodenkarten nach ihrem Maßstab in Detailkarten (1:5 000 und größer), in großmaßstäbige (1:10 000 bis 1:50 000), mittelmaßstäbige (1:100 000 bis 1:300 000) und kleinmaßstäbige (kleiner als 1:300 000) Karten unterteilt werden. Die Generalisierung bewirkt, daß schon in großmaßstäbigen Bodenkarten zu Bodengesellschaften (=Bodeneinheiten) zusammengefaßt werden muß.

Angesichts der vielfältigen Nutzungsansprüche an den Boden und zahlreicher Planungsaufgaben gewinnt die Anwendung von Bodenkarten überall zunehmend an Bedeutung (MÜCKENHAUSEN 1980, S. 7). In einigen deutschen Bundesländern werden für konkrete Fragestellungen aus synthetischen Bodenkarten (Grundlagenkarten) bereits sog. Auswertungskarten abgeleitet. So dient z.B. die Bodenkarte der Bodenbestandsaufnahme Baden-Württemberg 1:25 000 Blatt 6417 Mannheim-Nordost der Ableitung folgender planungsrelevanter Auswertungskarten: "Hinweise zur Unterbodenlockerung ackerbaulich genutzter Flächen", "Eignung der Böden für die land- und forstwirtschaftliche Rekultivierung", "Erosionsanfälligkeit und Verschlämbarkeit des Oberbodens", "Wichtige Faktoren des Pufferungsvermögens der Böden", "Wichtige Faktoren des Wasserhaushalts der Böden", "Grundwasserneubildung aus Niederschlag", "Potentielle Nitratverlagerung in landwirtschaftlich genutzten Böden" und "Bindevormögen der Böden für Schadstoffe". Bodenkarten enthalten offensichtlich eine Fülle von Informationen und Daten, die für die verschiedensten Zwecke nutzbar sind.

Das klassische Beispiel einer ökologischen Bodenkartenauswertung stammt von DAHMEN und DAHMEN (1973). Hier wurde auf der Grundlage der Bo-

denkarte von Nordrhein-Westfalen 1:50 000 Blatt L 4704 Krefeld erfolgreich versucht, die folgenden vier, ökologisch wirksamen Bodeneigenschaften gleichzeitig in einer Auswertungskarte darzustellen: Wasserangebot, Säuregrad, Durchlüftung und Nährstoffgehalt. Neben der Überwindung der großen Darstellungsprobleme bestand die entscheidende Schwierigkeit in der Bildung ökologisch gleicher Bodeneinheiten, da diese nicht immer mit den Bodeneinheiten (Bodengesellschaften) der Grundlagenkarte identisch sind.

Die volle landschaftsökologische Bedeutung der aus bodenkundlichen Grundlagenkarten entnehmbaren Daten wird noch einmal bei der Erstellung der Geoökologischen Karte 1:25 000 (GÖK 25) sichtbar. Diese jüngste Initiative der Geographie im Bereich Landschaftsökologie zielt auf einen breiten Nutzerkreis (LESER 1988, S. 37) und erarbeitet derzeit Musterblätter. So basiert die Geoökologische Karte von BRÄKER (1988) auch auf Bodenschätzungskarten und eigenen bodenkundlichen Kartierungen. Die GÖK selbst ist inhaltlich einer Bodenkarte sehr ähnlich. Ebenso konnte GLAWION (1988) auf einer Bodenkarte 1:25 000 aufbauen und u.a. Bodenarten(schichtung), Gründigkeit, Grundwasserflurabstand, Stau- und Hangwassereinfluß, nutzbare Feldkapazität und oberflächennah anstehendes Festgestein als "geoökologische Strukturgrößen" aus der Bodenkarte übernehmen.

Insgesamt zeigt sich, daß Bodenkarten hervorragende Datenträger sind und auch bei landschaftsökologischen Fragestellungen sowie bei Problemen des Umweltschutzes eingesetzt werden können, sollen und müssen.

3. Praktische Beispiele für eine Anwendung von Bodenkarten bei landschaftsökologischen Fragestellungen in Nordrhein-Westfalen

Aus der Fülle der zu bewältigenden ökologischen Probleme werden im folgenden nur einige herausgegriffen. Sie betreffen die Raumplanung und die gegenwärtige Landnutzung in Nordrhein-Westfalen. Dazu werden Bodenkarten verschiedener Maßstäbe herangezogen¹.

¹Eine graphische Darstellung der jeweiligen Karteninhalte ist an dieser Stelle nicht möglich. Sie wurden im Vortrag am 2. Oktober 1991 anhand von Farbdiapositiven der Bodenkarten vorgestellt und dann problemorientiert interpretiert. Für ein besseres Verständnis des Textes empfiehlt es sich daher, die angesprochenen Karten bereitzulegen und darauf die Anwendungsbeispiele nachzuvollziehen.

3.1 Agrarökologische Raumgliederung von Nordrhein-Westfalen auf der Grundlage der Bodenübersichtskarte 1:300 000

Die klassische Naturräumliche Gliederung Deutschlands wird zunehmend von landschaftsökologischen Raumgliederungen abgelöst, weil diese zweckgebunden sind und quantitative Aussagen besonders der abiotischen Geofaktorenkomplexe anstreben (vgl. FINKE 1986, S. 87 ff.). Nach KLINK (1972, S. 9) ist die "integrale Aussagefähigkeit" von Boden und Bodenwasserhaushalt besonders wichtig. In Nordrhein-Westfalen versucht man derzeit durch Verknüpfung der drei Grundkomponenten: geologischer Untergrund und Beschaffenheit, morphologische Ausprägung sowie bodenkundliche Beschaffenheit eine landschaftsökologische Raumgliederung zu erreichen (HERFORTH 1990). Aber schon die Kenntnis der bodenkundlichen Ausstattung allein kann eine ausreichende Grundlage für die Ausscheidung ökologischer Einheiten bilden, wie für Teile von Niedersachsen demonstriert wurde (SCHULZ 1972; RITTMER 1989).

Die "Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:300 000", 1953 von MÜCKENHAUSEN und WORTMANN publiziert, wurde zum großen Teil in größeren Maßstäben aufgenommen und auf den Maßstab 1:300 000 verkleinert. Daraus resultiert die hohe bodenkundliche und topographische Auflösung der Karte. Bei ihrer Erstellung standen landwirtschaftlich relevante Bodeneigenschaften und insbesondere Fragen der natürlichen Bodenfruchtbarkeit im Vordergrund, aber diese Themen nehmen in den Erläuterungen (MÜCKENHAUSEN u. WORTMANN 1958) mehr Raum ein als in der Karte oder Legende. Beispiele für eine gezielte Isolierung und Darstellung von - besonders agrarökologisch wichtigen - Bodeneigenschaften geben die Tafel 3 "Lößböden von Nordrhein-Westfalen (Bodentypen)", die Tafel 4 "Böden mit guter Kalziumversorgung (karbonatisch und silikatisch gebunden sowie als Ca-Ion im Komplex)", weitere Tafeln zeigen die "Wasserkapazität der Böden" (5), die "Staunässeböden (Staunässegleye)" (6), den "Humuszustand der Böden" (7) und "Podsolierte, verarmte, saure Böden (teils gleichzeitig staunass)" (8), sie stellen auch die "Bodenerosionsgefahr durch Wasser" (9) und die "Natürliche Güte der Böden" (10) dar. Alle genannten Themen liegen im Erläuterungsheft kleinermaßstäbig als Auswertungskarten (schwarz-weiß) zur Bodenübersichtskarte 1:300 000, also für das ganze Bundesland, vor. Sie können wegen des gleich gehaltenen Maßstabs direkt miteinander verglichen bzw. verschnitten werden.

Das aussagekräftigste Darstellungsmittel der Grundlagenkarte, die Farbe, repräsentiert die Bodenart oder gibt sogar schon Hinweise auf das Ausgangsmaterial (z.B. Löß). Zusammen mit den Angaben zum Basen- und Nährstoffvorrat, zur Basensättigung und zur Gründigkeit der Böden ermöglicht die Kenntnis der Bo-

denart damit weitreichende Aussagen zum Stoffhaushalt landschaftlicher Ökosysteme und ist daher als Kriterium für eine agrarökologische Raumgliederung geeignet:

Leichte, nährstoffarme, aber oft von tonreicheren und damit abdichtenden Schichten unterlagerte Böden sind kennzeichnend für große Teile der Westfälischen Tieflandsbucht und das Mindener Flachland sowie für die von den Sanden der Dümmer Geestniederung beeinflussten Landschaften nordwestlich von Minden und nördlich von Ibbenbüren. Trotz geringer Nährstoffkapazität und starker Austrocknungsneigung werden die Böden intensiv landwirtschaftlich genutzt.

Dagegen finden sich im Kernmünsterland, am Südhang des Tecklenburger Osning, am Haarstrang, in Teilen des Suederberglandes, vor allem aber im Oberen Weserbergland schwere bis mittlere, nährstoffreiche und häufig flachgründige Böden. Die Art ihrer Nutzung hängt von den geomorphologischen Verhältnissen und der Gründigkeit ab.

Charakteristisch für den Südosten des Suederberglandes sind schwere, nährstoffarme und flachgründige Böden. Absoluten Vorrang hat hier die waldbauliche Nutzung.

Im Norden und Westen dieser Großlandschaft sind die Böden in der Regel wieder etwas nährstoffreicher, die Textur ändert sich allerdings nicht. Auch hier hat die forstliche Nutzung einen hohen Stellenwert.

Die Böden beiderseits des Rheins sind in Nordrhein-Westfalen meist mittelschwer bis leicht, nährstoffreich und tiefgründig und werden agrarisch entsprechend intensiv bewirtschaftet.

Als eigene agrarökologische Einheit sind die Böden der Börden zu sehen. Sie zeichnen sich durch eine ausgeglichene Körnung, Nährstoffreichtum und Tiefgründigkeit aus.

Das Niederrheinische Tiefland, die Westfälische Tieflandsbucht und das Untere Weserbergland verfügen über von Lößlehm geprägte Bereiche mit mittelschweren bis schweren, nährstoffarmen und tiefgründigen Böden, die landwirtschaftlich genutzt werden.

3.2 Biotopentwicklung im Naturschutzgebiet Wahner Heide: Identifizierung geeigneter Flächen mit Hilfe der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:50 000 Blatt L 5108 Köln-Mülheim

Das ca. 10 km lange und 4 km breite Naturschutzgebiet Wahner Heide gehört im wesentlichen zur Unteren Mittelterrasse des Rheins zwischen Troisdorf und Porz (vgl. KREMER u. CASPERS 1982, S. 12 f.). Außer Sanden und Kiesen dieser Flußaufschüttung stehen noch weitflächig devonische Tonsteine, tertiäre

Sande und Tone sowie feinkörnige Quartärsande an. Dies bedingt über die Bodenbildung sehr unterschiedliche Standortpotentiale.

Das im Ballungsraum Köln-Bonn gelegene Naturschutzgebiet Wahner Heide ist von jeher starken Belastungen ausgesetzt, z.B. als Standort des Flughafens Köln/ Bonn, als militärisches Übungsgebiet oder als Naherholungsraum, um nur die wichtigsten Nutzungsansprüche zu nennen. Neben der Erhaltung noch weitgehend intakter Ökosysteme (Heidemoore, Bruchwälder u.a.) gilt es, "degradierte, stark veränderte oder gar zerstörte Biotope zu regenerieren, zu renaturieren oder ganz neu zu gestalten" (SCHUMACHER 1989, S. 265).

Das Blatt L 5108 Köln-Mülheim, auf dem die Wahner Heide nur einen begrenzten Ausschnitt einnimmt, ist Bestandteil des Kartenwerkes "Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:50 000", welches das ursprüngliche Kartenwerk im Maßstab 1:25 000 ersetzt und bald flächendeckend vorliegen wird (vgl. MERTENS 1973; HEIDE 1989). Die einzelnen Karten werden ohne Erläuterungen herausgegeben, enthalten aber in der Randaufstellung drei Abschnitte mit folgenden Informationen:

1. Bodeneinheiten mit Angaben über
 - Bodenart und Ausgangsgestein (Spalte 1)
 - vorherrschende und begleitende Bodentypen bzw. Subtypen der jeweiligen Bodeneinheit sowie Geologie des Substrats (Spalte 2)
 - Charakteristika der Bodeneinheiten wie Wertzahlen der Bodenschätzung, bodenartlicher Gesamtcharakter, Vorkommen, Bodennutzung, Ertragsleistung, Bearbeitbarkeit, Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe, nutzbare Wasserkapazität, Wasserdurchlässigkeit, Grundwasserschwankungsbereiche und Staunässegrade sowie Besonderheiten (Spalte 3)
2. Wasserverhältnisse mit Angaben über
 - Grundwasser (mittlerer Stand unter Flur)
 - Staunässe (schwach, mittel, stark)
3. Sonstige Angaben zu Grenzlinien der Bodeneinheiten und zur Kennzeichnung des Kalkgehaltes.

Da der Schutz und die Entwicklung von Biotopen anthropogen unveränderte Wasser- und Nährstoffverhältnisse voraussetzen, kommt den o.g. differenzierten Karteninhalten höchste Bedeutung bei der Ausweisung geeigneter Standorte zu. Wenn z.B. die Entwicklung von Heidemooren, von Feucht- oder Trockenheiden, von naturnahen bis natürlichen Laubwäldern oder von Dünenvegetation angestrebt wird, so lassen sich die jeweiligen Standortansprüche auf der Grundlage dieser Bodenkarte ohne größeren Aufwand flächenmäßig kennzeichnen. Eine Dünenvegetation würde man dann nur auf der Bodeneinheit pB8 (= Podsol-Braunerde, z.T. Braunerde) aus mindestens 8 dm mächtigem Sand mit geringer Wasser- und Nährstoffkapazität ansiedeln, während für eine Feuchtheide überwiegend die Bodeneinheit S5 (=Pseudogley) aus lehmigem

(bis stark lehmigem) Sand mit mittlerer Sorptionsfähigkeit für Nährstoffe in Frage käme.

3.3 Baugrundgeologische Folgerungen aus der Bodenkarte des Naturparks Siebengebirge 1:25 000

Das älteste deutsche Naturschutzgebiet dient mit seinen 4200 ha Naturpark nahezu 3,5 Mio Menschen jährlich als Erholungsraum. Es ist zu 93 % mit Wald bedeckt, der größtenteils forstlich genutzt wird. Inzwischen sind 200 km Wanderwege, Wildgehege, Aussichtsplätze, Ruhebänke, Schutzhütten, Parkplätze, Gaststätten, Cafés und Hotels entstanden. Unterhaltung und Erweiterung dieser Infrastruktur bedürfen der sorgfältigen Berücksichtigung des Baugrundes, denn dieser ist petrographisch bzw. pedologisch sehr vielfältig und reagiert z.T. sensibel auf die verschiedenen Baumaßnahmen. Die Planung und die gegenwärtige Nutzungspraxis sollten daher auch ständig die bodenkundliche Ausstattung im Auge behalten.

Die eigens für das Gebiet des Naturparks erstellte Bodenkarte im Maßstab 1:25 000 von BURGHARDT (1979) ist im Prinzip genauso aufgebaut wie die Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:50 000. Sie liefert eine Reihe von Anhaltspunkten, die unerwünschte Folgen von Baumaßnahmen vermeiden helfen.

Das durch tiefeingeschnittene Täler und Tälchen stark gegliederte Relief erzwingt einen besonderen ingenieurtechnischen Aufwand für viele Bauten. Die Situation im Siebengebirge wird kompliziert durch die weite Verbreitung schluffreicher und daher erosionsanfälliger Böden. Diese sind oft auch noch durch Druckempfindlichkeit und Verschlammungsneigung gekennzeichnet. Baumaßnahmen müssen auf diese Bodeneigenschaften abgestimmt werden.

In ebenen, aber auch in hängigen Lagen zeigt die Bodenkarte große Areale mit staunassen Böden, die ebenfalls eine starke Schluffkomponente aufweisen und damit ähnliche Probleme hervorrufen. Dazu kommt die zeitweilige Vernässung, deren Grad durch entsprechende Symbole verdeutlicht wird. Bestimmte Nutzungen, wie z.B. ein Rastplatz, sind dann auf der Bodeneinheit S22 (Pseudogley aus steinigem und grusigem tonigem Lehm) von vornherein ausgeschlossen. Andere Maßnahmen, z.B. der Bau eines festen Gebäudes, erfordern spezielle Sicherungsmaßnahmen gegen eindringendes Wasser. Eine Straße an einem Hang mit der Bodeneinheit B35 (Braunerde, stellenweise Pseudogley-Braunerde) ist vor Hangrutschungen und vor Blockierung mit Sediment nach Starkregenereignissen zu schützen.

3.4 Forstökologische Standortkennzeichnung im Naturpark Kottenforst anhand der Bodenkarte 1:10 000

Die Forstwirtschaft ist viel stärker auf eine den natürlichen Bedingungen angepasste Bewirtschaftung angewiesen als die agrarische Nutzung. Die lange Umtriebszeit schränkt die in der Landwirtschaft übliche, intensive Bestandesführung mit Bodenbearbeitung, Düngung und Pflanzenbehandlung ein und zwingt zur Beachtung der standortkundlichen Verhältnisse bei allen waldbaulichen Entscheidungen und Maßnahmen. Die wichtigste Entscheidung fällt bei der Wahl der Baumarten, die nur dann eine rationelle und erfolgreiche Bewirtschaftung gewährleistet, wenn sie die ökologischen Bedingungen des Standortes berücksichtigt. Aber auch die natürliche Verjüngung der Bestände, die Integration anderer Baumarten und Pflegemaßnahmen sind von dieser Voraussetzung abhängig.

Der Kottenforst, auf der Unteren Hauptterrasse des Rheins südwestlich von Bonn gelegen, ist ein alter Herrschaftswald, der heute als Naturpark ähnlichen Nutzungsbeanspruchungen ausgesetzt ist wie das Siebengebirge (vgl. KREUER 1975). Die bodenkundliche Aufnahme im Maßstab 1:10 000 erfolgte im Rahmen der Forst-Bodenkartierung des Landes Nordrhein-Westfalen durch das Geologische Landesamt und enthält 4 Blätter, die auch erläutert sind (BUTZKE 1978). Die Informationen der Kartenlegende (für die Blätter 1, 2 u. 3) gliedern sich in zwei Abschnitte:

1. Bodeneinheiten mit

- Bodeneinheitensymbol, Bodenartenschichtung
- Kurzbezeichnung der Bodeneinheit
- Gründigkeit und Ausprägungsgrad der Bodentypenmerkmale
- Grundwasser- oder Staunässeeinfluß, durchschnittlicher Wasserhaushalt
- Waldhumusformen und Oberbodenzustand
- Ausgangsgestein
- Vorkommen
- Bemerkungen

2. Zusätzliche Zeichen und Signaturen für

- Waldhumusformen als Ausdruck des biologischen Zustandes des Oberbodens (Zustandsstufe)
- Grad der Podsoligkeit
- Grad der Bleichung des Oberbodens (Naßbleichung)
- Grad der Vernässung (Art und Stärke, Dauer)
- Grund- und Hangwassereinfluß, besondere Wasserzeichen (Art und Stärke des Wassereinflusses, Calcium-Gehalt des Wassers)
- Sonstige Angaben
- Abkürzungen für Bodenarten und Gesteine.

Diese Datengrundlage der Bodenkarte 1:10 000 wird im folgenden zur forst-ökologischen Standortkennzeichnung am Beispiel der verbreiteten Bodeneinheit S333 (=Pseudogley, stark ausgeprägt) für einen Standort (R ²⁵7630, H⁵⁶1480) herangezogen, der zur Zeit auch Gegenstand anderer bodenkundlicher Untersuchungen ist (SKOWRONEK u. WEYER 1991).

Der aus über 80 cm mächtigem, schluffigem Lehm über schluffig-tonigem Lehm und verfestigtem kiesigem Untergrund entstandene, stark ausgeprägte, bis 1 m unter Flur vernäbte Pseudogley ist sehr tief entwickelt und weist unter dem 80-90jährigen Fichtenbestand die Humusform Moder mit Übergängen zu Rohhumus auf, so daß auch die schwache Podsolierung nicht verwundert. Humusform und Podsoligkeit belegen, daß die Fichte hier nicht die standortgerechte Baumart sein kann. Ihre Durchwurzelung konzentriert sich wegen Stauässe ohnehin nur auf den Oberboden, was wiederum die Windwurfgefahr erhöht. Unabhängig von der (analytisch zu kennzeichnenden) generell starken Versauerung der Kottenforstböden wären also aus den Informationen der Bodenkarte ganz andere Baumarten als standortgerecht abzuleiten: Winterlinde, Hainbuche und Stieleiche. Diese könnten die in Pseudogleyen häufig auftretende sommerliche Austrocknung wesentlich besser kompensieren als Nadelhölzer. Außerdem bewirkten sie einen guten biologischen Zustand der Böden mit der Humusform Mull, so daß auch die Strukturschwäche dieser schluffreichen Böden, z.B. gegenüber Befahrung mit schweren Rückefahrzeugen, nicht so krasse Folgen hätte wie unter Fichte.

Eine derartige Interpretation und Anwendung der Bodenkarte 1:10 000 war letztlich auch leitend für die Ausscheidung von Standortstypen und für Vorschläge zur Baumartenwahl im Rahmen der später erfolgten Forstlichen Standortskartierung (vgl. DOHMEN u. DORFF 1984, S. 83 ff.) oder für die forstökologische Standortsgliederung im zugehörigen Wuchsbezirk (vgl. DOHMEN 1985, S. 31 ff.).

3.5 Erosionsgefährdung im Pleiser Hügelland, abgeleitet aus der Bodenkarte auf der Grundlage der Bodenschätzung der Deutschen Grundkarte 1:5 000 Vinxel

Bodenerosion ist in Agrarlandschaften allgemein verbreitet. Schutzmaßnahmen können von jedem Landwirt schlagbezogen durchgeführt werden (WOLFGARTEN 1989), durch Flurneuordnung im Rahmen der Flurbereinigung kann ein anderer Faktor, die erosionswirksame Hanglänge, beeinflußt werden (SCHWERTMANN 1982; SOKOLLEK u. WULFF 1984). Voraussetzung für einen sinnvollen Erosionsschutz sind jedoch sichere Aussagen über die Bodenverhältnisse auf den landwirtschaftlichen Nutzflächen in großem Maßstab. Informationen dieser Art bietet nur die Reichsbodenschätzung, auf deren

Grundlage in Nordrhein-Westfalen ein bodenkundliches Kartenwerk erstellt wurde, das inzwischen 81 % der landwirtschaftlichen Nutzfläche abdeckt (HEIDE 1989).

Am Beispiel eines Ackerschläges im lößbedeckten Pleiser Hügelland, auf dem Versuchsgut Frankenforst der Landwirtschaftlichen Fakultät der Universität Bonn kann die Bedeutung der kartographischen Umsetzung der Bodenschätzung in den Maßstab 1:5 000 für die Ermittlung der Erosionsgefährdung demonstriert werden. Die Bodenschätzung für diese Fläche lautet: L 3 Lö 76/78. Nach einer, von verschiedenen Autoren (SCHMIDT u. WITTMANN 1984; VOGL u. BECHER 1985; AUERSWALD 1986) entwickelten Methode läßt sich die Erodierbarkeit des Bodens in einer Weise berechnen, daß sie als sog. K-Faktor in die Allgemeine Bodenabtragungsgleichung (ABAG) eingehen kann. Aus der o.g. Bodenschätzung ergibt sich danach (erwartungsgemäß) eine relativ hohe Erodierbarkeit von 0,55, ein Wert, der auch empirisch bestätigt wird (vgl. ODINIUS 1991, unveröff.).

Auch andere Faktoren der ABAG wie Hanglänge (L) und Hangneigung (S) können aus der Bodenkarte auf der Grundlage der Bodenschätzung ermittelt werden. Da die Deutsche Grundkarte Vinxel auf dieser Fläche Isohypsen mit einer Äquidistanz von 1 m enthält, kann die Hangneigung für diskrete Hangabschnitte sehr genau ermittelt werden. Eine Diskretisierung wäre nötig, weil der Hang komplex aufgebaut ist, die ABAG aber nur zur Berechnung homogener Hangabschnitte geeignet ist. Darüber hinaus enthält die Karte umfassende Profilbeschreibungen der Böden, so daß auch Aussagen zur Bodenerosionsgeschichte möglich werden (vgl. ARENS 1960).

3.6 Abschätzung des pflanzenverfügbaren Wassers in Auenböden, dargestellt am Beispiel der Bodenkarte Wiesengut 1:2 000

Die fluviale Entwicklung von Auen beinhaltet auch die Ausbildung sehr unterschiedlicher Sedimentfazies. Die meist gleichförmige Bodentypologie in den jüngeren Hochflutablagerungen täuscht daher oft über den vertikalen und horizontalen Bodenartenwechsel in Substrat und Untergrund hinweg. So können z.B. Kiese und Sande sehr hoch anstehen und den Bodenwasserhaushalt entscheidend beeinflussen. Angesichts der weitverbreiteten agrarischen Nutzung von Auenlandschaften muß die Pflanzenproduktion diese Standortunterschiede berücksichtigen, Bewässerung ist deshalb keine Seltenheit.

Eine vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen 1985 eigens für ein Versuchsgut der Landwirtschaftlichen Fakultät der Universität Bonn an der unteren Sieg erstellte bodenkundliche Aufnahme, die "Bodenkarte Wiesengut sowie des Nachbarbetriebes Hörde mann Maßstab 1:2 000", enthält in ihrer Legende u.a. eine differenzierte Beschreibung der Bodenartenschichtung. Als

Bodentyp ist im gesamten Kartenausschnitt lediglich der Braune Auenboden ausgewiesen (vgl. WARSTAT 1985).

Mit Hilfe der Texturangaben der Bodenkarte und den Tabellen der "Bodenkundlichen Kartieranleitung" der AG BODENKUNDE (1982, S. 145 ff.) können nun die nutzbare Feldkapazität (nFK) als Maß für das Wasserspeichervermögen sowie die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes (nFKWe) abgeschätzt werden. Die Bodeneinheit A34, ein Brauner Auenboden aus 10-20 dm mächtigen lehmig-schluffigen bis sandig-schluffigen Flußablagerungen über Kiesen und Sanden der Siegaue (Holozän), würde danach 24 Vol.-% nFK bzw. 240-480 mm nFKWe aufweisen. Dagegen besitzt die Bodeneinheit A72, ein Brauner Auenboden aus 2-4 dm mächtigen schluffig-sandigen bis sandig-kiesigen Flußablagerungen über Kiesen und Sanden der Siegaue (Holozän), nur 14 Vol.-% nFK bzw. 28-56 mm nFKWe. Anhand der Bodenkarte 1:2 000 sind also die besonders dürreempfindlichen Standorte leicht zu lokalisieren und können dann gezielt bewässert werden.

4. Ausblick

Ziel des Referates war es aufzuzeigen, daß Bodenkarten unterschiedlichen Maßstabs als wertvolle Hilfsmittel zur Lösung landschaftsökologischer Probleme herangezogen werden können. An mehreren willkürlich ausgewählten Beispielen einer ökologischen Raumgliederung und gezielter Eingriffe in den Landschaftshaushalt in Nordrhein-Westfalen wurde die Aussagefähigkeit verschiedener Bodenkarten demonstriert. Die Reihe der Beispiele ließe sich beliebig fortsetzen.

Während die amtliche Bodenkunde mit hohem Aufwand an der Erstellung von Auswertungskarten arbeitet, ist bei vielen Problemen der täglichen Landnutzungspraxis eine schnelle bodenkundliche Information gefragt. Da Bodenkarten und Bodenkartenwerke z.T. schon flächendeckend vorliegen, sollten diese auch im Sinne einer Angewandten Landschaftsökologie stärker genutzt werden als bisher.

Literatur

AG BODENKUNDE: Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover 1982.

ARENS, H.: Die Bodenkarte 1:5 000 auf der Grundlage der Bodenschätzung, ihre Herstellung und ihre Verwendungsmöglichkeiten. Fortsch. Geol. Rheinl. u. Westf. 8, 1960, 164 S.

AUERSWALD, K.: Einstufung der Bodenerodibilität (K-Faktor) nach dem Klassenbeschrieb der Reichsbodenschätzung für Südbayern. In: Z. f. Kulturtechnik u. Flurbereinigung 27, 1986, S. 344-351.

BRÄKER, S.: Eine geoökologische Karte 1:25 000 - Königstein/ Oberpfalz. Ein methodisch-exemplarischer Beitrag zur Problematik der Kartierung landschaftlicher Ökosysteme. In: Tübinger Geographische Studien 100, 1988, S. 241-274.

BRÜMMER, G.: Funktion des Bodens im Stoffhaushalt der Ökosphäre. In: OLSCHOWY, G. (Hrsg.): Natur- und Umweltschutz in der Bundesrepublik Deutschland. Hamburg und Berlin 1978, S. 111-124.

BURGHARDT, O.: Siebengebirge - Landschaft im Wandel. Krefeld 1979.

BUTZKE, H.: Erläuterungen zur Bodenkarte des Staatsforstes Kottenforst 1:10 000. Krefeld 1978.

DAHMEN, F.W. u. DAHMEN, G.: Eine ökologische Auswertekarte zur Bodenkarte 1:50.000 für Zwecke der Landschaftspflege und Nutzungsplanung. In: Niederrheinisches Jahrbuch XII (=Beiträge zur Landesentwicklung Nr. 25), 1973, S. 63-69.

DOHMEN, H.: Forstökologische Gliederung Nordrhein-Westfalens, Heft 2, Standortkundliche Beschreibung des Wuchsbezirkes "Ville" (22). Recklinghausen 1985.

DOHMEN, H. u. DORFF, R.: Forstliche Standortskarte Nordrhein-Westfalen 1:10 000, Heft 1, Erläuterungen für das Kartiergebiet Kottenforst-Ville. Recklinghausen 1984.

FINKE, L.: Landschaftsökologie. Das Geographische Seminar. Braunschweig 1986.

GLAWION, R.: Geoökologische Kartierung und Bewertung. Anwendung des Konzepts der Geoökologischen Karte 1:25 000 am Beispiel des Blattes 3814 Bad Iburg. In: Die Geowissenschaften 6, 1988, S. 287-295.

HAASE, G.: Der Inhalt mittelmaßstäbiger Bodenkarten und seine Darstellungsmöglichkeiten. In: Pet. Geogr. Mitt. 115, 1971, S. 225-235.

HEIDE, G.: Stand und Entwicklung der bodenkundlichen Landesaufnahme in Nordrhein-Westfalen. In: Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 59, 1989, S. 897-902.

HERFORTH, A.: Digitaler Atlas der landschaftsökologischen Raumgliederung von Nordrhein-Westfalen. In: LÖLF Jahresbericht 1989, 1990, S. 32-33.

HOLLSTEIN, W.: Bodenkarten und ihre besonderen Darstellungsprobleme. In: Kartographische Nachrichten 13, 1963, S. 106-110.

KLINGE, H.: Landschaftsökologie in bodenkundlicher Sicht. In: Natur und Landschaft 36, 1961, S. 78-79.

KLINK, H.-J.: Geoökologie und naturräumliche Gliederung - Grundlagen der Umweltforschung. In: Geographische Rundschau 24, 1972, S. 7-19.

KREMER, B.P. u. CASPERS, N.: Die Heideterrasse am Rande des Bergischen Landes. Rheinische Landschaften 21, 1982, 35 S.

KREUER, W.: Der Kottenforst im Naturpark Kottenforst-Ville. Schriftenreihe der Landesstelle für Naturschutz und Landschaftspflege in Nordrhein-Westfalen 8, 1975, 116 S.

LESER, H.: Die GÖK 25. Konzept und Anwendungsperspektiven der Geoökologischen Karte 1:25 000. In: Geographische Rundschau 40, 1988, S. 33-37.

MATTSON, S.: The Constitution of the Pedosphere. In: Lantbrukshögskolans Annaler 5, 1938, S. 261-276.

MERTENS, H.: Die Bodenkarte 1:50.000 von Nordrhein-Westfalen. In: Niederrheinisches Jahrbuch XII (=Beiträge zur Landesentwicklung Nr. 25), 1973, S. 55-61.

MÜCKENHAUSEN, E.: Bodenkarten und ihre Anwendung. In: Geologisches Jahrbuch F8, 1980, S. 7-21.

MÜCKENHAUSEN, E. u. WORTMANN, H.: Erläuterungen zur Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:300 000. Krefeld 1958.

ODINIUS, B.: Untersuchungen zur Bodenerosion mittels künstlicher Berechnung auf Löß-Standorten des Versuchsgutes Frankenforst bei Bonn. Unveröff. Diplomarbeit Math.-Naturwiss. Fak. Univ. Bonn (Geogr. Institut), 1991, 159 S.

RITTMEIER, K.: Agrarökologische Gliederung des östlichen und südlichen Niedersachsens (Übersichtskarte 1:500 000). In: Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 59, 1989, S. 959-964.

SCHMIDT, F. u. WITTMANN, O.: Einstufung der potentiellen Erosionsgefährdung mit Hilfe der ABAG auf der Grundlage der Bodenschätzung. In: Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 39, 1984, S. 133-138.

SCHULZ, K.-H.: Bodenkundlicher Beitrag zur quantitativen Naturraumgliederung für die Landesplanung, dargestellt am Regionalraum Braunschweig. Diss. TU Braunschweig, 1972, 221 S.

SCHUMACHER, W.: Maßnahmen zum Schutz und zur Entwicklung der Wahner Heide. Art und Umfang der Maßnahmen. In: INTERKOMMUNALER ARBEITSKREIS WAHNER HEIDE (Hrsg.): Die Wahner Heide. Eine rheinische Landschaft im Spannungsfeld der Interessen. Köln 1989, S. 264-268.

SCHWERTMANN, U.: Flurbereinigung und Bodenabtrag. Laufener Seminarbeiträge 3/82, 1982, S. 37-42.

SKOWRONEK, A. u. WEYER, T.: Experimentelle Bodenschutzkalkungen im Kottenforst bei Bonn - ein Beitrag zur Angewandten Landschaftsökologie. In: Arb. z. Rhein. Landeskd. 60, 1991, S. 119-133.

SOKOLLEK, V. u. WULFF, K.: Entwicklung einer Erosions-Gefahrenstufenkarte für ein Flurbereinigungsgebiet in Osthessen. In: Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 39, 1984, S. 157-162.

VOGL, W. u. BECHER, H.H.: Schätzung der Erodibilität des Bodens (K-Faktor) aus der Körnungsansprache nach der Reichsbodenschätzung. In: Z. f. Kulturtechnik u. Flurbereinigung 26, 1985, S. 179-183.

WARSTAT, M.: Erläuterungen zur Bodenkarte "Wiesengut" im Maßstab 1:2 000. Krefeld 1985.

WOLFGARTEN, H.-J.: Acker- und pflanzenbauliche Maßnahmen zur Verminderung der Bodenerosion und der Nitratverlagerung im Zuckerrübenanbau. Diss. Univ. Bonn 1989, 167 S.

Karten

Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:300 000, Hannover 1953

Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:50 000 Blatt L 5108 Köln-Mülheim, Krefeld 1980

Bodenkarte des Naturparks Siebengebirge 1:25 000, Krefeld 1979

Bodenkarte des Staatsforstes Kottenforst 1:10 000, Blatt 2 Betriebsbezirke Schönwaldhaus, Röttgen und Venne (teilweise), Stadt Bonn, Krefeld 1977

Bodenkarte auf der Grundlage der Bodenschätzung, Deutsche Grundkarte 1:5 000 (20 cm-Karte), ²⁵84 Rechts ⁵⁶20 Hoch Vinxel, Bonn 1973

Bodenkarte Wiesengut sowie des Nachbarbetriebes Hördemann Maßstab 1:2 000, Krefeld 1985

GEOMORPHOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AN POTENTIELLEN STANDORTEN FÜR HOCHDEPONIEREN IM TAUNUS

von Arno Semmel

Zusammenfassung

Auf Flächenresten mit mächtigen tertiären Verwitterungsdecken über Tonschiefern im Hintertaunus ist die Einrichtung von Hochdeponien nur dann sinnvoll, wenn nicht doch gelockerte und damit durchlässige Gesteinspartien stellenweise an die Oberfläche kommen. Das geschieht indessen oft an den steileren Hängen periglazialer asymmetrischer Dellen und ähnlicher Formen. Häufig sind gering mächtige lößlehmhaltige und damit dichtere Schuttdecken an solchen Hängen durch historische Bodenerosion abgetragen.

Im Vortaunus erscheinen mehrere pliozäne Flächenreste für die Einrichtung von Hochdeponien geeignet. Jedoch muß beachtet werden, daß ihr Liegendes nicht nur aus dichten Schiefergesteinen oder Rotliegendem bestehen kann, sondern auch aus durchlässigem tertiärem Kies. Sobald tonige Verwitterungsdecken über diesem Kies abgetragen wurden, besteht hohe Kontaminationsgefahr für das Grundwasser. Ähnliches gilt generell für die Areale, die infolge junger tektonischer Bewegungen durchlässigen Untergrund aufweisen. Solche Erscheinungen sind im Bereich von Bruchstufen zu beobachten.

Summary

The occurrence of clayey decomposition material on the remnants of Tertiary planation surfaces in the Hintere Taunus Mountains permits the installation of surface waste disposal sites only in those areas, which are without strongly disintegrated shales near the surface. Such permeable sections are, above all, found on the steeper slopes of periglacial, asymmetric dells. Frequently, the denser, loess-containing sediments were removed by soil erosion in the course of the Middle Ages, and the more permeable rock has been exposed at the surface. In the Vortaunus area, several remnants of Pliocene planation surfaces seem to be suitable for surface waste disposal sites. However, it has to be considered that the substratum of these surfaces does not always consist of impermeable shales or Rotliegendes (Lower Permian), but also of permeable Tertiary gravel. The latter's clayey decomposition layer was also removed in some places by periglacial erosional processes. The danger of contamination of the ground-water is especially high in those areas where the substratum has been fractured by recent tectonics.

1. Einleitung

Die Suche nach geeigneten Deponie-Standorten ist auch für den Umlandverband Frankfurt am Main eine zentrale Aufgabe. Eine von ihm beauftragte Planungs- und Ingenieurgesellschaft unterzog das Gebiet des Umlandverbandes auf der Suche nach geeigneten Standorten einer vergleichenden Umweltverträglichkeitsprüfung. Unter Berücksichtigung des "Prüfungskataloges zur Bestimmung von Deponiestandorten für Hausmüll und hausmüllähnliche Gewerbeabfälle" der Hessischen Landesanstalt für Umwelt (1986) wurden eine Reihe von Flächen als "vorläufig geeignet" ausgewiesen. Dagegen erhob sich - wie heute allgemein üblich - Widerspruch in den Kommunen, die in der Nähe der ausgewiesenen Standorte liegen. Stadtverwaltungen und Bürgerinitiativen bemühten und bemühen sich, die Ergebnisse der Umweltverträglichkeitsprüfung kritisch überprüfen zu lassen. In diesem Zusammenhang wurden auch von mir mehrere Standorte unter besonderer Berücksichtigung geomorphologischer Zusammenhänge untersucht. Über die Resultate wird nachstehend berichtet. Da ähnliche Fragen im Taunusvorland und in der Untermainebene schon früher erörtert worden sind (SEMMELE 1977: 75; 1986: 22 ff.), beschränkt sich dieser Bericht auf Problemfälle im Taunus. Im Vordergrund steht dabei die Absicht, nicht so sehr den speziellen Einzelfall darzustellen, sondern mehr die allgemein bedeutenderen Zusammenhänge.

Bekanntlich läßt sich der Taunus in den überwiegend aus devonischem Quarzit bestehenden Hochtaunus und den nördlich anschließenden Hintertaunus gliedern, in dem devonischer Tonschiefer dominiert. Nach Süden ist dem Hochtaunus der Vortaunus vorgelagert, der vorwiegend aus prädevonischen Phylliten, Rotliegendem und Tertiär besteht. Wegen seines durchlässigen Untergrundes und seiner daraus resultierenden Bedeutung als Grundwasserspeicher ist der Hochtaunus als potentiell für die Anlage von Deponien nicht geeignet eingeschätzt worden. Es bleiben deshalb nur der Hintertaunus und der Vortaunus für die Festlegung potentieller Deponiestandorte übrig.

2. Hintertaunus

Der Hintertaunus ist im wesentlichen wie das übrige Rheinische Schiefergebirge eine Rumpfstufenlandschaft. Auf Flächenresten darf mit mehr oder weniger mächtigen tertiären Verwitterungsdecken gerechnet werden, unter denen erst in größerer Tiefe unverwittertes Gestein, vor allem Tonschiefer, ansteht. Beide Substrate gelten in der Regel als wenig wasserwegsam. Im Schiefer finden sich zwar zahlreiche Klüfte, aber deren Länge und Klaffweite

ist gering (STENGEL-RUTKOWSKI 1970: 132 ff; THEWS 1977: 57). Nur in schmalen Störungszonen junger tektonischer Bewegungen kommen größere Kluftvolumen vor. Hier ergaben Pumpversuche Brunnenleistungen bis zu 20 l/s, im Gegensatz von ca. 1 l/s im übrigen Schiefer. Insgesamt ergeben sich jedoch meist größere Schwierigkeiten bei Versuchen, die Durchlässigkeit exakt zu bestimmen (SCHETELIG & FISCHER 1991: 93 f.). Schon GEIB (1967) weist außerdem auf ein anderes Problem hin: Unter der kaolinitischen tonigen Verwitterungsdecke auf den Rumpfflächenresten des Hunsrücks können die Schiefer häufig mehrere Meter tief gut geklüftet und recht ergiebige Grundwasserleiter sein. Die gute Klüftung, die auch im Taunus weit verbreitet ist, wird auf die Wirkung des pleistozänen Permafrostes zurückgeführt. Als nicht unwahrscheinlich darf aber wohl auch angenommen werden, daß die Schiefer in diesem Bereich bereits durch die tertiäre Verwitterung gelockert wurden, etwa durch Verwitterungsvorgänge und damit verbundene Volumenverluste im Sinne von FELIX-HENNIGSEN (1990: 117 f.). Jedenfalls sind ähnliche Erscheinungen in den heutigen feuchten Tropen, in denen zumindest im Känozoikum kein Permafrost vorkam, ebenfalls anzutreffen. Gleichwohl sollte das Vorhandensein eines solchen wasserwegsamem Horizontes nicht als Argument gegen die Anlage einer Deponie verwendet werden, solange über ihm die tonige Verwitterungsdecke in ausreichender Stärke erhalten ist. Das trifft jedoch häufig nicht zu. Die Gründe dafür können verschieden sein:

Einmal ist es geradezu ein klassisches Merkmal von Rumpfflächen, daß die Verwitterungstiefe recht unterschiedlich ist. Niemand konnte das eindrucksvoller beschreiben als BÜDEL (u. a. 1981: 96 ff.). Die von ihm so genannten "Grundhöcker" können stellenweise mit ihrem aufgelockerten Mantel bis nahe an die Oberfläche kommen und diese sogar als flache "Schildinselberge" überragen. Zum anderen sind die tertiären Flächenreste auch im Taunus kräftig in den pleistozänen Kaltzeiten periglazial überformt worden. Die Flachformen weisen dellenartige Eintiefungen auf, in die oft das Verwitterungssubstrat von den Flächenresten hineintransportiert wurde, so daß hier nächtigere tonige Sedimente liegen und auf den Flächen selbst unverwittertes Gestein ansteht. Es leuchtet ein, daß diese periglaziale Überformung auf den älteren Flächen am stärksten war, liegen sie doch in größerer Meereshöhe und damit in einem Bereich, in dem die frostdynamische Aktivität besonders groß war. Außerdem sind die älteren Flächen noch den Abtragungsvorgängen ausgesetzt gewesen, die intensive tektonische Bewegungen und drastische Klimawechsel im Oligozän mit sich brachten. Es überrascht deshalb nicht, daß gerade im verhältnismäßig stark zerschnittenen Taunus die tertiären Verwitterungsdecken auf den jüngsten Flächen oft geschlossener verbreitet sind als auf den älteren (SEMMELE 1985: 791 f.). Dieser Befund läßt sich teilweise auch

aus den Bodenkarten von Hessen 1:25000 ableiten (z.B. Bl. 5715 Idstein; 5815 Wehen). Auf den weniger denudierten Flächenresten herrschen Pseudogleye vor. Durch die spätere Überprägung sind schließlich häufig Gesteinsunterschiede deutlicher herauspräpariert worden, etwa Einschaltungen von Quarziten oder Quarzgängen, die wasserdurchlässig sind. Ähnliches gilt in schwächerem Maße auch für Grauwacken. So erscheinen dann die tieferen, jüngeren Flächenreste a priori für die Anlage von Deponien besser geeignet als die hochgelegenen älteren. Jedoch darf keineswegs damit gerechnet werden, daß die angeführten Probleme auf den jüngeren Flächen generell nicht vorkommen. Als Beispiel sei die in ca. 350 m NN liegende "B-Fläche" (BIBUS 1971: 54 ff.) des Usinger Beckens angeführt, auf der viele der oben beschriebenen Erscheinungen zu finden sind, so daß auch hier im Einzelfalle sehr genau zu prüfen ist, ob nicht durchlässige Stellen im oberflächennahen Untergrund der Anlage einer Deponie entgegenstehen.

Als alternative Lösungen scheinen sich Dellen und Talanfänge anzubieten, die mit umgelagerten Resten der tertiären Verwitterungsdecke gefüllt sind. Hierbei bleibt zu beachten, daß die Füllungen meist recht inhomogenen Charakter haben. Von der Abtragung wurden nicht nur die Verwitterungsdecken erfaßt, sondern auch wenig oder nicht verwittertes Gestein. So gibt es innerhalb der Füllungen einen häufigen Wechsel von tonigen mit groben (durchlässigen) Sedimenten. Letztere stammen vor allem von den steileren Hängen periglazial asymmetrischer Dellen. Über wasserwegsame Grobsedimente können belastete Sickerwässer unter undurchlässige Sedimente gelangen und von hier in das Grundwasser. Die Gefahr besteht besonders dann, wenn Dellen oder Talanfänge tektonischen Verwerfungen folgen, die hohlraumreich sind. Auf Fig. 1 ist eine solche Situation dargestellt. Die beschriebene Gefährdung nimmt zu, wenn durch anthropogen bedingte Bodenerosion der oberste lößlehmhaltige und deshalb weniger durchlässige Schutt abgetragen wurde. Eine solche Situation liegt im Hintertaunus, in dessen heutigen Waldgebieten größtenteils im Mittelalter Ackerbau betrieben wurde, des öfteren vor. In den Tiefenlinien der Dellen und ähnlicher Hohlformen sind dann meist steilwandige tiefe Runsen eingeschnitten, die nicht selten durch die gesamte Füllung bis in das tektonisch gestörte Anstehende reichen (Fig. 1) und belasteten Wässern den Zugang zu diesen ermöglichen.

3. Vortaunus

Im Vortaunus ist die postgenetische Überformung der älteren Rumpfflächen wegen der sehr tief liegenden Erosionsbasis (Nähe zum Oberrheingraben) noch viel deutlicher als im Hintertaunus ausgeprägt. Es finden sich kaum nen-

nenswerte Flächenreste oberhalb ± 350 m NN (vgl. z. B. WERNER 1977). Wesentlich häufiger sind Reste einer jungtertiären Flächentreppe erhalten, die WERNER (ib.: 85 ff.) als "Flächenterrassen" bezeichnet. Mehrere gut erhaltene Niveaureste liegen knapp unterhalb 300 m NN. Unterhalb davon folgen meist pleistozäne Terrassen. GALLADE (1926: 86 f.) ordnet den Flächenterrassen pliozäne Kiese zu und auch WERNER (ib.: 110 f.) findet auf den entsprechenden Formen fluviale Sedimente, betont jedoch die Schwierigkeit, solche Ablagerungen eindeutig von den oligozänen Hofheimer Kiesen zu trennen, die von den Flächenterrassen geschnitten werden. An manchen Stellen sind die Flächenterrassen aber auch frei von Sedimenten und als "Felsterrassen" auf dem Phyllit oder auf Rotliegendem entwickelt. Sowohl auf diesen als auch auf den Kiesen findet man kaolinitische Verwitterungsdecken. Durch postgenetische Überformung ist diese spätertertiäre Bodenbildung stellenweise entfernt, so daß bei entsprechendem Untergrund durchlässiger Kies zutage tritt. In solchen Fällen muß dringend von der Anlage einer Deponie abgeraten werden, denn belastete Sickerwässer können leicht das im Kies gespeicherte Grundwasser kontaminieren. Ausgerechnet ein Gelände mit einem solchen Untergrund war aber von geologischer Seite als zumindest vorläufig geeignet für eine Deponie bezeichnet worden.

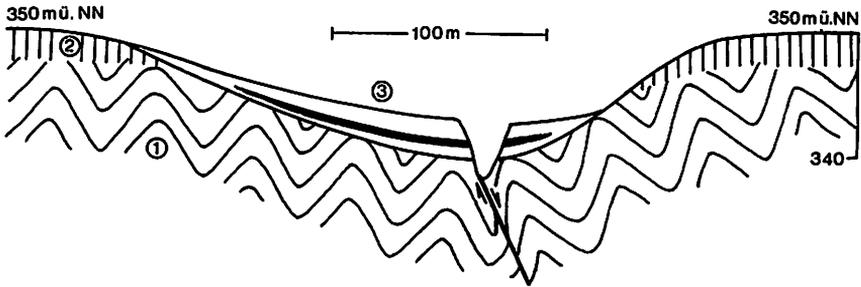


Fig. 1: Dellenquerschnitt auf einer Hochfläche im Hintertaunus.

1 = Tonschiefer; 2 = tertiäre Verwitterungsrinde; 3 = periglaziale Dellenfüllung mit Schieferschutt und umgelagertem tertiärem tonigem Zersatz.

Es handelt sich dabei um das "Bahnholz" südlich von Hofheim-Langenhain. Ein hydrogeologisches Gutachten geht, der Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5916 Hochheim a.M. (KÜMMERLE & SEMMEL 1969) folgend, davon aus, daß hier nahezu wasserundurchlässige Gesteine des Rotliegenden (THEWS 1969: 111) den Untergrund bilden. Die geologische Karte ist in diesem Falle korrekturbedürftig. Schon vor längerer Zeit wurde als

tatsächlicher Untergrund sandiger Kies ermittelt (SEMMELE 1974: 165; WERNER ib.: 107), der aufgrund seiner Schwermineralführung (Zirkon-Dominanz, geringere Anteile von Turmalin und Rutil) wahrscheinlich dem Hofheimer Kies zuzuordnen ist. Das Vorkommen vieler Rotliegend-Gerölle und die stellenweise vorhandene kräftige Verlehmung erschweren die zweifelsfreie Trennung des Kieses vom verwitterten Rotliegenden bei schlechten Aufschluß-situationen sehr, worauf bereits KÜMMERLE (1969: 37) hinweist.

Erstaunlich ist indessen, daß ein Ingenieurbüro bei der Auswertung von vier Sondierbohrungen ebenfalls zu dem Ergebnis kommt, den Untergrund der fraglichen Fläche südlich des Bahnhofes bilde Rotliegendes. In Wirklichkeit liegt die Oberkante des Rotliegenden in der Mitte des Westrandes des potentiellen Deponiegeländes bei ± 260 m NN und fällt von hier 700 Meter weiter nach Süden bis auf ± 240 m NN. Der darüber folgende Hofheimer Kies erreicht mit Sicherheit Mächtigkeiten von mehr als 10 Metern wie Sondierungen im zentralen Teil des bei ca. 290 m NN liegenden Flächenrestes ergaben (Fig. 2). Wahrscheinlich werden stellenweise sogar 30 Meter Kies-Mächtigkeit überschritten. Das im lockeren gelblichen, stark sandigen Kies zirkulierende Grundwasser tritt wiederholt an der Grenze zum Rotliegenden aus, weil dessen Stauwirkung noch durch eine weiße tonige Verwitterungsrinde verstärkt wird. Der größte von an solchen Stellen sich bildenden Quellengleye ist auf der Bodenkarte von Hessen 1 : 25000, Blatt 5916 Hochheim a. M. (SEMMELE 1970), dargestellt. Quellenaustritte können außerdem an den zahlreichen Tonlagen entstehen, die im Hofheimer Kies lokale Grundwasserstauer bilden.

Unabhängig davon muß mit wasserwegsamem tektonischen Störungen in diesem Gebiet gerechnet werden. Der ganzjährige Quellaustritt im varistisch streichenden Runsensystem unmittelbar südlich des potentiellen Deponiestandortes (Forstabteilung 11) ist sehr wahrscheinlich auf eine solche Störung zurückzuführen. In nordwestlicher Fortsetzung dieses Systems wurde früher Grundwasser mit Hilfe eines Brunnens genutzt (Forstabteilung 12). Nicht unwahrscheinlich ist auch, daß das ebenfalls varistisch streichende Runsensystem südlich der Wochenendsiedlung Bahnhof (Fig. 2) einer Störungszone folgt. Die Geländekante zwischen dem ± 290 m - Niveau und dem nach Norden anschließenden Flächenrest über 330 m NN folgt der gleichen Richtung. Demnach wäre es naheliegend, diese Kante als Bruchstufe und nicht als Rumpfstufe zu deuten, was zur Folge hätte, daß mit tektonisch gelockertem und wasserwegsamem Gestein im Bereich der Kante gerechnet werden müßte. Gegen eine kräftige vertikale Verstellung spricht jedoch die Höhenkonstanz des tieferen Niveaus mit den anderen Flächenresten am Taunussüdrand. Gleichwohl zeigen tektonisch gestörte Lößprofile, daß der Untergrund in jüngerer Zeit

bewegt worden ist, möglicherweise mit stärkerer Lateraltendenz. Die Fig. 3 zeigt einen kleinen varistisch streichenden Spezialgraben, in den der letztwarmzeitliche Boden eingesunken ist. Der im Löß darüber liegende ca. 18000 Jahre alte "Eltviller Tuff" wurde nur noch wenige cm vertikal verstellt. Zahlreiche CaCO_3 -gefüllte Klüfte im Löß weisen auf junge tektonische Aktivität in diesem Bereich hin. Selbst wenn ein großer Teil der Klüfte zeitweise nicht wasserwegsam sein sollte, muß damit gerechnet werden, daß bereits bei schwachen Erdbeben sich dieser Zustand ändert. Ein solches Beben ereignete sich beispielsweise am 21. 07. 1968 in diesem Areal. Das "Schüttergebiet" reichte deutlich nach Süden darüber hinaus (JACOB & HEINTKE 1969: Fig. 1). Es ist damit zu rechnen, daß neben varistisch streichenden Störungszonen unter dem potentiellen Deponiegelände auch rheinisch streichende bestehen, die parallel zu einer größeren Verwerfung unmittelbar östlich des Geländes laufen.

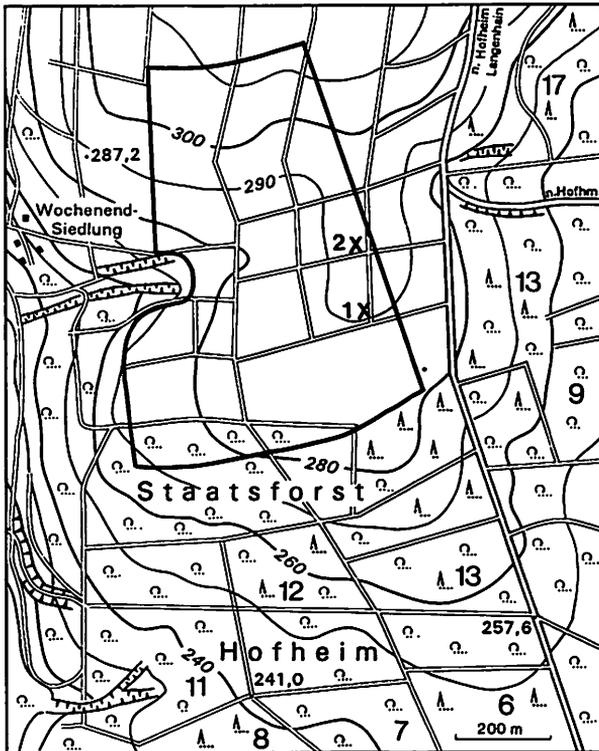


Fig. 2: Lageskizze der potentiellen Hochdeponie Bahnholz südlich Hofheim-Langenhain; x = Lage der Bohrpunkte (Fortsetzung auf folgender Seite).

zu Fig. 2, Fortsetzung:

Bohrung 1, ca. 290 m NN, 07.08.1991:

- 0 - 30 cm Ap-Horizont
- 30 - 150 cm Bt-Horizont, brauner toniger Lehm (Lößlehm) mit Quarz- und Quarzitgeröllen
- 150 - 320 cm grauer schluffiger Ton, rotstreifig (tertiär)
- 320 - 430 cm gelber, rostfarbiger, feinsandiger Mittelsand (tertiär), locker gelagert, mit Quarz- und Quarzitgeröllen
- 430 - 520 cm rötlicher, schluffiger Ton, graustreifig (tertiär)
- 520 - 830 cm gelber, rostfarbiger Mittel- und Grobsand (tertiär) mit Quarz- und Quarzitgeröllen, wasserführend
- 830 -1000 cm+ rötlicher, graugefleckter schluffiger Ton (tertiär)

Bohrung 2, ca. 290 m NN, 07.08.1991:

- 0 - 60 cm Kolluviallehm (holozän)
- 60 - 105 cm graubrauner schluffiger Lehm (Lößlehm), kiesig
- 105 - 480 cm gelber rostfleckiger Sand im Wechsel mit tonigem Kies (tertiär) mit Quarz- und Quarzitgeröllen, ab 400 cm wasserführend
- 480 - 720 cm gelbroter schluffiger Ton mit Kies (tertiär)
- 720 -1000 cm+ Wechsel von gelblichem kiesigem Sand mit rötlichen Tonlagen (tertiär)

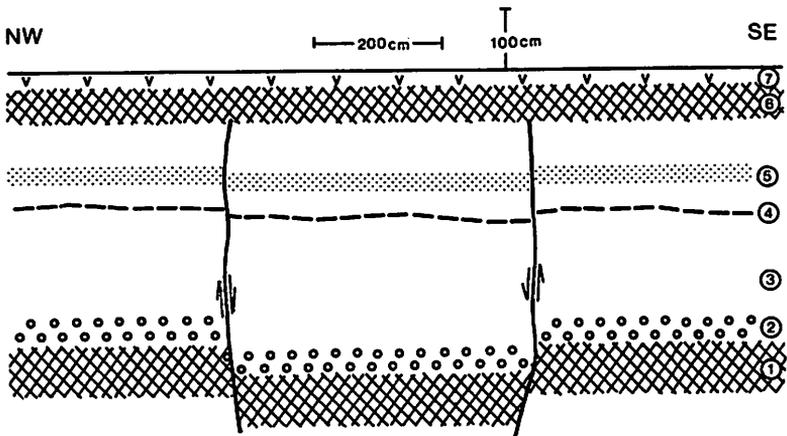


Fig. 3: Junge Grabenstruktur am südöstlichen Rand des Bahnholzes südlich Hofheim-Langenhain. R: 345808 H: 555111 TK 5916 Hochheim a.M.

1 = fossiler Bt-Horizont; 2 = Gerölle (Quarz) mit humosem Lehm (umgelagerte Humuszone); 3 = kalkhaltiger Löß; 4 = Eltviller Tuff; 5 = Naßboden E4; 6 = Bt-Horizont; 7 = teilweise erodierter Al-Horizont.

Insgesamt gesehen muß aus geomorphologischer Sicht wegen der geschilderten Situation dringend davon abgeraten werden, das diskutierte Gelände als Deponiestandort zu nutzen.

Überhaupt sollte bei aller Neigung, Hochdeponien als eine relativ günstige Lösung des Abfallproblems anzusehen, folgende Überlegung nicht völlig unberücksichtigt bleiben: Selbst wenn bei anderen als den gerade beschriebenen Untergrundverhältnissen unter heutigen Bedingungen die Anlage einer Hochdeponie vertretbar erscheint, wie lange dauern diese Bedingungen noch an? Angenommen, die von den meisten Klimaforschern gegenwärtig vorausgesagte anthropogen verursachte "Klimakatastrophe" tritt nicht ein, dann wird in nicht allzu ferner Zukunft sehr wahrscheinlich mit einer neuen Eiszeit zu rechnen sein. Als Szenario stelle man sich vor, wie unter periglazialen Klimabedingungen Solifluktion und Abspülung den Inhalt der Hochdeponien in die umliegende Landschaft verteilen und die Schadstoffe in den Wasserkreislauf einspeisen. Nicht weniger schlimme Folgen hätte auch der durch noch eventuell laufende chemische Abbau-Reaktionen erwärmte Deponiekern in einem dann ansonsten von Permafrost eingenommenen oberflächennahen Untergrund. Das wärmere Material würde im Permafrostgebiet teilweise abflußlose Hohlformen bilden, mehr oder weniger komplett in den nicht oder noch nicht gefrorenen Grundwasserbereich gelangen und diesen kontaminieren.

Literatur

BIBUS, E. (1971): Zur Morphologie des südöstlichen Taunus und seines Randgebietes.- Rhein-main. Forsch., 74: 279 S., Frankfurt a.M.

BÜDEL, J. (1981): Klima-Geomorphologie.- 2. Aufl.: 304 S., Berlin/ Stuttgart.

FELIX-HENNIGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge.- Relief, Boden, Paläoklima, 6: 192 S., Berlin/ Stuttgart.

GALLADÉ, M. (1926): Die Oberflächenformen des Rheintanus und seines Abfalles zum Main und Rhein.- Jb. Nass. Ver. Naturkde., 78: 1-100, München/ Wiesbaden.

GEIB, W. (1967): Die hydrogeologischen Verhältnisse im Mittelrheingebiet und im vorderen Hunsrück.- Mz. naturwiss. Arch., 5/6: 107-113, Mainz.

JACOB, K. H. & HEINTKE, H. (1969): Das Lorsbacher Erdbeben vom 21. Juli 1968.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 97: 379-385, Wiesbaden.

- KÜMMERLE, E.: Tertiär.- Erl. geol. Kte. Hessen 1: 25 000, Bl. 5916 Hochheim a.M., 3. Aufl.: 22-51, Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A. (1969): Erl. geol. Kte. Hessen 1: 25000, Bl. 5916 Hochheim a.M., 3. Aufl.: 209 S., Wiesbaden.
- SCHETELIG, K. & FISCHER, R. (1991): Vergleich von Randbedingungen und Aussagekraft verschiedener Feldversuche zur Ermittlung der Durchlässigkeit in wenig durchlässigem Untergrund.- Nachr. deutsch. geol. Ges., 46: 93-94, Hannover.
- SEMMEL, A. (1970): Bodenkarte von Hessen 1: 25 000, Bl. 5916 Hochheim a.M., Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1974): Exkursion B: Stratigraphie des fluvialen Pleistozäns im Unterrhein-Gebiet.- Rhein-main. Forsch., 78: 165-173, Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (1977): Geowissenschaftliche Karten und ihre Anwendung bei der fachwissenschaftlichen Lehrerbildung.- Frankf. Beitr. Did. Geogr., 1: 70-75, Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (1985): Geomorphologie als Hilfsmittel der Bodenkartierung.- Mitt. deutsch. bodenkdl. Ges., 43: 789-794, Göttingen.
- SEMMEL, A. (1986): Angewandte konventionelle Geomorphologie.- Frankf. geowiss. Arb., 6: 114 S., Frankfurt a.M.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1970): Bruch- und Dehnungstektonik im östlichen Rheinischen Schiefergebirge als Auswirkung des Oberrheingrabens. Z. deutsch. geol. Ges., 121: 129-141, Hannover.
- THEWS, J.-D. (1969): Hydrogeologie.- Erl. geol. Kte. Hessen 1: 25000, Bl. 5916 Hochheim a.M.: 109-144, Wiesbaden.
- THEWS, J.-D. (1977): Hydrogeologie.- Erl. geol. Kte. Hessen 1: 25000, Bl. 5617 Usingen: 56-67, Wiesbaden.
- WERNER, R. (1977): Geomorphologische Kartierung 1: 25 000, Bl. 5816 Königstein i. Ts.- Rhein-main. Forsch., 86: 164 S., Frankfurt a.M.

BODENEROSIVE LANDSCHAFTSSCHÄDEN IN FERNERKUNDUNGS-AUFZEICHNUNGEN

von Hilmar Schröder

Zusammenfassung

Bodenerosive Abspülprozesse richten jährlich einen beträchtlichen Schaden auf landwirtschaftlichen Nutzflächen in Ostdeutschland an. Immer eindringlicher wird von der landwirtschaftlichen Praxis die Frage nach dem Ausmaß der Bodenerosion auf verschiedenen Standorten gestellt. Aus Methoden der Geofernerkundung werden Flächen- und Abtragsbilanzierungen abgeleitet. Der Vergleich parzellinterner Kontraste der Bodenfarben kann Aussagen über die Sicherheit der rationellen Datenerfassungen durch panchromatische Reihenmeßbilder bezüglich der Bodenerosionsproblematik machen und mit der Verteilung der potentiellen Erosionsdisposition verglichen werden. Am Beispiel von Oechlitz (Kreis Querfurt) wird dargestellt, daß mindestens 20 % der Fläche in Lößlandschaften stark geschädigt sind. Die Remissionseigenschaften der Erdoberfläche sind verändert. Auf weiteren 60% ist mit Schäden zu rechnen.

Summary

Considerable damage is caused annually to the agriculturally usable land in East Germany by soil erosion processes. The extent of soil erosion in various locations leads to the increasingly urgent question concerning the agricultural methods used. Land surface conditions and the degree of erosion can be reviewed with the aid of remote sensing methods and air photo interpretation. The contrasts in soil colour within individual land units can be compared, in order to test the reliability of the rational recording of data by panchromatic air photo sequences with regard to the problem of soil erosion, and with the distribution of indicators of the potential disposition of the soil for erosion. The example of Oechlitz (in the district of Querfurt) demonstrates the fact that at least 20 % of the loess area in East Germany is greatly damaged. Changes in the remission properties of the earth's surface have been observed. A further 60 % of the loess-covered area is at risk of being damaged.

1. Problemstellung

Ökologische Probleme der Menschheit erreichen überwiegend nur dann das Bewußtsein von großen Teilen der Bevölkerung, wenn sie spektakulärer Art sind oder durch die Massenkommunikationsmittel in spektakulärer Art aufbereitet werden können. Eindrucksvolle Bilder vom Waldsterben, von der Verseuchung der Flüsse, von maßlos anwachsenden Müllbergen, dem Robbensterben oder von durch Abholzung hervorgerufenen Überschwemmungen,

zwangen einen wesentlichen Teil der Bevölkerung nicht nur der betroffenen Regionen darüber nachzudenken und z.T. auch die Organisationsstrukturen und das eigene Handeln zu verändern.

Die Bodenerosion als großflächiges landschaftsökologisches Problem (BORK 1988) ist ein weitestgehend unspektakulärer Prozeß, der das Bewußtsein auch vieler Ökobewegungen kaum erreicht. Gerade darin liegt die Gefahr. Die Bodenerosion wirkt weltweit, permanent und ist direkt von der Nutzungsintensität (HARD 1965, 1970) in den Landschaften abhängig und somit ein sozialökonomisch determinierter Prozeß. Die zunehmende Weltbevölkerung und der Zwang, Produkte möglichst billig auf dem Markt anzubieten, führt zu immer rationelleren Wirtschaftsformen, die den natürlichen Bedingungen immer weniger entsprechen. Der sozialökonomische Druck auf die Landschaften wird sich in den nächsten Jahren zwar räumlich differenziert, aber insgesamt gesehen, weltweit verstärken, so daß mit LAL (1988) wohl berechtigt gesagt werden kann: "Soil erosion is among the most critical environmental hazards of modern times." Globale Schätzwerte von ZACHAR (1982) gehen davon aus, daß ca. 0,5 - 0,7% des Ackerlandes jährlich der Bodenerosion zum Opfer fallen. Etwa 2% der weltweit genutzten Ackerfläche erleidet jährlich beträchtliche Schäden. In Mitteleuropa hat aufgrund der klimatischen Bedingungen der Abtrag nicht derart dramatische Folgen, daß jährlich größere Flächen unwirtschaftlich werden. Bedenkliche Erosionsschäden konnten jedoch schon in den 50er Jahren konstatiert werden (vgl. RICHTER 1965). Seitdem haben sich rationelle und spezialisierte Anbaumethoden in Mitteleuropa rasant entwickelt.

Eine Vielzahl von Autoren konnte vor allem in jüngster Vergangenheit ein beträchtliches Anwachsen der bodenerosiven Schäden feststellen (vgl. u. a. VAVRUCH 1988 und SCHAUB 1989). Die Ursachen sind nach RSU-Bericht (1985) und PRASUHN (1991) unter drei Gesichtspunkten zu sehen:

- Die Flächennutzungsveränderungen führten neben der Zunahme der versiegelten Flächen auch zur Zunahme der offenen (entblößten) Flächen. Die Einengung der Fruchtfolgen bis hin zur Monokultur (z.B. Mais) und der Ausweitung des Ackerlandes bei gleichzeitigem Umbruch von Grünlandflächen auf hängiges und extensiv genutztes Gelände in Folge des Landschaftsverbrauchs.
- Die Flurbereinigungsverfahren führten zur Vergrößerung der Feldschläge und damit der erosiven Hanglängen sowie zur Beseitigung erosionshemmender Landschaftselemente.

- Zunehmende Bodenbeanspruchung und Strukturverschlechterung durch gut ausgebaute Wege und Straßen, in deren Folge die Befahrbarkeit der Flächen erleichtert wurde und somit in Zunehmenden Maße Bodenverdichtungen auftraten. Hinzu kommt die gestiegenen Bewirtschaftungsintensitäten und eine unsachgemäße Bodenbearbeitung.

All die genannten Erscheinungen treffen mindestens im gleichen Maße auf die neuen Bundesländer zu. In einigen Punkten muß jedoch davon ausgegangen werden, das die Folgewirkungen zu größeren Landschaftsschäden führten. Mit der Flurbereinigung Anfang der 70er Jahre entstanden Großschläge. Schlaggrößen von über 100 ha waren keine Seltenheit. Die Schlagformen waren den Reliefverhältnissen nicht mehr korrelat. Es entstanden auf den Schlägen große Sammelwasserbahnen, in denen viel Boden von den Schlägen transportiert wurde. Vor allem die Lößlandschaften wurden weitestgehend von erosionshemmenden Flurelementen entblößt. Es entstanden regelrechte Kultursteppen. Die überwiegend aus der Sowjetunion stammenden, für mitteleuropäische Böden zu schweren Maschinen, führten zu extremen Bodenverdichtungen und damit zu erhöhtem Oberflächenabfluß. Der die Flächen bearbeitende Traktorist kannte zwar seine Maschinen, aber nicht mehr die Scholle, die ihm anvertraut war. Diese Art der Entfremdung führte zum unsensiblen Umgang mit der Natur und leistete der Bodenzerstörung vorschub (SCHRÖDER 1982).

2. Die Erfassung des flächenhaften Ausmaßes bodenerosiver Landschaftsschäden

SCHMIDT (1979) war es wohl als Erster, der explizit formulierte, daß auch die genaueste Kenntnis des Prozeßgefüges der Bodenerosion im Sinne von RICHTER (1974) nur sehr grobe Vorstellungen über das wirkliche Ausmaß der entstehenden Landschaftsschäden vermitteln könnte. Er forderte deshalb, mit verschiedenen Methoden, wie dem Kartieren von Erosionszeugen, der Anwendung und Übertragung der USLE nach WISCHMEIER & SMITH (1978) und der Erfassung von Erosionsdispositionen, Vorstellungen über die Variabilität des Bodenerosionsprozesses zu gewinnen. Ein wesentliches Hilfsmittel können dabei Fernerkundungsaufzeichnungen darstellen. Sie ermöglichen im visuellen Bereich die synoptisch erleichterte Zusammenschau bei heuristisch verbesserter Entscheidungsbefähigung des Interpreten und in der digitalen Bildverarbeitung die durch Reflexionseigenschaften der Erdoberfläche mathematisch-statistisch objektivierete Ansprache von Oberflächeneigenschaften.

Die schlag- und parzelleninternen Bildmuster stellen eine sehr markante Widerspiegelung der räumlichen Heterogenität (VILLWOCK 1983) dar. Da Veränderungen in der räumlichen Heterogenität durch Bodenerosionsprozesse auch Veränderungen im Bildmuster nach sich ziehen, ist das Raummuster das Integral aller abgelaufenen morpho- und pedogenetischen Prozesse (SCHRÖDER & VILLWOCK 1987). Aber eben diese Prozesse entziehen sich in Fernerkundungsaufzeichnungen der direkten Beobachtung. Aufgrund dessen kann nur die Strukturanalyse und der Strukturvergleich die Voraussetzungen für die Interpretation von Strukturveränderungen schaffen und damit Aussagen über das Ausmaß der Bodenerosion ermöglichen (Fig. 1).

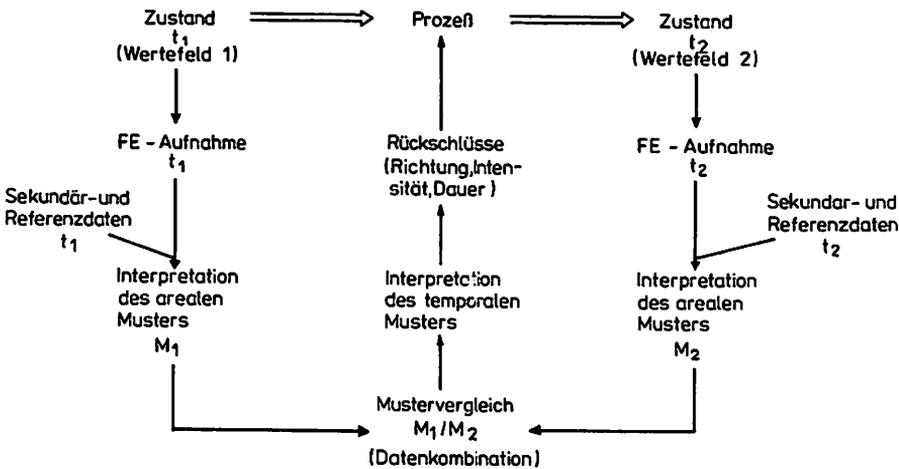


Fig. 1: Multitemporale Analyse rezenter Prozesse.

Die Bemühungen des Menschen, durch meliorative Maßnahmen möglichst ähnliche Bearbeitungsbedingungen auf den Schlägen zu schaffen (z.B. Entwässerung von Naßstellen, Bewässerung von trockenen Standorten), führte zur Homogenisierung der Landschaft. In Folge des verstärkten Nutzungsdruckes kam es zur Intensivierung der Bodenerosionsprozesse, die als charakteristische Erscheinungen der Landschaftsdynamik den natürlichen Kontrast (Humus- und Nährstoffabtrag, schnellere Austrocknung erodierter Standorte u.a.) wieder erhöhten und somit zur Heterogenisierung beitrugen. Das Ausmaß des natürlichen Kontrastes ermöglicht somit Aussagen über das Ausmaß der Bodenerosionsprozesse und deren flächenhafte Verteilung.

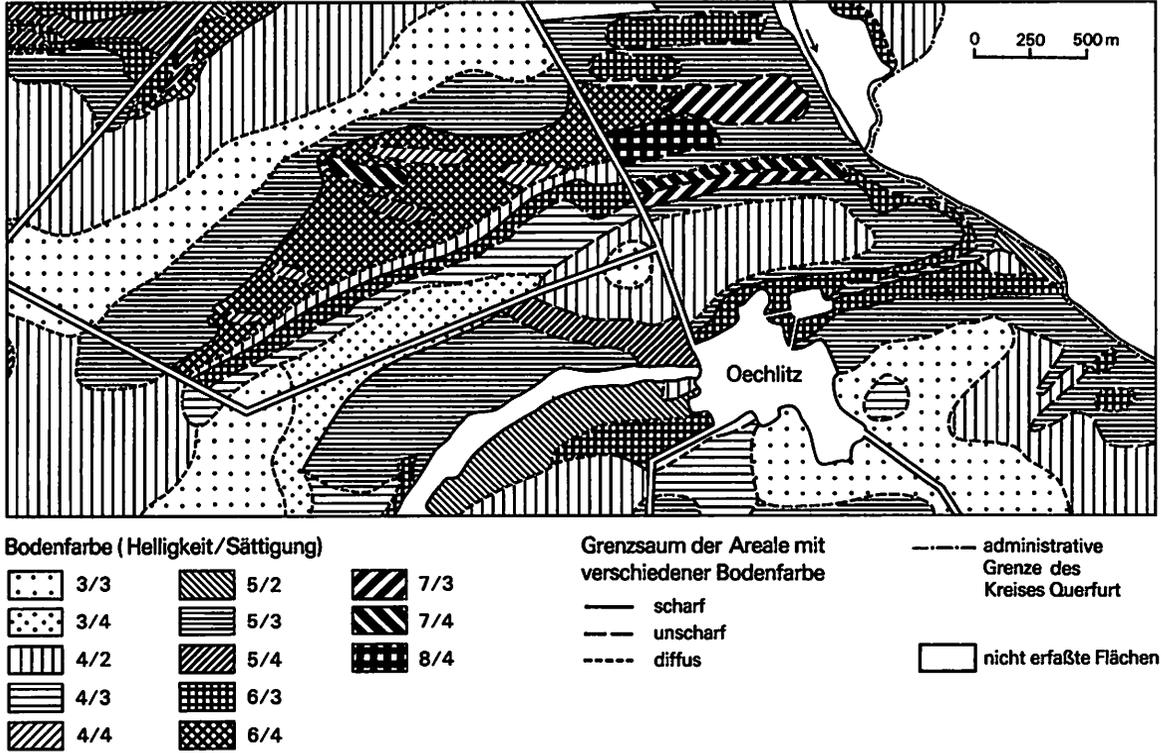
3. Das Testgebiet

Das Testgebiet (Fig. 2 und 3) befindet sich in der Umgebung der Ortschaft Oechlitz ca. 25 km südwestlich von Halle an der Saale im Südosten des Kreises Querfurt (Sachsen-Anhalt). Der Untergrund wird von ausstreichendem Unteren Wellenkalk der Muschelkalkformation (Trias) gebildet. Die dadurch recht ebene Hochfläche der Querfurter Platte ist hier durch intensive Zerschneidung charakterisiert. In den Hangbereichen der Täler ist der Muschelkalk an den Hängen anstehend. Bei Neigungsverhältnissen von 3 - 9° treten seine Verwitterungsprodukte als Ausgangsmaterial der Bodenbildung auf. Wir finden hier Normalsequenzen, die bei Tiefgründigkeit auf den Hochflächen von Lößkerf-Schwarzerden über Berglehmkern-Rendzinen und Bergtonmergel-Rendzinen bis zu Fels-Rendzinen in den am stärksten geneigten Arealen reichen. In Unterhangbereichen dominieren bei grundwasserfernen Standorten Kolluviallöß-Schwarzerden und bei grundwassernahen Standorten Kolluvialschluff-Schwarzgleye.

Der Wellenkalk ist mit tertiären, z.T. kohlehaltigen Sanden und Kiesen auf den Hochflächen bedeckt. Sie spielen für die Standortbedingungen keine Rolle, da sie ausschließlich z.T. von Moränen der Saalekaltzeit oder weitflächig von Löß bedeckt werden. Die Oberflächenwirksamkeit der saalezeitlichen Moränen liegt bei etwa 1%. Sie können deshalb bei den Betrachtungen unberücksichtigt bleiben. Der Löß dominiert auf ca. 80 % der Fläche. Seine Normalsequenz über den Hang verläuft von einer tiefgründigen Löß-Schwarzerde mit einem Humushorizont von ca. 60 cm über degradierte und gekappte Formen der Löß-Schwarzerde zu Löß-Rendzinen und Kolluviallöß-Schwarzerden und Kolluvialschluff-Schwarzgleyen. Das Gebiet gehört zu den fruchtbarsten und am intensivsten landwirtschaftlich genutzten Landschaften in den neuen Bundesländern. Das weitestgehende Fehlen von Flurelementen auf den Hochflächen hat zu einer Agrarsteppe geführt, deren Flächennutzungs mosaik Extremwerte erreicht (CARLSEN 1989).

Das Testgebiet liegt im Mitteldeutschen Trockengebiet und erhält Niederschlagsmengen im langjährigen Mittel von ca. 500 mm bei Jahresdurchschnittstemperaturen um die 8,5°C. Es herrschen also ideale Voraussetzungen für die Schwarzerdebildung. Das südöstliche Harzvorland weist nach MA-SUCH (1957/58) eine mittlere Disposition für Starkniederschläge auf. Niederschlagsmessungen (SCHRÖDER 1982) und deren Vergleich mit langjährigen Meßreihen benachbarter Stationen ergaben Erwartungswerte für Starkniederschläge zwischen 3 und 8 pro Jahr bei Ereignissen mit > 20 mm Niederschlag, zwischen 0,5 und 2 pro Jahr bei Ereignissen mit >30 mm Niederschlag und zwischen 0,1 und 0,4 pro Jahr bei Ereignissen mit >40 mm Niederschlag.

Fig. 2: Bodenfarben-Karte des Ap-Horizontes im Testgebiet Oechlitz.



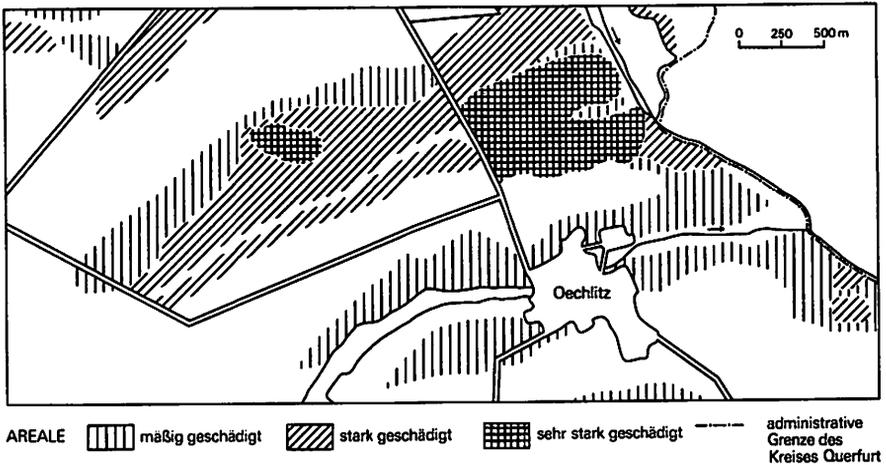


Fig. 3: Bodenerosiv geschädigte Areale des Testgebietes Oechlitz.

4. Methodik der Arealanalyse

Die spektralen Reflexionseigenschaften der Böden sind von den physikalischen und chemischen Eigenschaften der Ackerkrume (Ap-Horizont) abhängig, die durch konkrete Inhaltsstoffkombinationen entstehen. Durch die Bodenerosionsprozesse wurden die Inhaltsstoffkombinationen bezüglich ihrer quantitativen Zusammensetzung (Feinmaterialabspülung, Humusverarmung) als auch in ihrer räumlichen Ausdehnung verändert. Dies drückt sich in einer Veränderung der spektralen Remissionseigenschaften aus (SCHRÖDER 1987). Da direkte Rückschlüsse auf die makroskopisch ansprechbare diagnostische Horizontabfolge des Profils nur sehr bedingt möglich sind, erweist sich eine terrestrische Eichung der Areale als unbedingt notwendig. Von der in Figur 2 überdeckten Fläche wurden insgesamt 270 Proben genommen und mit Hilfe der Munsell-Soil-Colour-Cards unter lufttrockenen Bedingungen nach Bodenfarbhelligkeit und Bodenfarbsättigung angesprochen. Das Beprobungsnetz wurde nach gründlicher Auswertung der panchromatischen Luftbilder reliefangepaßt

entworfen. Bereiche hoher standörtlicher Heterogenität wurden intensiver beprobt als relativ homogene Flächen. Die Zahlenkombinationen der Figur 2 entsprechen dabei der 10 YR-Tafel.

Entscheidend für die Interpretationssicherheit geeichter Bodenformenareale in Fernerkundungsaufzeichnungen ist das Verhalten im mehrdimensionalen spektralen Merkmalraum, der mit Hilfe der Multispektralanalyse nach KAZMIERCZAK (1980) erschlossen werden kann. Untersuchungen auf vergleichbaren Standorten in der Umgebung von Querfurt zeigten, daß gerade unter den Standortbedingungen des Löß-Schwarzerde/ Löß-Rendzina-Bodenformengesellschaften und der Lößkerf-Schwarzerde/ Fels-Rendzina-Bodenformengesellschaften auf Verwitterungsprodukten des Muschelkalks hohe Kontraste im mehrdimensionalen spektralen Merkmalraum bestehen (SCHRÖDER 1989).

Es kann also davon ausgegangen werden, daß die luftbildgestützte Ausgrenzung von erosionsgeschädigten Standorten im Bildausschnitt zuverlässig ist.

Die Bodenfarbe kann mit Hilfe der Munsell-Soil-Colour-Cards nach den Komponenten Farbton, -helligkeit und -sättigung differenziert werden. In der Umgebung der Ortschaft Oechlitz sind der Farbton und die Farbsättigung von untergeordneter Bedeutung. Die Ansprache des Schädigungsgrades einer Fläche, deren Konfiguration mit Hilfe panchromatischer Luftbilder ermittelt wurde, erfolgte durch den Helligkeitskontrast nach folgendem Schlüssel:

Unterschied bis zu 3 Stufen	- mäßig geschädigt
Unterschied bis zu 4 Stufen	- stark geschädigt
Unterschied von mehr als 4 Stufen	- sehr stark geschädigt.

Dabei wurde der benachbarte, sich in ebener Lage befindende, nicht geschädigte Hochflächenstandort mit einer Löß-Schwarzerde-Bodenformengesellschaft und einem durchschnittlichen Humushorizont von 60 cm als Normstandort angesehen.

Nach EVANS (1979) hat die Helligkeit der Bodenfarbe den intensivsten Einfluß auf das spektrale Abbildungsverhalten von Böden. Auf Lößstandorten zeigte sich ein kausaler Zusammenhang in den Korrelationskoeffizienten zwischen den Kanälen der MKF-6 von 0,47 - 0,69. Bei den Verwitterungsprodukten des Muschelkalks liegen die vergleichbaren Werte zwischen 0,62 - 0,81. Die Bodenfarbhelligkeit ist somit eines der wesentlichen integralen Merkmale des Abbildungsverhaltens von Böden in Fernerkundungsaufzeichnungen (WIESER & SCHRÖDER 1989).

5. Ergebnisse der Arealanalyse

In der Umgebung der Ortschaft Oechlitz findet man im Vergleich zu den flachwelligen Landschaften des südöstlichen Harzvorlandes und den nordthüringischen Randplatten relativ hohe Neigungsverhältnisse unter sonst sehr ähnlichen Voraussetzungen der potentiellen Erosionsdisposition. Es ist daher zu erwarten, daß die geschädigten Areale überdurchschnittlich repräsentiert sind. Eine Übersicht über das Ausmaß der Erosionsschäden in Lößlandschaften des Mitteldeutschen Trockengebietes zeigt Tabelle 1. Die Tatsache, daß unter Löß-Schwarzerde-Standortbedingungen in Mitteldeutschland ca. 35 cm des Ah-Horizontes abgetragen sein müssen, bis sich remissionswirksame Veränderungen vollziehen und damit in Luftbildern interpretierbar werden, ist ein deutlicher Hinweis auf das dramatische Ausmaß der Landschaftsschäden durch Bodenerosion in den neuen Bundesländern. Im Durchschnitt sind mindestens 20% der Ackerfläche in einem Maße geschädigt, daß von weiterer landwirtschaftlicher Nutzung abgesehen werden sollte. Diese Flächen sind vorrangig bei dem in Ostdeutschland durchzuführenden Flächenstillegungsprogramm zu berücksichtigen. Höchstwahrscheinlich kann davon ausgegangen werden, daß nur noch die völlig ebenen Standorte so gut wie keine Bodenerosionsschäden aufweisen. Demnach wären weitere ca. 60% der ehemaligen Ackerflächen von Schäden betroffen, die jedoch noch nicht remissionswirksam geworden sind.

Überträgt man die Zahlen des Ausmaßes der Schäden durch bodenerosive Abspülung auf die von LÖWA & SCHRÖDER (1990) entwickelten Gefährdungsklassen der potentiellen Erosionsdisposition (Tab. 2), so entsprechen die sehr starken und starken Schäden den Klassen 4 -6. Zum Teil, insbesondere auf reinen Lößstandorten, ist schon die Gefährdungsklasse 3 betroffen. Die mäßig geschädigten Standorte verteilen sich überwiegend auf die Klassen 2 und 3. Mit deutlich vorhandenen, aber noch nicht remissionswirksam werdenden Schäden ist in der Klasse 2 vollständig und weitflächig in der Klasse 1 zu rechnen.

Tabelle 1: Übersicht über das Ausmaß bodenerosiv geschädigter Areale in Lößlandschaften des Mitteldeutschen Trockengebietes.

Schädigungsstufe (in ‰)	Nördlicher Teil der Querfurter Platte BACKHAUS (1988)		Südlicher Teil der Querfurter Platte RENNER (1988)		Umgebung von Oechlitz
	Rothen-schirm-bach	Barn-städt	Al-berts-roda	Quer-furt	
ehemalige LPG(P)					
mäßig geschädigt	14,5	7,5	9,0	5,0	17,3
stark geschädigt	8,7	4,8	4,5	10,0	12,4
sehr stark geschädigt	2,7	2,3	1,3	8,8	4,8

Tabelle 2: Gefährdungsklassen der potentiellen Erosionsdisposition (nach LÖWA & SCHRÖDER 1990).

<u>Relieffaktor</u> Hangform		konk-div konk-par gest-div	konk-kon gest-par konk-div	gest-kon konk-par konv-kon
Hangneigung (in °)	Hanglänge (in m)			
0 - 2	250	A	A	B
	250	A	B	C
2 - 4	250	B	C	D
	250	C	D	E
4 - 8	250	D	E	F
	250	E	F	G
8 -15	250	F	G	H
	250	G	H	H

Abkürzungen:

div - divergierend
 gest - gestreckt
 kon - konvergierend
 konk - konkav
 konv - konvex
 par - parallel

Gefährdungsklassen:

0 - nicht gefährdet
 1 - sehr schwach gefährdet
 2 - schwach gefährdet
 3 - mäßig gefährdet
 4 - stark gefährdet
 5 - sehr stark gefährdet
 6 - extrem gefährdet

Erosionsdisposition

Substrat- faktor	skelettreiche tonige Lehme	skelettarme sandige und schluffige Lehme	skelettfreie schluffige Lehme (überw. aus Löss)
A	0	0	0
B	0	0	1
C	0	1	2
D	0	2	3
E	1	3	4
F	1	3	5
G	2	4	5
H	3	5	6

Literatur

BACKHAUS, M.: Zur terrestrischen Erfassung von Langzeitschäden der Bodenerosion im Territorium der KAP Barnstädt und der KAP Rothenschirmbach als Grundlage einer Flächenbilanzierung erosionsgeschädigter Standorte. Dipl.-Arb., Halle, 1988.

BORK, H.-R.: Bodenerosion und Umwelt. In: Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, 13, Braunschweig, 1988.

CARLSEN, B.: Bodenerosionsschutz als Maßnahme der Agrarökosystemgestaltung im Raum Querfurt. In: Hercynia N.F., 26, Leipzig, 1989, 4, S.338-350.

EVANS, R.: Air photos for soil survey in Lowland England. In: Remote sensing of Environment, 8, 1979, S.39-63.

HARD, G.: Zur historischen Bodenerosion. In: Zeitschr. f. d. Geschichte d. Saargegend, XV, 1965, S. 209-219.

HARD, G.: Exzessive Bodenerosion um und nach 1800. - Zusammenfassender Bericht über ein westdeutsches Testgebiet. In: Erdkunde, 24, 1970, S. 290-308.

KAZMIERCZAK, H.: Erfassung und maschinelle Verarbeitung von Bilddaten. Berlin, 1980.

LAL, R.: Soil erosion research methods. Ankeny, Iowa, 1988.

LÖWA, K. u. H. SCHRÖDER : Methodik zur Bestimmung der potentiellen Erosionsdisposition von Ackerflächen gegenüber hangfluvialen Prozessen im Raum Querfurt. In: Hallesches Jb. f. Geowissenschaften, 15, Gotha, 1990, S. 81-92.

MASUCH, K.: Häufigkeit und Verteilung bodengefährdender sommerlicher Niederschläge im Bereich der DDR. In: Acta Hydrophysica, 4/5, Berlin, 1957/58, 3, S. 111-137.

PRASUHN, V.: Bodenerosionsformen und -prozesse auf tonreichen Böden des Basler Tafeljura (Raum Anwil, BL) und ihre Auswirkungen auf den Landschaftshaushalt. Physiographica, 16, Basel, 1991.

RENNER, O.: Zur terrestrischen Erfassung von Langzeitschäden der Bodenerosion im Territorium der LPG (P) Albersroda und der LPG (P) Querfurt als Grundlage einer Flächenbilanzierung bodenerosiv geschädigter Standorte. Dipl.-Arb., Halle, 1988.

RICHTER, G.: Bodenerosion. - Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland. Forsch. z. dt. Landesk., 152, Bad Godesberg, 1965.

RICHTER, G.: Zur Erfassung und Messung des Prozessgefüges der Bodenabspülung im Kulturland Mitteleuropas. In: Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 29, Göttingen, 1974, S. 372-385.

RAT VON SACHVERSTÄNDIGEN FÜR UMWELTFRAGEN (Hrsg.): Umweltprobleme der Landwirtschaft. RSU-Bericht, Sondergutachten März 1985, Stuttgart/Mainz, 1985.

SCHAUB, D.: Die Bodenerosion im Lößgebiet des Hochrheintales Möhliner Feld/Schweiz) als Faktor des Landschaftshaushaltes und der Landwirtschaft. Physiographica, 13, Basel, 1989.

SCHMIDT, R.-G.: Probleme der Erfassung und Quantifizierung von Ausmaß und Prozessen der aktuellen Bodenerosion (Abspülung) auf Ackerflächen. Methoden und ihre Anwendung in der Rheinschlinge zwischen Rheinfeldern und Wallbach (Schweiz). Physiographica, 1, Basel, 1979.

SCHRÖDER, H.: Qualitative und quantitative Untersuchungen zur Erfassung der bodenerosiven Abspülung - dargestellt mittels Testuntersuchungen im Einzugsgebiet der Weida (Pegel Stedten). Diss. A. Halle, 1982.

SCHRÖDER, H.: Multispektrale und multitemporale Analyse bodenerosiv geschädigter Standorte in Lößlandschaften. Diss. B, Halle, 1987.

SCHRÖDER, H.: Fernerkundung von Löß- und Verwitterungsstandorten und deren bodenerosiver Schädigung unter Anwendung von Verfahren der Multispektralanalyse. In: Petermanns Geogr. Mitt., 133, Gotha, 1989, 2, S. 129-139.

SCHRÖDER, H. u. G. VILLWOCK: Einsatz der Fernerkundung bei der Prozeßanalyse in der Agrarlandschaft. In: Wiss. Abh. d. Geogr. Ges. d. DDR, 19, Gotha, 1987, S. 165-175.

VAVRUCH, S.: Bodenerosion und ihre Wechselbeziehungen zu Wasser, Relief, Boden und Landwirtschaft in zwei Einzugsgebieten des Basler Tafeljura (Hemmiken, Rothenfluh). Physiogeographica, 10, Basel, 1988.

VILLWOCK, G.: Untersuchungen zur Kennzeichnung der standörtlichen Heterogenität landwirtschaftlicher Nutzflächen mit Methoden der Geofernerkundung. - Diss. A, Halle, 1983.

WIESER, T. & H. SCHRÖDER: Ein Verfahren zum Nachweis des Einflusses der Bodenfarbhelligkeit auf das Strahlungsverhalten von Böden. In: Bildmessung u. Luftbildwesen, 57, Karlsruhe, 1989, 6, S. 230-238.

WISCHMEIER, W.H. & D.D. SMITH: Predicting rainfall erosion losses. - A guide to conservation planning. US Dep. of Agricult., Agriculture Handbook No. 537, Washington, 1978.

ZACHAR, D.: Soil erosion. Amsterdam, Oxford, New York, 1982.

DIE EROSIVITÄT DER NIEDERSCHLÄGE IN NORDRHEIN-WESTFALEN - EIN BEITRAG ZUR QUANTITATIVEN PROGNOSE DER BODENEROSION DURCH WASSER

von Petra Sauerborn

Zusammenfassung

Der Bodenerosionsforschung, als geoökologische Prozeßforschung, kommt heute eine große Bedeutung in der Landschaftsökologie zu.

Von 15 Niederschlagsstationen in Nordrhein-Westfalen wird der R-Faktor der "Universal Soil Loss Equation (USLE)" nach WISCHMEIER/ SMITH (1978) berechnet. Dieser liegt zwischen 21,9 kJ/qm*mm/h (Elsdorf) und 78,0 kJ/qm*mm/h (Paderborn). Auf der Basis einer hochsignifikanten Korrelation zwischen mittleren langjährigen Sommerniederschlägen und R-Faktoren wird als Grundlage für die erosionsmindernde Planung in der Landwirtschaft eine Isoerodentkarte für Nordrhein-Westfalen vorgestellt.

Summary

Data was collected at 15 locations in Northrhine-Westfalia and the rainfall and runoff factor (R-factor) of the "Universal Soil Loss Equation (USLE)" of WISCHMEIER/ SMITH (1978) was calculated for each location respectively. This varied between 21,9 kJ/qm*mm/h (in Elsdorf) and 78,0 kJ/qm*mm/h (in Paderborn). A highly significant correlation between the average summer rainfall and the R-factors provided the basis for an iso-erodentmap of Northrhine-Westfalia, which could be significant in agricultural planning to minimize erosion.

1. Einleitung

Die Bodenerosionsforschung ist heute einer der bedeutendsten Untersuchungsschwerpunkte im Umweltschutz, da sie mit dem Ziel der sichernden Planung die Erhaltung des für die gesamte Umwelt lebensnotwendigen Mediums Boden, ermöglichen kann.

Jeder morphodynamische Prozeß hat auch landschaftshaushaltliche Auswirkungen, so daß die wissenschaftliche Auseinandersetzung mit der Bodenerosion als geoökologische Prozeßforschung verstanden werden muß. Es sind demnach nicht nur die Substrattransporte zu quantifizieren, sondern bestenfalls sämtliche

durch die morphodynamischen Prozesse modifizierten Landschaftshaushaltsfaktoren (SEILER 1980).

Eine problembezogene Feststellung der Bodensituation und eine Analyse der Ursachen ist ohne ausreichend detaillierte Untersuchungen bodenkundlich relevanter Daten ebensowenig möglich, wie die Risikovorhersage bzw. die Konzeption und Einleitung adäquater Bodenschutzmaßnahmen und deren Effizienzkontrolle.

Um diesen Anforderungen gerecht zu werden, ist neben einer ausreichenden Kenntnis des aktuellen Bodenzustandes eine angemessene problembezogene Auswertung seiner Eigenschaften und der auf den Boden wirkenden Belastungen erforderlich. Zur Erarbeitung sinnvoller Schutzmaßnahmen ist es notwendig, die Erosionsgefahr zu quantifizieren. Voraussetzung hierfür ist die Entwicklung und der Einsatz von Modellen zur Beschreibung vom Verhalten des Bodens gegenüber bestimmten Belastungen (HEINEKE 1987).

Zur Abschätzung des langjährigen potentielle Abtrags mit Hilfe einfach zu erschließenden Meßgrößen und der Möglichkeit der genauen quantitativen Vorhersage der Auswirkung von Gegenmaßnahmen wurde von WISCHMEIER/SMITH (1962) die "Universal Soil Loss Equation (USLE)" für einen östlich der Rocky Mountains gelegenen Teil der USA entwickelt. Sie setzt sich aus einfach zu erschließenden Meßgrößen zusammen und ermöglicht die Ermittlung des durchschnittlichen jährlichen Bodenabtrags durch Wasser in t/ha. Nach entsprechender Prüfung und Adaption wird die USLE heute weltweit in vielen Regionen angewendet.

In der USLE setzt sich der Bodenabtrag einer bestimmten Fläche aus dem Abtrag eines Standardhanges unter dem gebietsspezifischen Niederschlagsgegebenheiten zusammen, korrigiert durch standortspezifische Faktoren des Bodens, der Morphologie, der Topographie sowie der Nutzungsweise.

In dem durch zahlreiche Variablen bestimmten System 'Bodenerosion' kommt dem Faktor Klima eine besondere Bedeutung zu. Es stellt als unmittelbar auslösende Kräfte die Transportmedien Wasser, Eis und Wind und beeinflusst zusammen mit den anderen Geofaktoren und dem Menschen Art, Umfang und Zeitpunkt der Erosion (MOTZER 1988).

Im Zuge der Adaption der USLE an nordrhein-westfälische Verhältnisse wird in diesem Beitrag der Niederschlag, als verursachender Faktor der sog. 'aquatischen Bodenerosion', einer eingehenden Prüfung unterzogen.

Unter 'aquatischer Bodenerosion' sollen alle Prozesse der Denudation, des Transits und der Akkumulation durch Wasser verstanden werden, die das Gleichgewicht eines Ökosystems über das natürliche Maß hinaus belasten. Sie wird anthropogen in Gang gesetzt und unmittelbar durch Niederschläge ausgelöst.

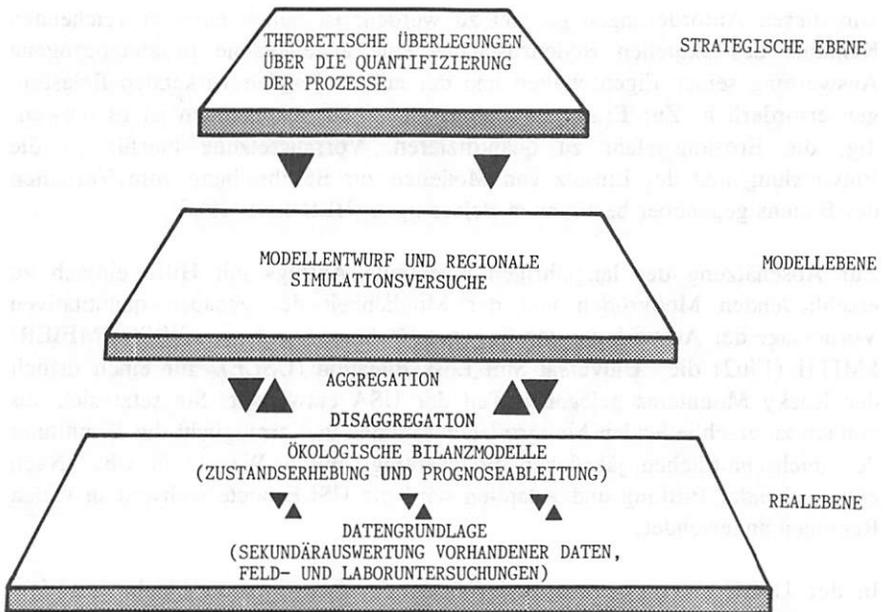


Fig. 1: Theoretische Überlegungen zur Quantifizierung der Bodenerosion durch Wasser.

2. Niederschlag als erosionsauslösender Faktor

Die Beziehung zwischen flüssigen Niederschlägen und Erosionsgefahr ist hoch signifikant (WISCHMEIER 1959). Entscheidend ist dabei weniger die Niederschlagssumme als die Niederschlagsintensität (Niederschlagsmenge je Zeitein-

heit) sowie die jahreszeitliche Verteilung der erosiven Niederschläge (BREBURDA 1983, S. 27 ff.).

In ähnlicher Form äußern sich BADER/ SCHWERTMANN (1980, S.1), die ausführen, daß es nicht ausreicht "die Anzahl der Starkregen, geschweige denn die Gesamtniederschlagsmenge heranzuziehen, da es sehr stark auf die Charakteristik einzelner Niederschläge ankommt".

Besondere Bedeutung besitzt in der Bodenerosionsforschung der begriff 'Erosivität', den HUDSON (1971, S. 59) wie folgt definiert: "Erosivity is the potential ability of rain to cause erosion. It is the function of the physical characteristics of rainfall."

Die Charakteristik des Regengeschehens gehört demnach zu den bedeutendsten Parametern der bodenerosionsbeeinflussenden Faktoren und geht in den R-Faktor der USLE ein. SCHWERTMANN (1981, S. 4) definiert den R-Faktor wie folgt:

"R: Regen- und Oberflächenabflußfaktor: er stellt ein Maß für die gebietsspezifische Erosionswirksamkeit (Erosivität) der Niederschläge dar und wird aus der kinetischen Energie und der Niederschlagsmenge aller erosionswirksamer Einzelregen während des Jahres berechnet.

Die Bezeichnung "Regen- und Oberflächenabflußfaktor" ist an die amerikanische Definition von WISCHMEIER/ SMITH (1978, S. 5) angelehnt, die den R-Faktor als "rainfall- and runoff-factor" bezeichnen. Er beinhaltet sowohl die aggregatzerstörende Wirkung der Regentropfen, als auch die Transportwirkung des Oberflächenabflusses (BADER/ SCHWERTMANN 1980).

3. Methodik

Ein Hauptziel der Bodenerosionsforschung ist es, mit Hilfe empirisch überprüfter, kausaler Modelle, wie der USLE, Risiken für die Böden zu prognostizieren und darauf aufbauend geeignete vorsorgende Maßnahmen zu ergreifen.

Zur optimalen Nutzung aller verfügbaren Ergebnisse ist es notwendig, bodenbezogene Daten mit Nutzungsdaten, Witterungsdaten und Daten über Bewirtschaftungsmaßnahmen zusammenzuführen und miteinander zu verknüpfen. Die Ergebnisse müssen in analoger und digitaler Form insbesondere durch Karten ausgegeben werden.

Eine große Bedeutung kommt in diesem Zusammenhang der elektronischen Datenverarbeitung zu. Durch Informationssysteme ist es möglich, entsprechend

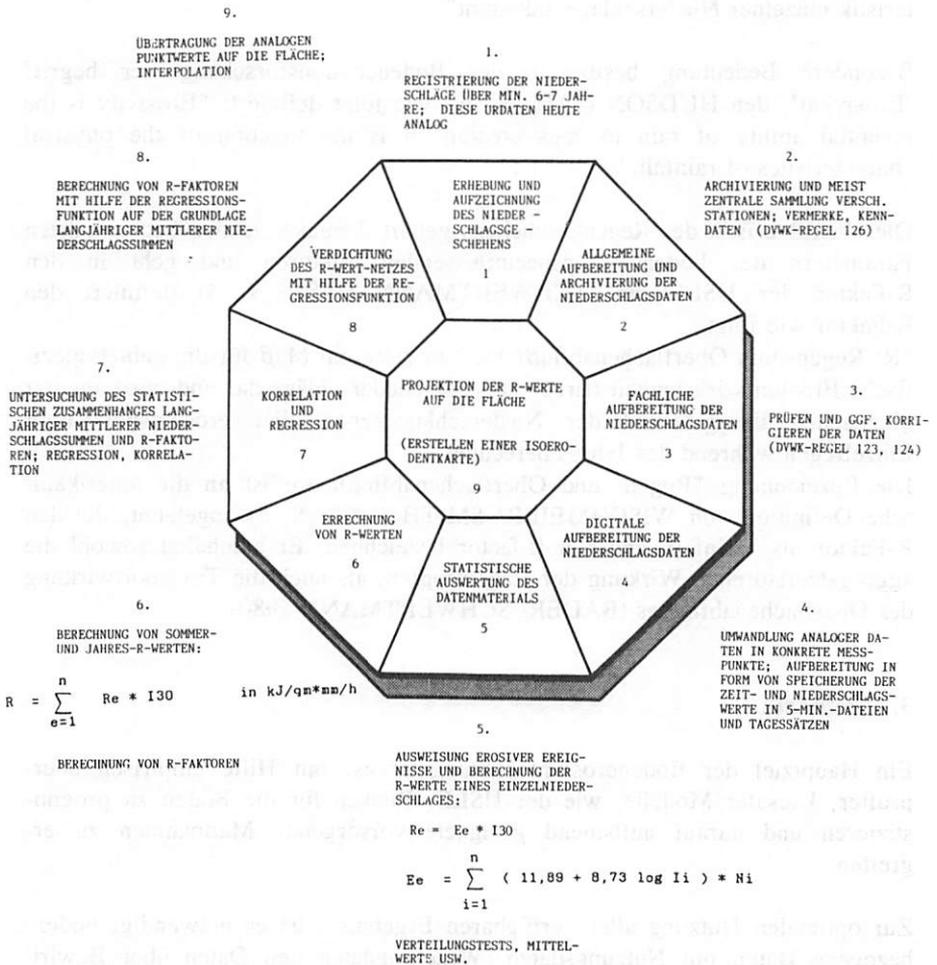


Fig. 2: Ablaufschema zur Erstellung einer Isoerodentkarte mit Hilfe der USLE.

der speziellen Problemlage umweltrelevante Parameter zur Verfügung zu stellen und entsprechend miteinander zu koordinieren.

Für die Analyse der Erosivität der Niederschläge in Nordrhein-Westfalen sind vorhandene meteorologische Aufzeichnungen verschiedener Institutionen ausgewertet und miteinander verknüpft worden.

4. Der R-Faktor

BADER/ SCHWERTMANN (1980) legten, bei ersten Untersuchungen zur Erosivität der Niederschläge im deutschsprachigen Raum, als Grenzwert bei der Auswahl der erosionswirksamen Niederschläge auf schneefreiem Boden 10 mm fest; WISCHMEIER/ SMITH (1978, S. 5) berücksichtigten Regenereignisse erst ab 12,7 mm.

Regenfälle mit weniger als 10 mm werden nur dann mit in die Berechnung mit einbezogen, wenn ihre maximale 30-Minuten-Intensität mindestens 10 mm beträgt. Liegt zwischen zwei Einzelereignissen ein Zeitraum von mehr als 6 Stunden mit weniger als 1 mm Niederschlag, werden diese Ereignisse als zwei Regenfälle gewertet; ist die zeitliche Distanz geringer, gelten sie als ein Niederschlagsereignis.

Der Re-Wert (R-Wert eines Einzelniederschlags) eines Starkregens setzt sich aus der kinetischen Energie Ee (in kJ/qm) und der maximalen 30-Minuten-Intensität I30 (in mm/h) wie folgt zusammen:

$$Re = Ee * I30$$

Zur Berechnung der kinetischen Energie eines Einzelregens Ee wird die Niederschlagskurve in Abschnitte konstanter Steigung unterteilt. Für jeden Abschnitt i wird nun die Intensität Ii und die Niederschlagshöhe Ni bestimmt. Die kinetische Energie des Einzelregens ergibt sich aus der Summation seiner Abschnitte nach der empirischen Formel:

$$Ee = \sum_{i=1}^n (11,89 + 8,73 \log I_i) * N_i$$

Die so berechnete Energiesumme wird mit der maximalen 30-Minuten-Intensität multipliziert, die HUDSON (1971, S. 64) wie folgt definiert: "It is the

greatest average intensity experienced in any 30-minute period during the storm. It is computed from recording rain gauge charts by locating the greatest amount to get the same dimension as intensity, I_i , inches per hour or mm per hour."

Der R-Wert eines Jahres läßt sich nach der folgende Formel berechnen (AUERSWALD 1984):

$$R = \sum_{e=1}^n R_e * I30$$

Als R-Faktor einer Station wird der Mittelwert der Jahres-R-Faktoren für einen möglichst langen Untersuchungszeitraum berechnet.

5. Ergebnisse

5.1 Untersuchungsgrundlagen

Für die Untersuchungen der Erosivität in Nordrhein-Westfalen standen Niederschlagsschreiberaufzeichnungen von 15 Meßstationen zur Verfügung.

Die Auswertungszeiträume der einzelnen Stationen variieren. Die längsten Zeiträume liegen zwischen 1958 und 1980, die kürzesten zwischen 1973 und 1980 (Kernzeit der Auswertung). ROGLER/ SCHWERTMANN (1981) stellten bei ihre Untersuchungen in Bayern fest, daß die R-Faktoren der meisten Stationen nach 6 bis 7 Jahren keine wesentlichen Veränderungen mehr aufweisen. Bei der Analyse der nordrhein-westfälischen Stationen ist jeweils der maximal zur Verfügung gestellte Zeitraum ausgewertet worden. Für die 8 Stationen, bei denen keine Daten für das Winterhalbjahr vorlagen, wurden die Werte für Niederschlag und R-Faktoren entsprechend dem ermitteltem Durchschnitt ergänzt.

Im Vergleich mit anderen Arbeiten zur Erosivität der Niederschläge stellt eine Meßnetzdicke von 1 Station pro 2 270 qkm, wie sie bei den nordrhein-westfälischen Untersuchungen vorlag, national wie international eine sehr hohe Dichte dar.

5.2. Untersuchungsergebnisse

Nach Analyse des Niederschlagsgeschehens der Untersuchungsstandorte ergaben sich für die einzelnen Stationen die folgenden Ergebnisse:

Tab. 1: Niederschlagssummen (in mm) und R-Faktoren (in $\text{kJ/qm} \cdot \text{mm/h}$) verschiedener nordrhein-westfälischer Stationen.

Station	N-Summe (Jahr) (mm)	N-Summe (Sommer) (mm)	R-Faktor (Jahr) $\text{KJ/m}^2 \cdot \text{mm/h}$	R-Faktor (Sommer) $\text{KJ/m}^2 \cdot \text{mm/h}$
St. Arnold	683	362	64,2	54,5
Bielefeld	675	372	56,0	47,1
Bonn	531	293	46,5	39,1
Borschemich	532	320	41,7	40,3
Düsseldorf	606	334	29,6	24,9
Esterbach	754	371	48,4	34,1
Elsdorf	481	265	21,9	18,4
Essen	664	366	58,8	49,4
Helgersdorf	776	401	51,0	39,9
Kornelimünster	636	375	61,3	54,4
Kleve	517	285	29,4	24,7
Leverkusen	628	346	36,5	30,7
Münster	576	317	51,1	42,9
Paderborn	647	401	78,0	75,2
Rehringhausen	842	426	65,4	47,7

Die Streuung der R-Faktoren nordrhein-westfälischer Niederschlagsstationen ist relativ groß. Die Jahres-R-Faktoren liegen zwischen $21,9 \text{ kJ/qm} \cdot \text{mm/h}$ (Elsdorf) und $78,0 \text{ kJ/qm} \cdot \text{mm/h}$ (Paderborn). Es zeigt sich, daß Stationen mit einem kleinen bzw. großen Jahres-R-Faktor auch einen kleinen bzw. großen Sommer-R-Faktor aufweisen; die Werte geben also immer ein bestimmtes gebietsspezifisches Niederschlagsgeschehen wieder.

Bei den untersuchten Stationen hat der Sommer-R-Faktor in jedem Fall einen großen Anteil am Jahreswert. das Minimum beträgt 70,5 % (Essen), das Maximum 96,7 % (Borschemich); der Durchschnitt liegt bei 84,3 %. Die Streuung der Prozentanteile ist relativ gering, was auf generell hohe R-Werte sommerlicher Starkregen zurückzuführen ist. Sie treten zwar recht selten auf, ihr Einfluß ist jedoch sehr groß.

Eine Analyse der durchschnittlichen Monats-R-Werte (R_m) aller untersuchten Stationen Nordrhein-Westfalens verdeutlicht den Jahresgang der Erosivität. In Tabelle 2 ist die durchschnittliche monatliche Verteilung des R-Faktors (absolute R_m und Prozentanteile am Jahres-R-Wert) aller Stationen dargestellt.

Tab. 2: Durchschnittliche monatliche Verteilung der R-Faktoren aller 15 ausgewählten Stationen Nordrhein-Westfalens.

	Jahr		Sommer			
	abs. R_m -Wert	% -Anteil am R-Wert	Sommerstationen		alle Stationen	
			abs.	%	abs.	%
Januar	1,72	2,91				
Februar	1,46	2,55				
März	1,59	2,83				
April	1,23	1,99				
Mai	6,08	9,41	4,74	7,57	5,41	8,49
Juni	10,43	17,06	8,78	13,93	19,60	15,50
Juli	14,67	23,35	10,14	15,43	12,41	19,39
August	10,33	16,73	8,00	12,30	9,17	14,52
September	6,18	9,41	4,56	7,35	5,37	8,38
Oktober	2,42	3,99	1,29	2,76	1,86	3,38
November	3,26	4,70				
Dezember	3,01	5,11				

Figur 3 zeigt die durchschnittliche Jahres-R-Verteilung (in %) für die untersuchten Stationen mit Ganzjahresbeobachtungen.

Die durchschnittlichen R_m -Werte weisen einen deutlichen Jahresgang auf. Es zeigt sich ein großes Übergewicht der R-Werte in den Sommermonaten Juni, Juli und August.

Um flächendeckende Aussagen über die Verteilung der R-Faktoren in Nordrhein-Westfalen zu ermöglichen, wurde der korrelative Zusammenhang zwischen R-Faktoren und Niederschlagssummen (vgl. Tab 1) untersucht. Der

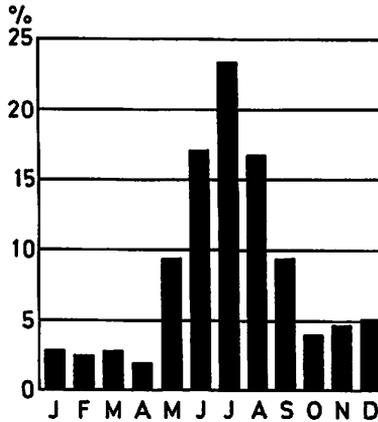


Fig. 3: Durchschnittliche Jahres-R-Verteilung (in %) für 7 ausgewählte nordrhein-westfälische Stationen.

stärkste Zusammenhang wurde bei einer Korrelation zwischen R-Faktoren und Sommerniederschlagssummen (S_x) festgestellt. Es ergab sich die Gleichung y und der Korrelationskoeffizient r mit der langjährigen mittleren Sommerniederschlagssumme S_x :

$$y = -53,23 + 0,3650 * S_x \quad (r = 0,8484).$$

Mit Hilfe dieser Gleichung wurde anschließend, auf der Grundlage aller im Klimaatlas Nordrhein-Westfalen (1989) verzeichneten Stationen mit langjährigen mittleren Sommerniederschlagssummen, eine Isoerodentkarte für Nordrhein-Westfalen (Figur 4) erstellt (vgl. SAUERBORN 1991).

Die Isoeroden von Nordrhein-Westfalen zeichnen, wie dies AUERSWALD/SCHMIDT (1986) auch für Bayern nachweisen konnten, im wesentlichen das Relief nach und lassen die Abhängigkeit der Niederschläge und damit auch der R-Faktoren von der Höhenlage erkennen.

6. Schlußfolgerungen

Aufbauend auf den bisherigen Arbeiten zur Erosivität der Niederschläge in einzelnen Bundesländern (vgl. ERDMANN/ SAUERBORN 1991; SAUERBORN/ ERDMANN 1991) sowie den vorgestellten Ergebnisse ist mit Hilfe

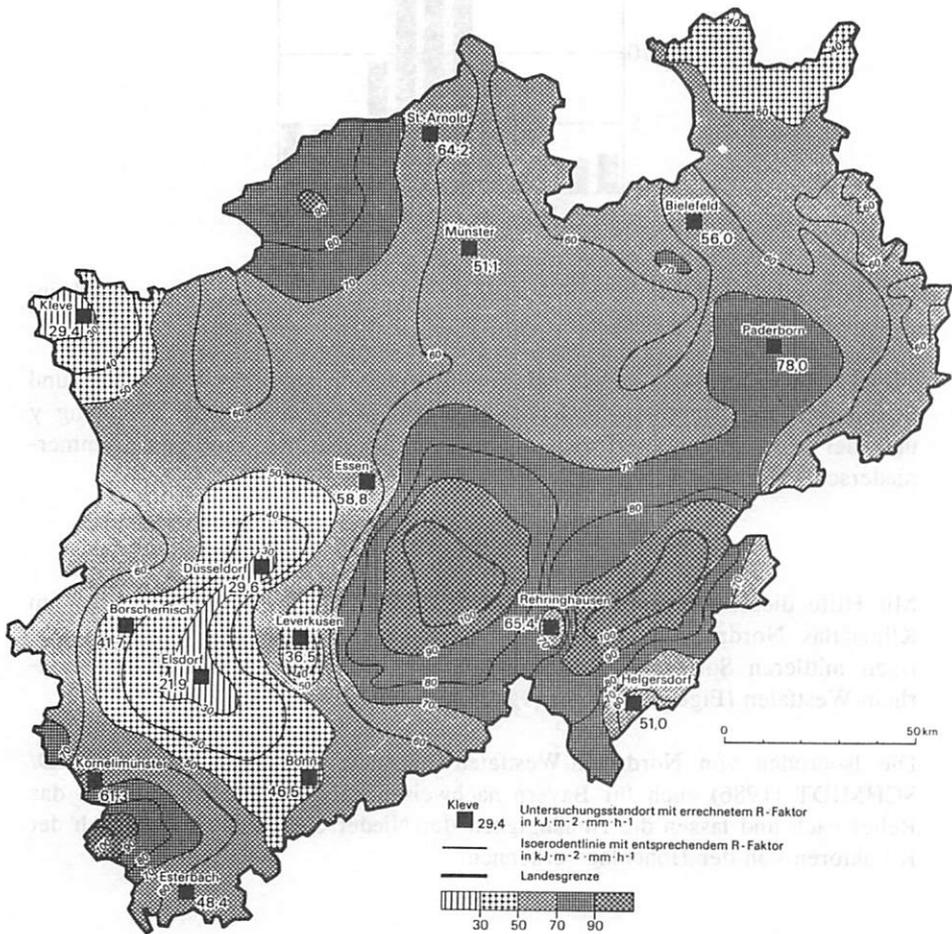


Fig. 4: Die Isoerodentkarte von Nordrhein-Westfalen.

weiterer Analysen bislang noch nicht untersuchter Regionen eine flächen-deckende Isoerodentkarte für Deutschland derzeit in Bearbeitung. Damit wird eine wichtige Grundlage für die Anwendbarkeit der USLE in Deutschland geschaffen, die als Basis für die erosionsmindernde Planung in der Landwirtschaft dem Umwelt- und Naturschutz dienen kann.

7. Danksagung

Die Isoerodentkarte von Nordrhein-Westfalen wurde als Teil eines Forschungsprogrammes zum Bodenschutz unter Leitung von Herrn Prof.Dr.A.Skowronek an der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität in Bonn angefertigt. Ihm sowie Herrn Prof.Dr.J.Grunert möchte ich herzlich für die Betreuung und Unterstützung bei dieser Arbeit danken.

Darüber hinaus gilt mein Dank dem Minister für Umwelt, Raumordnung und Landwirtschaft des Landes Nordrhein-Westfalen (MURL) für die finanzielle Unterstützung, Herrn Prof.Doziert.-Ing.A.Rieser und Herrn H.-J.Feih von Lehrstuhl für Landwirtschaftlichen Wasserbau und Kulturtechnik der Universität Bonn für die große Unterstützung im Rahmen der Datenverarbeitung.

Dem Zentralamt des Deutschen Wetterdienstes in Offenbach sowie dem Wetteramt Essen und dem Landesamt für Wasser und Abfall des Landes Nordrhein-Westfalen danke ich für das Entgegenkommen bei der Zurverfügungstellung der Daten.

Literatur

AUERSWALD, K. (1984): Wirkungen von Erosionsschutzmaßnahmen bei Mais. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 39, S. 111-112.

AUERSWALD, K. & SCHMIDT, F. (1986): Atlas der Erosionsgefährdung in Bayern. Karten zum flächenhaften Abtrag durch Regen. - Bayerisches Geologisches Landesamt, Fachberichte 1.

BADER, S. & SCHWERTMANN, U. (1980): Die Erosivität der Niederschläge von Hüll (Bayern). - In: Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 21, S. 1-7.

BREBURDA, J. (1983): Bodenerosion - Bodenerhaltung. - Frankfurt/ Main.

ERDMANN, K.-H. & SAUERBORN, P. (1991): Die Erosivität der Niederschläge in Nordrhein-Westfalen. - In: Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde, Heft 60, S. 71-80.

HEINEKE, H.-J. (1987): Das Bodeninformationssystem Niedersachsen. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 55/II, S. 757-763.

HUDSON, N.W. (1971): Soil Conservation. - London.

MOTZER, H. (1988): Niederschlagsdifferenzierung und Bodenerosion. Untersuchungen auf Meßparzellen in Südsardinien und ihre grundsätzliche Aussagekraft. - Darmstädter Geographische Studien 8.

ROGLER, H. & SCHWERTMANN, U. (1981): Erosivität der Niederschläge und Isoerodentkarte von Bayern. - In: Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 22, S. 99-112.

SAUERBORN, P. (1991): Die Erosivität der Niederschläge in Nordrhein-Westfalen. - unveröff. Diplomarbeit an der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.

SAUERBORN, P. & ERDMANN, K.-H. (1991): Isoerodentkarte von Nordrhein-Westfalen. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 66/II, S. 1017-1020.

SCHWERTMANN, U. (1981): Grundlagen und Problematik der Bodenerosion. - In: Bayerisches Landwirtschaftliches Jahrbuch 58, Sonderheft 1, Seite 75-79.

SEILER, W. (1980): Quantitativer Vergleich des Erosionsverhaltens eines winterlichen Dauerniederschlags und eines sommerlichen Starkregens. - In: Bulletin der Schweizer Bodenkundlichen Gesellschaft 4, Seite 28-35.

WISCHMEIER, W.H. (1959): A rainfall erosion index for an universal soil loss equation. - In: Soil Science Society American Proceedings 23, Seite 246-249.

WISCHMEIER, W.H. & SMITH, D.D. (1962): Soil-Loss estimation as a tool in soil and water management planning. - In: International Association of Scientific Hydrology, Louvain, Publication 59, Gentbrugge, Seite 148-159.

WISCHMEIER, W.H. & SMITH, D.D. (1978): Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning. - U.S. Departement of Agriculture, Agricultural Handbook 537.

**AKZENTUIERTE DYNAMIK EINES SEITENBACHES DER FULDA
DURCH EINEN STARKREGEN IM PARTIELL
FLÄCHENVERSIEGELTEN EINZUGSGEBIET:
BILANZIERUNG VON OBERFLÄCHENABFLUSS UND
ABFLUSSPENDE, EROSIONS- UND AKKUMULATIONS BETRÄGEN**

von Ernst Brunotte und Franz-Josef Hund

Zusammenfassung

Die Arbeit behandelt die aktuelle Formung von Tälern im Mittleren Buntsandstein (vorw. Solling-Folge) Südniedersachsens und Nordhessens unter dem Aspekt der anthropogen verstärkten Morphodynamik. Im Mittelpunkt stehen die geomorphologischen Effekte eines exzeptionellen Gewitterregens, der am 28.05.1985 nördlich Kassel im wenige km² großen Einzugsgebiet eines steilen Seitenbaches der - hier um über 200 m in die angrenzenden Hochflächen eingeschnittenen - Fulda niederging und an der Mündung in den Vorfluter zu katastrophalen Schäden führte. - Auf der Basis einer eigenen tachymetrischen Vermessung werden zunächst das Feinrelief des Talgrundes mit seinen Erosions- und Akkumulationsstrecken beschrieben und hernach die jungen Formveränderungen sowie die mit ihnen verbundenen Erosions- und Akkumulationsbeträge quantifiziert. Schließlich wird der Oberflächenabfluß im Einzugsgebiet des Baches sowohl für die landwirtschaftlichen Nutzflächen als auch für die Siedlungen und Verkehrswege geschätzt und damit die Frage nach dem Einfluß der Flächenversiegelung auf das Abflußgeschehen erörtert.

Summary

The study deals with the formation of valleys in the Mittlerer Buntsandstein (Triassic sandstone) of southern Lower Saxony and northern Hesse with special regard to the human (anthropogenic) influence on present morphodynamics. Emphasis is laid on the geomorphological effect of an exceptional thunder-shower (05-28-85) in a small catchment area north of Kassel with a high stream gradient. This event caused disastrous damage to the area where the stream joins the river Fulda. Based on the author's own tachymetric measurements, the small scaled landforms of the valley floor with its erosional and aggradational sections are described, and thus the youngest modifications of landforms as well as rates of erosion and aggradation are quantified. Finally the surface runoff in the creek catchment is estimated for agricultural, built up and road areas in order to discuss the influence of sealed surfaces (Flächenversiegelung) on discharge.

Mit dieser Fallstudie über die geomorphologischen Effekte eines Gewitters am 28.5.1985, in dessen Verlauf innerhalb von 45 Minuten ca. 75 mm Niederschlag fielen, werden Untersuchungen zur spät- und postglazialen Formung von Tälern im Buntsandstein Südniedersachsens und Nordhessens (HAGEDORN,

BRUNOTTE & SCHRÖDER 1972, STEIN 1975, PÖRTGE 1986, ROTHER 1989, MOLDE 1991) unter dem Aspekt der aktuellen fluvialen Morphodynamik fortgesetzt.

1. Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet liegt im Oberweser-Buntsandsteingewölbe auf Blatt 4623 Kassel-Ost der TK 25 zwischen dem Kasseler Becken und dem Kaufunger Wald am antezedenten Engtal der unteren Fulda. Es umfaßt das 3,47 km² große Einzugsgebiet des Wandersteinbaches, eines östlichen Zubringers. Relief und Landschaft werden vom Gegensatz zwischen der flachwelligen bis ebenen, überwiegend lößbedeckten und intensiv agrarisch genutzten, ihrer Anlage nach präoberoligozänen Rumpffläche mit lokal tiefgründiger Verwitterung der unterlagernden Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins, vorwiegend der ca. 120 m mächtigen Solling-Folge (GARLEFF, BRUNOTTE & STINGL 1985, S.18 ff.), in 240 bis über 300 m NN und dem darin bis weit über 100 m eingeschnittenen, steilhängigen und bewaldeten Nebental bestimmt (Fig. 1); so liegen unterhalb 240 m NN nur 14 % der Gesamtfläche! Die maximale Höhendifferenz beträgt 202 m über einer Grundstrecke von genau 2.000 m, woraus für die gedachte Linie eine Neigung von 10 % resultiert. Dementsprechend zieht der Wandersteinbach mit starkem Gefälle (im Mittel- und Unterlauf werden 5 % überschritten und maximal 6,5 bzw. 7,5 % erreicht) zur Fulda hinab; er mündet bei 129 m NN. Auf seinem Schwemmfächer liegt der Sportplatz der Gemeinde Spiekershausen; unmittelbar davor auf der südlichen Talflanke die Abraumhalde von Steinbrüchen, in denen die Werksteinbänke der ca. 40 m mächtigen Wilhelmshausener Schichten abgebaut wurden. Allein aus der Dominanz der landwirtschaftlichen Nutzung (204 ha, davon 183 ha Ackerland) der Hochfläche, deren Parzellen unmittelbar bis an die Oberhänge des Wandersteinbachtals heranführen, ergibt sich eine gewisse Prädisposition für Oberflächenabfluß. Verstärkt wird sie durch den 51 ha großen Anteil des Wandersteinbach-Einzugsgebietes an der Ortschaft Landwehrhagen, sowie durch die mit 16 ha umfangreichen Verkehrsflächen außerhalb der Ortslage, von denen das - inzwischen auf drei Fahrspuren ausgebaut und um Lärmschutzwälle erweiterte - 2.250 m lange Teilstück der Bundesautobahn seinerzeit allein 7 ha beanspruchte (Fig. 1).

2. Niederschlagsverhältnisse

Den langjährigen Messungen bei Landwehrhagen auf der Hochfläche sowie bei

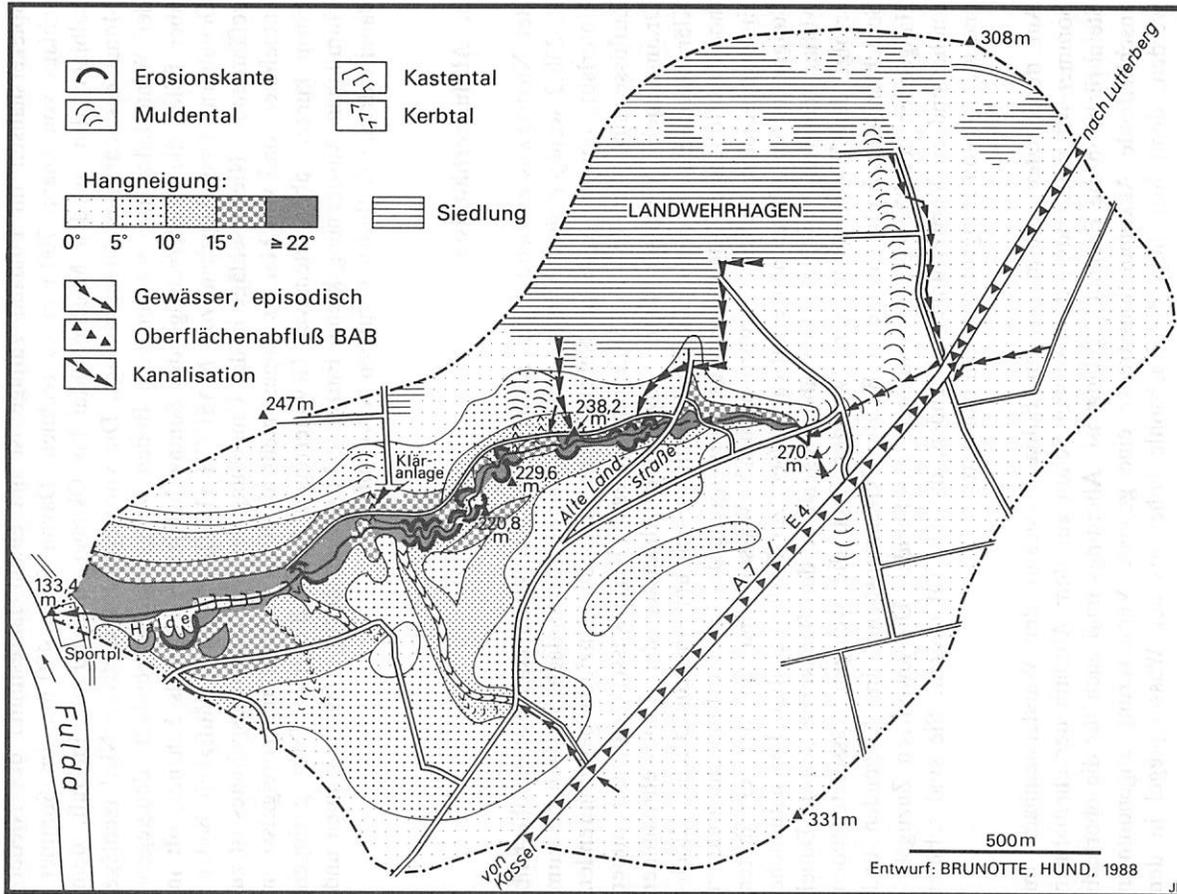


Fig. 1: Das Einzugsgebiet des Wandersteinbaches.

Spiekershausen im Fuldataal zufolge ist mit einem Jahresmittel des Niederschlags von knapp 700 mm zu rechnen. Davon fallen 400 mm im Sommerhalbjahr, d.h. in den Monaten Mai bis Oktober, und 80 mm im Juli, dem Monat des stärksten Niederschlags. Die vorwiegend advektiven Niederschläge des Winterhalbjahres werden vom Boden weitgehend gespeichert; demgegenüber fallen die Niederschläge des Sommerhalbjahres eher als Schauer, oft in Gewittern. Den Angaben von MASUCH (1970) über die Häufigkeit bodengefährdender Niederschläge in der Umgebung des Untersuchungsgebietes ist zu entnehmen, daß von Mai bis August mehr als 80 % der Starkregeneignisse in Form kurzer, aber intensiver Gewitterregen fallen, die trotz ihrer geringen räumlichen Ausdehnung kleine Einzugsgebiete vollständig erfassen können und dabei extreme Abflußsteigerungen hervorrufen.

3. Abflußverhältnisse

Bei Niedrigwasser beträgt die Abflußmenge des Wandersteinbaches oberhalb P. 238,2 weniger als 0,5 l/sec. Schätzungsweise verzehnfacht sie sich bis zum Unterlauf, obwohl es keine Nebengerinne gibt. Die einzigen perennierenden Zuflüsse sind der bei P. 238,2 einmündende Regenwasserkanal, der außer Drain- auch Abwässer führt, sowie die Abwässer der Landwehrhagener Kläranlage (Fig. 1 u. 2). Hierbei handelt es sich um eine zusätzliche, allochthone Abflußmenge, denn die Wasserversorgung des Ortes erfolgt aus anderen Einzugsgebieten. Diese "anthropogenen" Wässer sind an der erwähnten Steigerung der Abflußmenge auf ca. 5 l/sec. zur Hälfte beteiligt. Die natürliche Abflußsteigerung vollzieht sich überwiegend in der Bachkerbe selbst. Dabei erfolgt der Wasserzuzug dort, wo der Bach die wenigen wasserstauenden Schichten der Solling-Folge, z.B. die "Grenztonsteine" im Liegenden und Hangenden der Trendelburg-Schichten, anschneidet. Die jeweiligen Zuzugsbereiche sind an Verwerfungen gebunden, die das Tal queren. Sie sind schmal und werden von Hangrutschungen markiert.

Auf den letzten 200 m bis zur Fulda versickert der Wandersteinbach im Sommer oft vollständig, da hier viel Schutt aus dem Abraum der ehemaligen Steinbrüche in die Bachsohle gelangt ist. Allerdings muß auch für die oberhalb anschließende Akkumulationsstrecke eine gewisse Versickerung angenommen werden, denn hier liegt die Bachsohle höher als der Wasserspiegel in den Talschottern.

Sowohl wegen der nach DÜRBAUM, MATTHES & RAMBOW (1969) nennenswerten Gesteinsdurchlässigkeit, die sich aus der Bindemittelarmut verschie-

dener mittel- bis grobkörniger Sandsteinlagen ergibt, als auch wegen der Trennfugenhohlräume an größeren Störungen, werden die Sickerwässer aus dem Boden in der Sölling-Folge schnell in die Tiefe geleitet. Dementsprechend geht aus der Karte der Grundwasserhöhen von GRIMM (1969) hervor, daß der

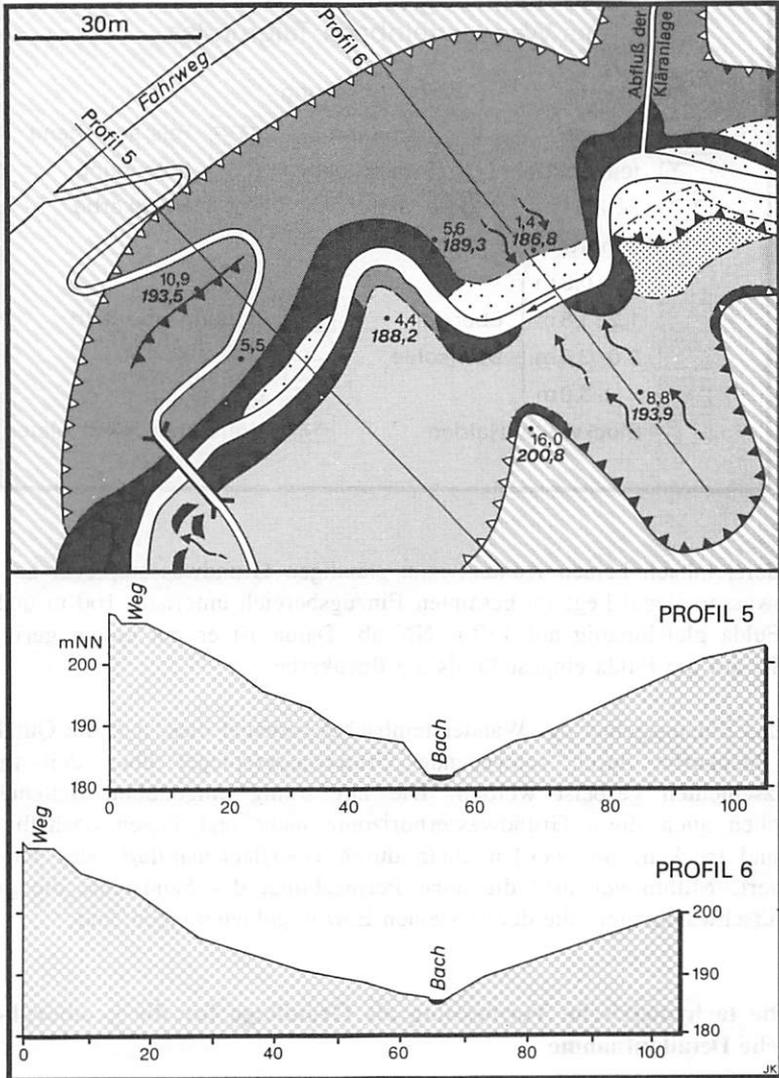
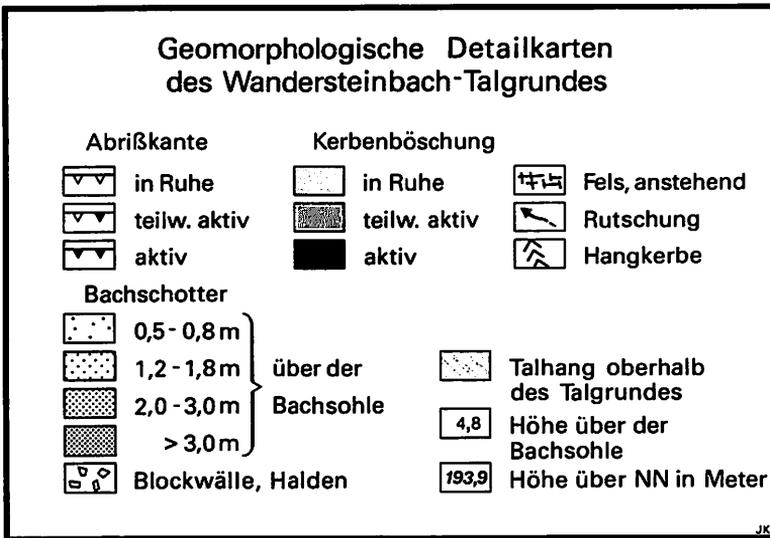


Fig. 2: Erosionsstrecke unterhalb der Kläranlage: weitgehende Aufzehrung der Schotterterrassen und starke Bacheintiefung.

Legende zu den Fig. 2 - 4



Wandersteinbach keinen Kontakt zum ständigen Grundwasserspiegel hat. Der Ruhewasserspiegel liegt im gesamten Einzugsbereich unterhalb 160 m und fällt zur Fulda gleichmäßig auf 130 m NN ab. Damit ist er mit einem geringeren Gefälle auf die Fulda eingestellt als die Bachkerbe.

Für das Einzugsgebiet des Wandersteinbaches bedeutet dies, daß die Quellen in der Bachkerbe durch schwebende Grundwasserspiegel über den tonigen Grenzschichten gespeist werden. Die nur wenig eingetieften Seitentälchen erreichen auch diese Grundwasserhorizonte nicht und liegen deshalb überwiegend trocken. Sie werden allein durch Oberflächenabfluß oder Interflow aktiviert. Mithin verstärkt die hohe Permeabilität der Sandsteine die großen Abflußschwankungen, die derart kleinen Einzugsgebieten eigen sind.

4. Die tachymetrische Vermessung als Grundlage für die geomorphologische Detailaufnahme

Als Kartiergrundlage sollte ursprünglich die Deutsche Grundkarte 1 : 5.000 mit Höhenlinien dienen. Doch leider sind die Möglichkeiten dieses Kartenmaßstabs

für die Reliefdarstellung im Tal des Wandersteinbaches nicht voll ausgenutzt worden. So fehlen von den fünf Bachschlingen unterhalb der alten Landstraße (Fig. 1) auf dem Kartenblatt drei, obwohl ihre Grundfläche (20 * 20 m) für eine Darstellung in diesem Figurmaßstab (4 * 4 mm) ausreicht. Außerdem sind noch größere Formen, wie die amphitheaterähnlichen Prallhänge des Talgrundes, nur in wenigen Fällen in das Höhenlinienbild einbezogen, und das Kastental mit seiner über 20 m breiten Sohle läßt sich aus den Isohypsen nur als Kerbtal deuten. Folglich mußte eine exaktere Kartiergrundlage geschaffen werden - nicht zuletzt wegen der angestrebten Quantifizierung der Erosions- und Akkumulationsbeträge des Hochwassers, die eine möglichst naturgetreue und wenig generalisierte kartographische Darstellung insbesondere von Feinrelief und Sedimenten des Talgrundes voraussetzt.

Dementsprechend wurden mit einem Reduktionstachymeter WILD-T3 zunächst die Gewässerachse von dem Durchlaß unter der Landstraße nahe der Fulda bis zum Kerbensprung bei P. 270 als Polygonzug und daran anknüpfend die eigentliche Bachkerbe sowie Talquerprofile (innerhalb des Waldes) aufgenommen. In einigen Talstrecken konnte nur mit Maßband, Kompaß und Klinometer gearbeitet werden. Als Ergebnis dieser Vermessung und der damit verknüpften geomorphologischen Kartierung liegen für den gesamten Wandersteinbach großmaßstäbige Detailkarten vor; davon sind dieser Arbeit 3 Ausschnitte beigegeben (Fig. 2-4).

5. Erosion und Akkumulation im Talgrund

Am Wandersteinbach gibt es keine ausgeprägten prä-weichselzeitlichen Schotterterrassen. Das Talquerprofil gliedert sich in drei Segmente. Das obere mit vorherrschenden Neigungen zwischen 4 und 7° weist in 230 bis 240 m NN eine dünne Streu vermutlich plio- bis ältestpleistozäner Schotter auf. Ihm schließen sich ein mittleres mit Neigungen zwischen 12 und 18° sowie ein unteres Hangsegment an, das die Böschungen der Bachkerbe markiert und somit dem Talgrund angehört. Das Feinrelief des Talgrundes wird vom Mäandrieren des Baches und damit vom Alternieren steilböschiger amphitheaterähnlicher Prallhänge mit schmalen, oft stegartigen Riedeln mit über 20° Längsgefälle beherrscht. Im unteren Talabschnitt nimmt die Bachkerbe einen kastenähnlichen Querschnitt an mit Böschungsneigungen zwischen 35 und 40° und gelegentlichen Felswänden.

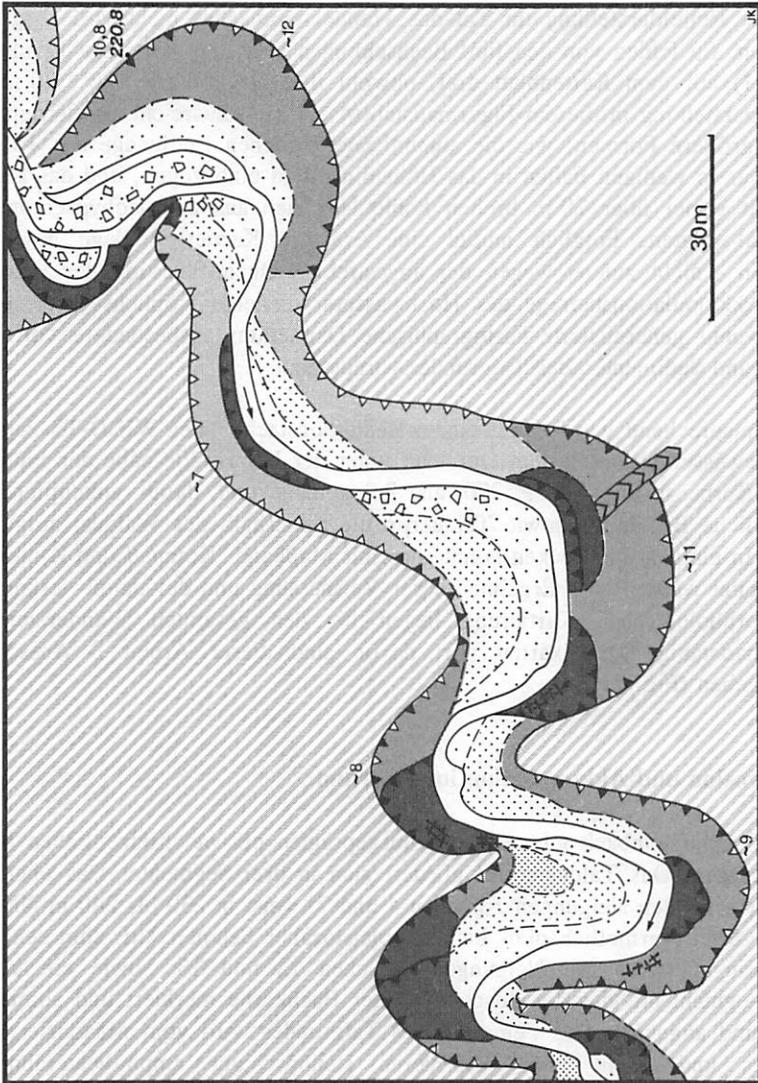


Fig. 3: Erosionsstrecke unterhalb der Kläranlage: Bachmäander mit Terrassenniveaus, aktuelle Blockschuttwälle im Bachbett (Legende unterhalb Fig. 2).

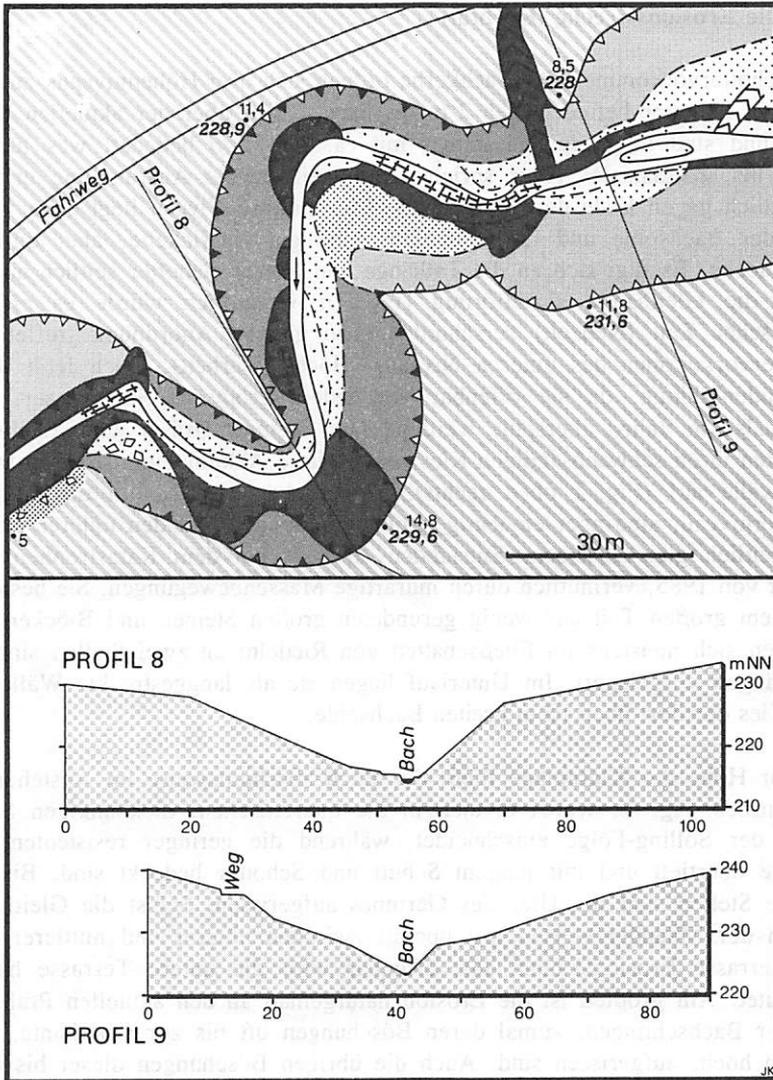


Fig. 4: Erosionsstrecke unmittelbar oberhalb von Fig. 3: Bachbett im anstehenden Mittleren Buntsandstein (Solling-Folge), Böschungserkerbung durch Oberflächenabfluß von landwirtschaftlicher Nutzfläche (Legende unterhalb Fig. 2).

5.1 Die Erosionsstrecke (Kerbtal)

Die Schottervorkommen der Bachkerbe ordnen sich drei Höhenniveaus zu. Die höchsten Schotter befinden sich 2 m bis max. 3,5 m über der aktuellen Bachsohle und sind in Riedellage immer mit ca. 1 m Löß bedeckt, was für ein hoch- bis spätglaziales Alter spricht; ihre weitgehende Ausräumung erfolgte vermutlich gegen Ende des Spätglazials. Das mittlere Niveau liegt etwa 1,5 m über der Bachsohle und trägt ebenfalls eine gut entwickelte, aber dünnere Bodendecke. Es fügt sich an die Talhänge und älteren Schotter seitlich an und säumt die Gleithänge sichelförmig (Fig. 3); vermutlich wurde es erst in historischer Zeit (Neuzeit) zerschnitten. Die gleiche Anordnung treffen die Schottervorkommen des unteren Niveaus (Hochwasserbett). Doch fehlt ihnen die Bodenbildung, da sie offenbar von jedem größeren Hochwasser, also mehrmals im Jahr, überspült werden. Nur wenige Gräser und Laubstreu bedecken ihren schwachsandigen Kies. Als weitere Akkumulationsformen treten Blockwälle auf (Fig. 3 oben rechts). Sie erheben sich bis in das mittlere Schotterniveau, sind aber eindeutig aktuelle Bildungen und den unteren Schottern zeitlich gleichzusetzen. Entstanden sind sie bei dem Katastrophenhochwasser von 1985, vermutlich durch murartige Massenbewegungen. Sie bestehen zu einem großen Teil aus wenig gerundeten großen Steinen und Blöcken und befinden sich meistens im Fließschatten von Riedeln; an zwei Stellen sind sie Prallhängen vorgelagert. Im Unterlauf liegen sie als langgestreckte Wälle auf dem Kies der dort über 10 m breiten Bachsohle.

Bis zur Höhe der Kläranlage fließt der Bach abschnittsweise im Anstehenden (vgl. insbes. Fig. 4), wobei er sich in die quarzitischen, dickbankigen Sandsteine der Solling-Folge einschneidet, während die geringer resistenten Abschnitte übertieft und mit jungem Schutt und Schotter bedeckt sind. Bis auf wenige Stellen sind die Ufer des Gerinnes aufgerissen. Selbst die Gleithangspitzen der Mäander weisen fast überall zwischen unterer und mittlerer Talbodenterrasse Erosionskanten auf; offenbar wird die untere Terrasse häufig überflutet. Am größten ist die Erosion naturgemäß an den aktuellen Prallhängen der Bachschlingen, zumal deren Böschungen oft bis zur Oberkante, d.h. 9-15 m hoch, aufgerissen sind. Auch die übrigen Böschungen dieser bis über 35° steilen amphitheaterähnlichen Formelemente sind u.a. durch kleinere, lokale Massenverlagerungen insgesamt ständig in Weiterbildung begriffen. Zumeist liegt die Lößdecke an der scharfen Böschungskante bloß oder bildet, von Baumwurzeln gestützt, eine Hohlkehle.

Die aktuellen Erosionserscheinungen der Kerbtalstrecke erfassen ungefähr 15-16.000 m² Ufer- und Prallhangböschungen. Veranschlagt man die Mächtigkeit

keit der zuletzt abgelösten Schicht mit 0,30 m, so ergibt sich für das während des Gewitterhochwassers erodierte Material ein Volumen von rund 5.000 m³.

5.2 Die Akkumulationsstrecke (Kastental)

Nach einer untersten, ca. 20 m langen Erosionsstrecke, die der Bach als 5 m breites Kastenprofil ungefähr 1,5 m in das Anstehende eingeschnitten hat, beginnt die Akkumulationsstrecke. Lateralerosion gibt es von da an nur noch an zwei Prallhängen (Fig. 1). Vor dem halbkreisförmigen Talboden des einen ist beiderseits des Gerinnes Blockschutt in 2 m breiten Wällen abgelagert worden, die den übrigen Talboden um einen halben bis einen ganzen Meter überragen. Offenbar hat die mit der Talweitung einhergehende erhebliche Vergrößerung des Fließquerschnittes die Fließgeschwindigkeit bei dem 1985er Hochwasser so weit vermindert, daß ein Großteil der Geröllfracht hier abgesetzt werden mußte. Die gleiche Ursache kommt für einen anderen, 240 m langen Talabschnitt mit durchgehender Akkumulation in Betracht. Letztendlich resultiert die Akkumulation jedoch aus der Gefällsverminderung. Das kastenförmige Querprofil hat über 40° steile Böschungen. Diese verlieren in Fließrichtung stetig an Höhe; die nordexponierten gehen von 15 auf 4 m Höhe zurück, die südexponierten variieren zwischen 9 und 4 m. An mehreren Stellen bildet der Bausandstein infolge Unterschneidung 1,5 bis 3 m hohe Wände. Die Talsohle selbst ist schutterfüllt und eben sowie baum- und strauchlos. Mit 4,6 % neigt sie sich gleichmäßig um 11 Höhenmeter bis an die Steinbruchshalde. Das obere, 150 m lange Teilstück, ist 10-15 m, das untere 20-25 m breit. Im oberen Teil ist der Bach selten mehr als einen halben Meter in die Talsohle eingetieft; dagegen hat er sich auf den letzten 50 m, offenbar durch rückschreitende Erosion, ein 1 m tiefes, kastenförmiges Bett geschaffen. Das Bachbett verläuft entweder am nördlichen oder am südlichen Rand der Talsohle; der Wechsel erfolgt abrupt und annähernd regelhaft nach rund 50 m Talstrecke.

Bohrungen und Grabungen zufolge wird die Talsohle von einem durchschnittlich 0,5 m mächtigen frischen Schotterkörper eingenommen. Er ruht einer mit Laubstreu durchsetzten Vegetationsdecke auf, die sich auf einem feinkörnigeren, humosen Substrat eines ehemaligen Talbodens entwickelt hatte. Im oberen Abschnitt des Kastentales besteht er vorwiegend aus kanten- bis gut gerundetem Kies (der Solling-Folge), der zunächst sandig ist und schließlich in kiesigen Sand übergeht. Offenbar entstammt er zum größten Teil den eingangs beschriebenen höheren Schotterkörpern der Bachkerbe. - Im bis zu 25 m breiten unteren Talabschnitt überwiegt in Bachnähe Sand, der zum Ufer rasch schluffiger wird.

In den oberen 200 m der Kastentalstrecke wird dieser junge Schotterkörper von bis zu 1 m hohen und 2 m breiten, langgestreckten Blochwällen überragt, in denen Komponenten mit über 0,3 m Durchmesser dominieren und die größten Blöcke $1/4 \text{ m}^3$ überschreiten. Dieses Material ist überwiegend scharfkantig und stammt wahrscheinlich aus den übersteilten Prallhängen. Für einen Großteil des Grobschuttes muß man annehmen, daß er bei dem jüngsten Abflußereignis mehr als 500 m weit transportiert worden ist. Eindeutig zuordnen läßt sich ein größeres Fragment eines ehemaligen Fußgängersteiges, das jetzt 250 m bachabwärts aus einem solchen Blockwall herausragt.

Im unteren Teil der Kastentalstrecke stößt man bei Grabungen unter den Grobschottern der aktuellen Bachsohle erst in 1 m Tiefe auf den jüngsten verschütteten Talboden, repräsentiert durch eine Lage gering zersetzter Laubstreu, die einer Kiesschicht aufliegt. Darunter folgt bis mindestens 2 m unter Flur ein häufiger Wechsel von sandigen mit dünnen (5-10 cm mächtigen), schluffig-humosen Lagen, die zumeist auch zersetzte Laubstreu und andere Vegetationsreste enthalten. Letztere markieren jeweils ehemalige Talböden, die von den Sedimenten größerer Hochwässer überdeckt wurden. Demgegenüber läßt sich der obere Meter der Talbodensedimente mit seiner raschen Wechselfolge von Schluffen, Sanden und auch Kiesen nicht durch Pflanzenreste untergliedern; er ist offenbar das Sedimentpaket eines einzigen Hochwasserereignisses (28.5.1985). Der ständige Korngrößenwechsel beruht auf Strömungsverlagerungen in dem hier über 20 m breiten Kastental. Begünstigt wurde diese metermächtige Sedimentation durch den talverengenden Effekt der sich talab anschließenden Abraumhalde (s.u.); sie erfolgte also in einem Rückstaubereich, in dem naturgemäß feinkörnigere Sedimente in größerer Mächtigkeit abgesetzt werden.

Die Bilanz aller Sedimente, die bei dem exzeptionellen Hochwasser des Jahres 1985 in der gesamten Kastentalstrecke abgesetzt wurden, beläuft sich auf 2.800 m^3 . Sie stammen vor allem aus dem Anstehenden und aus den Schottervorkommen der Bachkerbe selbst; sie sind zu 80 % gröber als Schluff. Im einzelnen werden für den oberen, 160 m langen Abschnitt des Kastentales bei einer Durchschnittsbreite von 12 m und einer Mächtigkeit von $0,5 \text{ m}$ 6 m^3 Schotter pro laufenden Meter Talstrecke angesetzt. Der untere Talabschnitt wird mit 1 m Sedimentmächtigkeit bei 20 m Breite und 80 m Länge berechnet. Hinzu kommen mindestens 200 m^3 Blockschuttwälle sowie 50 m^3 gleichen Materials im oberen Talabschnitt. - Hiermit ist natürlich nicht die gesamte Sedimentfracht des Hochwassers erfaßt: nicht quantifizierbar sind an dieser Stelle erstens jene Gerölle, die über die Akkumulationsstrecke hinausgelangten,

zweitens das erodierte Lößmaterial der Äcker, von dem nur geringe Mengen im Talgrund abgesetzt wurden.

5.3 Die Talstrecke an der Steinbruchshalde

An der bereits erwähnten Halde wird der Wandersteinbach durch Abraum aus den vor ca. 130 bis 200 Jahren angelegten und seit langem aufgegebenen Steinbrüchen so stark eingeeengt, daß die Bachkerbe hier wieder v-förmig ausgebildet ist (s.o.). Die Abraumhalde ähnelt einer Terrasse. Sie erhebt sich ca. 8 m über die heutige Bachsohle; ihre eingeebnete Fläche ist 10-20 m breit. Auf 220 m Fließstrecke überwindet der Wandersteinbach hier einen Höhenunterschied von 14,3 m; dies entspricht einem Gefälle von 6,5 %. Die Bachsohle liegt in sehr grobem Blockschutt mit einem geringen Anteil an gerundeten Komponenten. Auf der gesamten Strecke versickert der Bach im Schutt, so daß er in abflußschwachen Zeiten regelmäßig trocken fällt. Seit der Einebnung der Bachsohle durch eine Planierraupe im Zuge der Aufräumarbeiten nach dem Hochwasser hat sich der Bach eine zumeist 1 m tiefe und 2-3 m breite Rinne geschaffen. Offenbar fließt er hier weit über der natürlichen Gerinnesohle. Hierfür spricht auch, daß das mittlere Gefälle vom Ende der Abraumhalde bis zum Straßendurchlaß auf 7,5 % ansteigt.

Bei dem Hochwasser des Jahres 1985 hat der Bach die Halde in mehreren Abschnitten unterschritten und aufgerissen. Dabei ist außer der dünnen Bodendecke und den darauf stockenden 80-jährigen Kiefern eine mehr als 1 m starke Schicht über die gesamte Böschungshöhe hinweg abgetragen worden. Stellenweise und insbesondere am Fuß der seinerzeit schwächer geneigten Böschung wurde die Halde bis zu 3 m zurückverlegt. Bei einem mittleren Rückverlegungsbetrag von 1,2 m und einer Böschungshöhe von 8 m beträgt das Abtragungsvolumen pro laufenden Meter Erosionsufer $9,6 \text{ m}^3$. Für die Gesamtlänge der betroffenen Abschnitte (120 m) sind es ca. 1.150 m^3 . Außerdem wurde das gegenüberliegende Ufer an drei kleinen Stellen mit 4 m Böschungshöhe auf insgesamt 25 m Länge unterschritten, wodurch 120 m^3 Schutt abgetragen wurden.

Das in dieser Talstrecke aufgenommene Material hat der Wandersteinbach unmittelbar unterhalb der Kerbe wieder abgesetzt, d.h. auf dem Schwemmfächer. Dabei wurde das ehemalige Bachbett bis zum Straßendurchlaß (80 m) aufgefüllt und der 120 m lange Rohrdurchlaß (ϕ ca. 1,2 m) unter dem jenseits der Landstraße gelegenen Sportplatz vollständig verstopft. Der größte Teil der Schutt- und Geröllmassen drang jedoch über die Straße hinweg und wurde auf dem Sportplatz und der daran anschließenden Brachfläche bis an

die Fulda heran abgelagert. Die Wucht des Abflusses walzte den Maschendrahtzaun des Sportplatzes nieder und beschädigte die Leitplanken über dem Straßendurchlaß so stark, daß sie erneuert werden mußten. Im Zuge der Aufräumarbeiten wurden aus dem Bachbett und dem Becken östlich der Straße insgesamt 1.200 m³ Schutt abgefahren. Die Sedimentmasse auf dem Sportplatz und seinem Nachbargelände betrug weit über 1.000 m³.

Somit übertreffen diese effektiv erfaßten Sedimentvolumina die für den Unterlauf errechnete Erosionsleistung. Dies spricht zunächst nur für einen vorsichtigen Ansatz, bestätigt aber eher die Vermutung, daß eine beträchtliche Sedimentmasse über die Akkumulationsstrecke des Kastentales hinaus bis auf den Schwemmfächer gelangte.

Tab. 1: Gesamtbilanz der fluvialen Dynamik des Wandersteinbaches.

Erosionsbeträge:

Kerbtal: 5.000 m³ und Halde: 1.300 m³ = 6.300 m³

Akkumulationsbeträge:

Kastental: 2.800 m³ und Schwemmfächer: 2.200 m³ = 5.000 m³

Differenz aus Erosions- u. Akkumulationsbeträgen = 1.300 m³

In der Gesamtbilanz der fluvialen Dynamik des Wandersteinbaches vom 28.5.1985 stehen sichtlich 6.300 m³ erodierten Materials einer Akkumulationsmasse von 5.000 m³ gegenüber. Insbesondere, wenn man berücksichtigt, daß eine größere Menge feinklastischer Substrate in die Werra gespült wurde, relativiert sich die Differenz von 1.300 m³ und läßt diese Bilanz durchaus realitätsnah erscheinen.

6. Oberflächenabfluß und Abflußspende am 28.5.1985

Vor der Bilanzierung von Niederschlag und Abfluß sei darauf hingewiesen, daß die hohe Infiltrationskapazität der Waldböden, welche Oberflächenabfluß weitgehend verhindert und damit Hochwasserspitzen unterdrückt, bereits vor ca. 700 Jahren verloren ging; und zwar mit der damals abgeschlossenen Rodung der Laubmischwälder, deren Evapotranspirationsrate zudem (nach Angaben von Prof. BRECHTEL, Forsthydrol. Inst. hess. forstl. Versuchsanst., für den benachbarten Kaufunger Wald) jene von landwirtschaftlichen Nutzflächen im Mittel um 100-110 mm übertrifft, und deren Interceptionsverdunstung

in der Vegetationsperiode von Mai bis September 20-25 % der Niederschlagsmenge ausmacht. Seither muß man für das Einzugsgebiet des Wandersteinbaches mit einem Abflußverhalten rechnen, das dem heutigen grundsätzlich entspricht. Modifizierungen sind durch den Ausbau und die Erweiterung von Siedlungen und Verkehrswegen in den vergangenen Jahrzehnten, d.h. durch Flächenversiegelung, zu erwarten.

6.1 Der Oberflächenabfluß von den landwirtschaftlich genutzten Flächen

An der Kläranlage von Landwehrhagen wurden am 28.5.1985 83 mm Niederschlag gemessen. Abgesehen von einem leichten Nachregen fiel der Niederschlag innerhalb von 45 Minuten, weshalb der eigentliche Gewitterregen auf 75 mm geschätzt wird; das bedeutet 1,67 mm/min.

Wie erwähnt, wird das Einzugsgebiet weitgehend von einer zumeist über 1 m mächtigen Lößdecke eingenommen. Unter optimalen Bedingungen, d.h. bei gesättigter Wasserbewegung, die jedoch wegen der vorangegangenen niederschlagsfreien Tage nicht gegeben waren, ist in schluffigem Lehm eine Wasserbewegung von ca. 400 mm/d möglich. Umgerechnet auf die Niederschlagsdauer ergibt dies eine Versickerungstiefe von weniger als 15 mm. Bei einem geschätzten Porenvolumen von 25 % hätte der Boden nur 3-4 mm des Niederschlags aufgenommen. Desgleichen ist die Interception der Vegetation mit 2 mm als gering zu veranschlagen. - Dagegen vermag die Bodenoberfläche aufgrund ihrer Rauigkeit größere Wassermengen zurückzuhalten. Einen Anhalt für die Schätzung dieses Abflußanteils bot ein weiteres Gewitter mit 35 mm Niederschlag in annähernd gleicher Zeit, bei dem bereits auf einigen Flächen lokal etwas Abfluß einsetzte. Wegen der großen Flächenanteile mit Neigungen unter 2° wird der Gebietsrückhalt für den 28.5.1985 auf 35 mm geschätzt, womit als Abflußhöhe 40 mm verbleiben, also ca. 1 mm pro Minute. Damit ergibt sich für die landwirtschaftlich genutzten Flächen bei einer Arealgröße von 2,04 km² ein Abfluß von 2,04 Mio l/min. bzw. 34.000 l/sec.

6.2 Der Oberflächenabfluß von den versiegelten Flächen

Bekanntlich kommt es auf versiegelten Flächen mangels Versickerung zu einem nahezu vollständigen Abfluß der Niederschläge. Morphologisch bedeutsam ist, daß Niederschläge, die in der umgebenden Feldmark noch keinen Oberflächenabfluß ermöglichen, auf versiegelten Flächen grundsätzlich dazu führen. Schließlich bewirkt die hohe Abflußreaktion des Kanalnetzes und, nicht ganz so extrem, der Gräben an Straßen und Wirtschaftswegen eine nahezu ungedämpfte Umsetzung der Niederschlagsintensitäten in Abflußintensitäten.

6.2.1 Siedlungen

Der Versiegelungsfaktor wurde nach dem Verfahren von SCHOSS (1977) aufgrund der Meßtischblattsignaturen ermittelt. Danach hat für den größten Teil von Landwehrhagen der Versiegelungsfaktor (VF) einen Wert von 0,15, während $VF = 0,30$ geringere Anteile hat. Den folgenden Angaben und Berechnungen wird dementsprechend ein Versiegelungsfaktor von 0,20 zugrunde gelegt. Das bedeutet, daß 20 % der auf Landwehrhagen fallenden Niederschläge über die Kanalisation direkt an den Vorfluter abgegeben werden. Benutzt man $VF = 0,20$ für die Flächenermittlung des Ortes, so beläuft sich die an den Kanal angeschlossene Fläche auf 14,4 ha. Auf ihr bewirkt jeder mm Niederschlag eine Abflußmenge von 144 m^3 bzw. 144.000 l. - Wie oben ausgeführt, fielen bei dem Starkregen am 28.5.1985 durchschnittlich 1,67 mm/min. Hieraus resultiert für die versiegelten Flächen von Landwehrhagen ein Oberflächenabfluß von 240.000 l/min. resp. 4.000 l/sec.

Bei solchen Abflüssen ist die Kanalisation überfordert. Sie bewältigt maximal 200 l/sec. Darüber hinausgehende Wassermengen werden automatisch durch sogen. Abschlagswerke in die umliegende Feldmark geleitet. Da nur 2/3 der Gesamtfläche des Ortes Landwehrhagen (ca. 50 ha) zu seinem Einzugsgebiet gehören, wurden dem Wandersteinbach bei dem Unwetter auf diese Weise rund 2.700 l/sec. zugeführt.

6.2.2 Straßen

Im Mai 1985 nahmen die Straßen und Verkehrswege im Einzugsgebiet des Wandersteinbaches folgende Flächen ein: Fahrbahnen der BAB = 4,5 ha, Böschungen der BAB = 2,5 ha; Landstraßen = 1,7 ha; Feld- und Waldwege insgesamt 7,7 ha, wovon 1,6 ha asphaltiert, 2,4 ha geschottert und 3,7 ha unbefestigt waren.

Die Bundesautobahn durchschneidet den östlichen Teil des Einzugsgebietes insofern, als sie die Ursprungsmulde des Wandersteinbaches auf einem - mit zwei Durchlässen versehenen - Damm quert und sowohl nach NNE als auch nach SSW in Annäherung an die jeweilige Wasserscheide in einem Geländeeinschnitt verläuft. Seinerzeit verfügte dieses Teilstück der Bundesautobahn über kein Wasserleitsystem, was bis 1985 ohne Folgen blieb, da die Aufnahmefähigkeit der Böschungen gemeinhin so groß ist, daß die Wassermassen normaler Niederschläge von der Fahrbahn nicht einmal bis in die Gräben am Böschungsfuß gelangen. Bei den wasserwirtschaftlichen Planungen für den (inzwischen erfolgten) 6-spurigen Ausbau des Autobahnabschnittes wurde die Versickerungsleistung der Böschungen generell mit mehr als 100 l/sec. veran-

schlagt. Dies entspricht einer Niederschlagshöhe von 0,6 mm/min. und macht deutlich, daß die Böschungen bei dem Gewitterregen am 28.5.1985 nicht einmal jene Niederschlagsmengen aufnehmen konnten, welche direkt auf sie niedergingen. Wie oben ausgeführt, betrug die mittlere Niederschlagsintensität des 45-minütigen Starkregens 1,67 mm/min. Sie bewirkte folgenden Oberflächenabfluß:

Tab. 2: Oberflächenabfluß am 28.05.1985.

- Fahrbahnen BAB: $1,67 \text{ mm} * 45.000 \text{ m}^2 = 75.000 \text{ l/min}$
bzw. 1.250 l/sec.
- Böschungen BaB: $(1,67-0,6) \text{ mm} * 25.000 \text{ m}^2 = 26.750 \text{ l/min.}$
bzw. 446 l/sec.
- Landstraßen u. asphaltierte Feldwege:
 $1,67 \text{ mm} * 33.000 \text{ m}^2 = 55.000 \text{ l/min.}$
bzw. 920 l/sec.
- geschotterte und unbefestigte Wege (bei
einem geschätzten Abfluß von 1,2 mm/min):
 $1,2 \text{ mm} * 61.000 \text{ m}^2 = 73.000 \text{ l/min.}$
bzw. 120 l/sec.

Damit kamen bei diesem Niederschlagsereignis im Einzugsgebiet des Wandersteinbaches auf den Straßen und Wegen außerhalb der Ortslage Landwehrhagen insgesamt rund 230.000 l/min. bzw. 2.800 l/sec. zum Abfluß!

6.3 Der Gesamtabfluß

Alle Abflüsse zusammen ergeben einen Wert von 40 m³/sec., woraus bei einer geschätzten Abflußgeschwindigkeit des Wandersteinbaches ein Fließquerschnitt von 13 m² resultiert. Dies erklärt, weshalb der in mehr als 3 m Höhe über den Bach hinweggeführte Steg (Fig. 2) fortgerissen wurde, denn in der nur 4 bis 5 m breiten Kerbe des Oberlaufes muß der Bach ca. 3 m angestiegen sein.

An diesem Ereignis waren die Abflüsse von den Siedlungsflächen mit etwa 7 % (2,8 m³/sec.) gering beteiligt. Dennoch kommt ihnen generell eine beträchtliche erosive Wirkung zu (s.o.). Diese beruht nicht zuletzt auf dem raschen und relativ häufigen Auftreten und der lokalen Einbringung solcher Abflüsse in das Wandersteinbachtal, wo an den Mündungen der Kanalisationsrohre (Fig. 1 u. 2: Kläranlage) Talhang und Bauwerke durch rückschreitende Erosion

zerfurcht bzw. untergraben werden, bevor diese zusätzliche Abflußspende die fluviatile Erosion der Bachkerbe belebt. Als Beleg dient hier der bereits erwähnte schwächere Gewitterregen mit einer Niederschlagsintensität von 0,7 mm/min.

Tab. 3: Abflußspenden eines Niederschlags von 30 mm in 45 min.

Siedlung	: 0,7 mm * 144.000 m ²	= 100.800 l/min.
		= 1,7 m ³ /sec.
BAB	: 0,7 mm * 45.000 m ²	= 31.500 l/min.
		= 0,5 m ³ /sec.
Böschungen	: wegen hinreichender Versickerung	= 0 m ³ /sec.
Straßen, Wege	: 0,7 mm * 33.000 m ²	= 23.100 l/min.
		= 0,4 m ³ /sec.
unbefest. Wege	: 0,2 mm * 61.000 m ²	= 1.220 l/min.
		= 0,2 m ³ /sec.
landw. Flächen	: wegen hinreichender Retention	= 0 m ³ /sec.

Gesamtabfluß		2,8 m ³ /sec.

Obwohl es bei diesem Niederschlagsereignis nur auf den (teil-) versiegelten Flächen zu Oberflächenabfluß kam, wobei der Anteil der Siedlungsflächen allein 61 % betrug, schwoll der Wandersteinbach so weit an, daß er die 0,5 m aufragenden unteren Schotter überspülte - und Transportgeräusche größerer Steine deutlich zu vernehmen waren.

Dieses Beispiel erklärt, weshalb die Tiefenerosion in der Bachkerbe in jüngerer Zeit stark zugenommen hat. So liegen die Brückenfundamente der alten Landstraße südlich Landwehrhagen gut einen Meter über der Bachsohle, was auf einen Eintiefungsbetrag von mindestens 1,5 m seit Errichtung des Bauwerkes schließen läßt. Einen entsprechenden Hinweis liefert die Sohlplatte des Einlaufs der alten Kläranlage in den Wandersteinbach (heutige Mündung des Regenwasserkanals). Sie wurde um einen halben Meter unterspült - in weniger als 25 Jahren.

Literaturverzeichnis

DÜRBAUM, H.-J., MATTHES, G. & RAMBOW, D. (1969): Untersuchungen der Gesteins- und Gebirgsdurchlässigkeit des Buntsandsteins in Nordhessen. - Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch. 97, S. 258-274.

GARLEFF, K., BRUNOTTE, E. & H. STINGL (1985): Geomorphologische Karte 1:100.000 der BRD (GMK 100), Blatt 5 C 4722 Kassel und Erläuterungen. Hrsg. v.: D. BARSCH, FRÄNZLE, H. LESER, H. LIEDTKE, G. STÄBLEIN.

GRIMM, A. (1969): Die Grundwasserverhältnisse im Raum Kassel (Nordhessen) unter besonderer Berücksichtigung der Hydrochemie. - Göttinger Arb. Geol. Paläontol., 2, Göttingen.

HAGEDORN, J., BRUNOTTE, E. & E. SCHRÖDER (1972): Kuppenrelief und Felsformen im Bausandstein des Reinhäuser Waldes (südöstlich Göttingen). - Göttinger geogr. Abh., 60 (H.-POSER-Festschrift), S. 203 - 219, Göttingen.

MASUCH, Cl. (1970): Häufigkeit und Verteilung bodengefährdender sommerlicher Niederschläge in Westdeutschland nördlich des Mains zwischen Weser und Rhein. - Forsch. dt. Landeskd., 181, Bonn.

MOLDE, P. (1991): Aktuelle und jungholozäne fluviale Geomorphodynamik im Einzugsgebiet des Wendebaches (Süd-niedersachsen) - Göttinger geogr. Abh. 94.

PÖRTGE, K.H. (1986): Der Wendebachstausee als Sedimentfalle bei dem Hochwasser im Juni 1981. - Erdkunde, 40, S.146 - 153, Bonn.

ROTHER, N. (1989): Holozäne fluviale Morphodynamik im Ilmetal und an der Nordostabdachung des Sollings (Süd-niedersachsen) - Göttinger geogr. Abh. 87.

SCHIRMER, H. (1960): Mittlere Niederschlagssummen für die Bundesrepublik Deutschland (mm) - Jahr und Hydrologische Halbjahre, Zeitraum 1891 - 1930, Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

SCHOSS, H.D. (1977): Die Bestimmung des Versiegelungsfaktors nach Meßtischblattsignaturen. - Wasser u. Boden, 5,

STEIN, Ch. (1975): Studien zur quartären Talbildung in Kalk- und Sandgesteinen des Leine-Weser-Berglandes. - Göttinger geogr. Abh. 64.

EINFLUSS VON RELIEF- UND SUBSTRATVARIANZ AUF ABFLUSS UND STOFFAUSTRAG IN TEILEINZUGSGEBIETEN DER OBEREN LEINE, SÜDNIEDERSACHSEN

von Gerhard Gerold und Karl-Heinz Pörtge

Zusammenfassung

Seit 1985 werden Untersuchungen zur aktuellen fluvialen Morphodynamik in Teileinzugsgebieten der oberen Leine bei Göttingen durchgeführt. Ausgewertet sind Messungen von Niederschlags-Input, Oberflächenabfluß und zugehörige Stofffrachten (Feststoff- und Lösungsfracht). Anhand der Einzugsgebiete von Wendebach, Garte und Dramme werden Abhängigkeiten zwischen Stoffaustrag und der Ausstattung der Gebiete diskutiert (Relief und Substratvarianz).

Aufgrund einer höheren Gebietsretention verzeichnet der Wendebach gegenüber den anderen beiden Flüssen deutlich geringere Abflußbeiwerte, dies zeigt sich auch in dem Stoffaustrag. Bei ähnlichen Stoffkonzentrationen am Gebietsauslaß führt der höhere Oberflächenabfluß (Garte und Dramme) zu verstärktem Feststoffaustrag. In "Normaljahren" ist der Lösungsaustrag jedoch 5-10-fach höher, wobei die Dramme mit 0,13 mm/a in die Größenordnung des frühneuzeitlichen Feststoffabtrags kommt (s. MOLDE 1991).

Zwischen Lösungsgehalt und Abfluß besteht in allen Gebieten eine gute Korrelation. Dies trifft für die Beziehung Feststoff/ Abfluß nicht zu. Während alle drei Gebiete ähnliche morphometrische Eigenschaften besitzen (s. hypsometrisches Integral) mit einem Gleichgewichtsprofil der Reliefentwicklung (Durchgangstransport), wirkt sich die Substratvarianz mit unterschiedlichem Anteil sickerungsaktiver Sandstein-Braunerde- und Ton-Mergel- oder Lößlehm-bodengesellschaften auf das Abflußverhalten deutlich aus.

Für Teileinzugsgebiete mit höherem hypsometrischen Integral (z.B. Bettenrode 72%) und gering durchlässigen Bodenformen mit zur Staunässe neigendem Bodenfeuchteregime gilt jedoch eine erhöhte aktuelle fluviale Formung (Feststoffaustrag).

Am Beispiel Bettenrode wird gezeigt, daß im Zusammenhang mit mittelalterlichen Rodungen, der historischen Bodenerosion und dem damit reduzierten Retentionsvermögen der Böden diese Flächen zu den abfluß- und erosionswirksamen Teileinzugsgebieten zählen.

Der Vergleich von Feststoff- und Lösungsaustrag zeigt insgesamt, daß sich "Jahrhunderthochwässer" wie 1981 das Verhältnis von Feststoff- zu Lösungsaustrag zugunsten des Feststoffs umkehren. Diese Ereignisse bestimmen aktuell wie in historischer Zeit entscheidend die Morphodynamik (s. MOLDE 1991, BORK 1988).

Summary

Recent fluvial processes in the upper Leine area have been an object of study since 1985. Precipitation, surface runoff and matter output (suspension load, dissolved load) have been measured and analysed. On the basis of the data obtained from the

Dramme, Garte and Wendebach correlations between matter output and the natural environmental factors in the catchments are discussed (variation of relief and soil). The dischargecoefficient discharge of the Wendebach is distinctively lower, due to the differing retention in the catchment area. Although the concentration of matter is similar at the catchment mouths a higher surface runoff (Garte and Dramme) leads to an increase of solid load. In "normal" years, however, the dissolved load is 5-10 times higher; in the Dramme this corresponds to that of the early Cenozoic solid load which amounted to 0,13 mm/a (Molde 1991).

There is a strong correlation between dissolved load and runoff in the three catchment areas, but not between solid load and runoff. The three catchment areas above mentioned have similar morphometric conditions (hypsometrical integral). Whereas the pedological conditions are variable, the relief shows a profile of equilibrium (transit of sediments). The soil consists of permeable sandstone-braunerde, argillaceous marl or loess loam. A high hypsometric integral (e.g. Bettenrode 72 %) and only slightly permeable soils (with a tendency to damming wetness) lead to an increase of fluvial processes (matter output) in the drainage areas.

The example of Bettenrode illustrates the interdependence between medieval clearings, the historical development of soil erosion and the reduced retention, which finally resulted in the discharge patterns of today. Centenary events as in 1981 change the ratio of sediment load to dissolved load to 10 : 1. Today as in the past, these events determine the geomorphic processes (MOLDE 1991, BORK 1988).

1. Einführung und Zielsetzung

In den Teileinzugsgebieten Dramme, Garte und Wendebach der oberen Leine werden seit 1985 Untersuchungen zur aktuellen fluvialen Morphodynamik durchgeführt, wobei Niederschlag und Abfluß kontinuierlich gemessen und die Stofffracht (Feststoff- und Lösungsfracht) zeitproportional und z.T. ereignisorientiert ermittelt werden.

Mit den Untersuchungen sollen die für den gebietsspezifischen Oberflächenabfluß und den damit verbundenen Stoffaustrag wesentlichen Gebietsparameter sowie deren Interaktionen bestimmt werden.

2. Die Untersuchungsgebiete

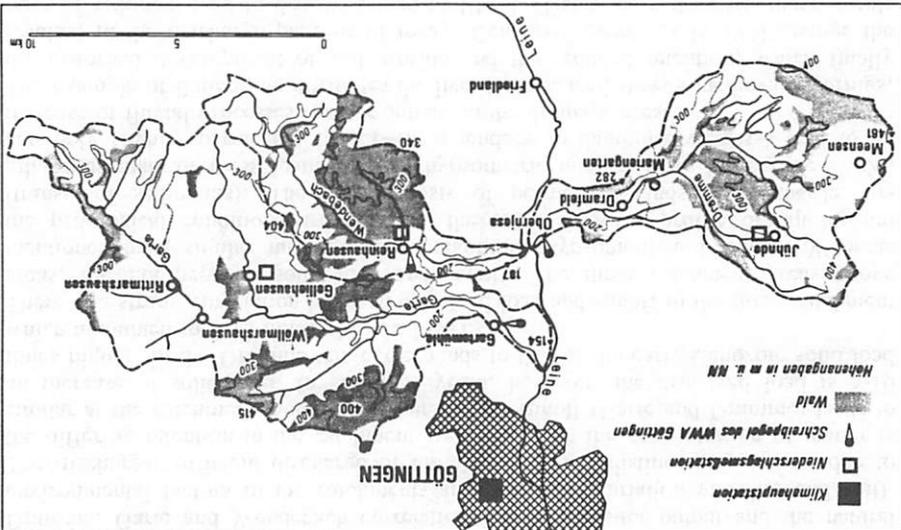
Die Einzugsgebiete (s. Fig. 1) von Dramme (54 km²), Garte (91 km²) und Wendebach (38 km²) liegen in der südniedersächsischen Schichtstufenlandschaft. In ihrem Untergrund herrschen triassische Gesteine (bes. Muschelkalk und Buntsandstein) vor, die teilweise eine nicht sehr mächtige Lößbedeckung aufweisen. Eine weitergehende Gebietsbeschreibung befindet sich bei PÖRTGE & RIENÄCKER (1989).

Die Bestimmung der Lösungs- und Schwefelstofffrachten erfolgte über die zeitproportionale Probenahme und nachfolgende Analyse im Labor sowie den mittleren Abflußwert des zugehörigen Zeitraums (vgl. FÖRTGE & MOLDE 1989). Aufgrund der geringeren Korrelation zwischen Abfluß und Feststoffgehalt gegenüber Abfluß und Lösungsgehalt (vgl. Fig. 3) sind die bei

3. Abfluß und Stoffausttrag

Die mittleren Jahressummen des Niederschlages liegen im Westen bei etwa 750 mm und nehmen nach Osten auf etwa 600 mm ab. Im Zeitraum 1976 bis 1989 schwanken die Niederschläge zwischen 450 - 500 mm (1976) und 950 - 1150 mm (1981).
 Figur 2 zeigt, daß der Abfluß des Wendebaches immer deutlich niedriger ist als der von Dramme und Garte, deren Jahreswerte oft doppelt so hoch sind. Dies korreliert mit dem höheren Waldanteil im Wendebachgebiet (fast 50 %), während Dramme und Garte nur ca. 30 % Waldbedeckung aufweisen.

Fig. 1: Die Einzugsgebiete von Dramme, Garte und Wendebach.



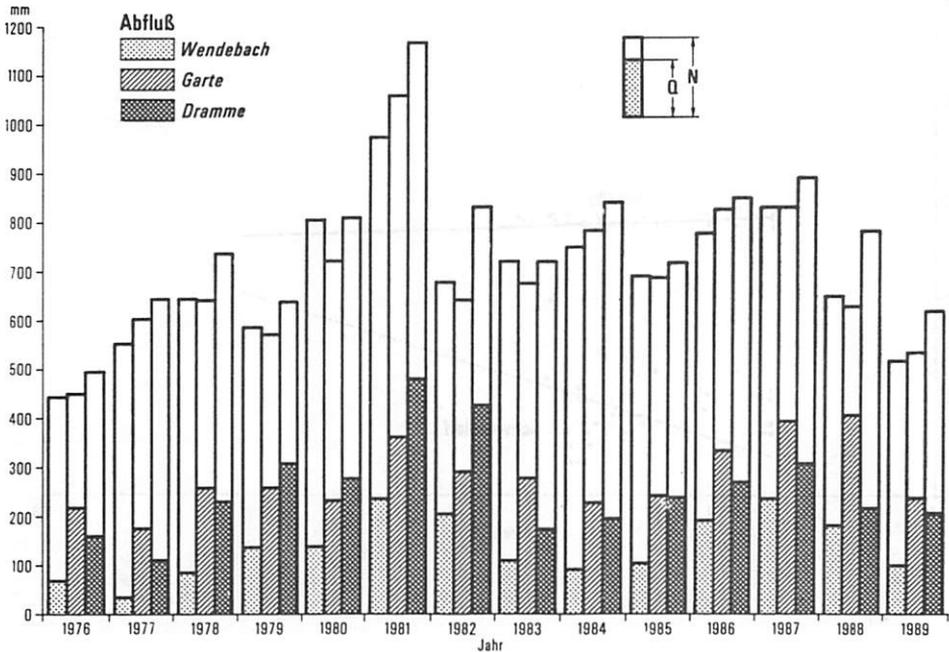


Fig. 2: Jahressummen von Niederschlag (N) und Abfluß (Q) in den Einzugsgebieten von Dramme, Garte und Wendebach.

Stoffbilanzen auftretenden Ungenauigkeiten bei der Feststofffracht größer als bei der Lösungsfracht (vgl. TIKKANEN et al. 1985, WALLING 1978).

Dies ließe sich nur durch umfassende ereignisorientierte Beprobungen ausschließen (s. MOLDE & PÖRTGE 1989).

Den im hydrologischen Jahr 1989 ermittelten Niederschlägen von 620 mm (Dramme), 535 mm (Garte) und 518 mm (Wendebach) standen Abflußwerte von 207 mm, 237 mm und 99 mm gegenüber.

Figur 4 zeigt die für 1989 berechneten Jahressummen von Schwebstoff- und Lösungsabtrag der Einzugsgebiete im Vergleich.

Es fällt auf, daß der Lösungsabtrag den Feststoffabtrag etwa um das 30-50-fache übersteigt. Mit dem hydrologischen Jahr 1989 wurde ein Niedrigwasserjahr erfaßt, was sich besonders in dem geringen Feststoffaustrag dokumentiert. Während im gesamten Jahr 1989 im Wendebachgebiet nur 1,4

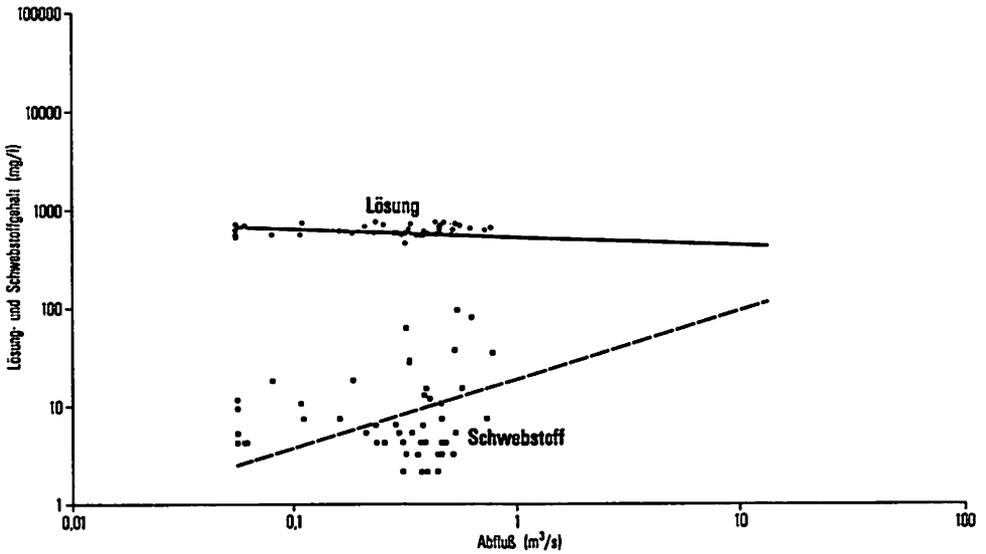


Fig. 3: Zusammenhang zwischen Abfluß und Schwebstoff- bzw. Lösungsgehalt im Einzugsgebiet der Dramme 1989.

t/km² ausgetragen wurden, konnte hier bei einem einzigen Starkregen-/Hochwasserereignis im Juni 1981 ein Austrag von mehr als 600 t/km² ermittelt werden (vgl. PÖRTGE 1986).

4. Substrat- und Reliefvarianz

4.1 Substratvarianz

Für die Oberflächenabflußbildung und damit auch den Stoffaustrag hat die ungesättigte Bodenzone maßgebliche Bedeutung. Wobei die Substratvarianz als zeitinvariante Größe und die pedohydrologische Situation als zeitvariante Größe (Saugspannungsverlauf) in Erscheinung treten. Hinsichtlich der Bodenformen und Substratverteilung (s. Fig. 6) ist das Wendebachgebiet durch die sickerungsaktiven Sandsteinbraunerden gekennzeichnet, während das Garte- und das Drammegebiet besonders Lößlehm- bzw. Ton-Mergel-Bodengesellschaften aufweisen, die in geringerem Maße sickerungsaktiv sind. Während Figur 6 die

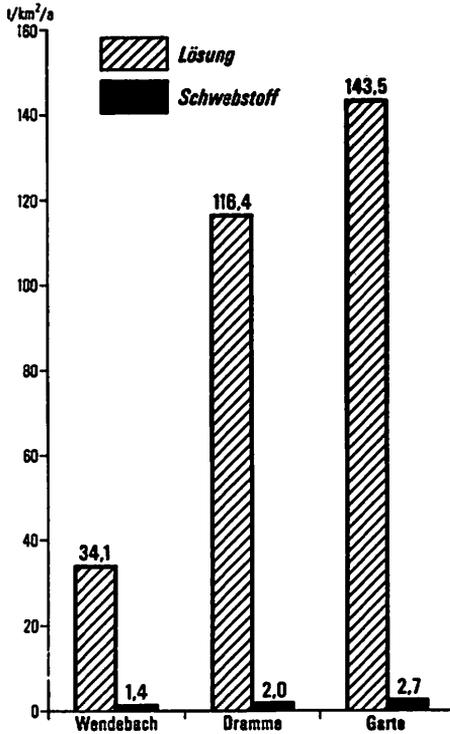


Fig. 4: Jahressummen von Schwebstoff- und Lösungsausrag in den Einzugsgebieten von Dramme, Garte und Wendebach im Hydrologischen Jahr 1989.

Substratverteilung für das gesamte Untersuchungsgebiet zeigt, ist in Figur 5 der Saugspannungsverlauf für den Zeitraum eines Jahr im Teileinzugsgebiet Bettenrode (Wendebach) dargestellt. Es wird dabei deutlich, daß der Saugspannungsverlauf einen ausgesprochenen Jahresgang hat, der nur z.T. abhängig vom Niederschlagsgeschehen ist. Aus Figur 5 ist weiterhin abzuleiten, daß erhöhter Abfluß erst mit Anstieg der Saugspannung im Oktober/ November einsetzen kann.

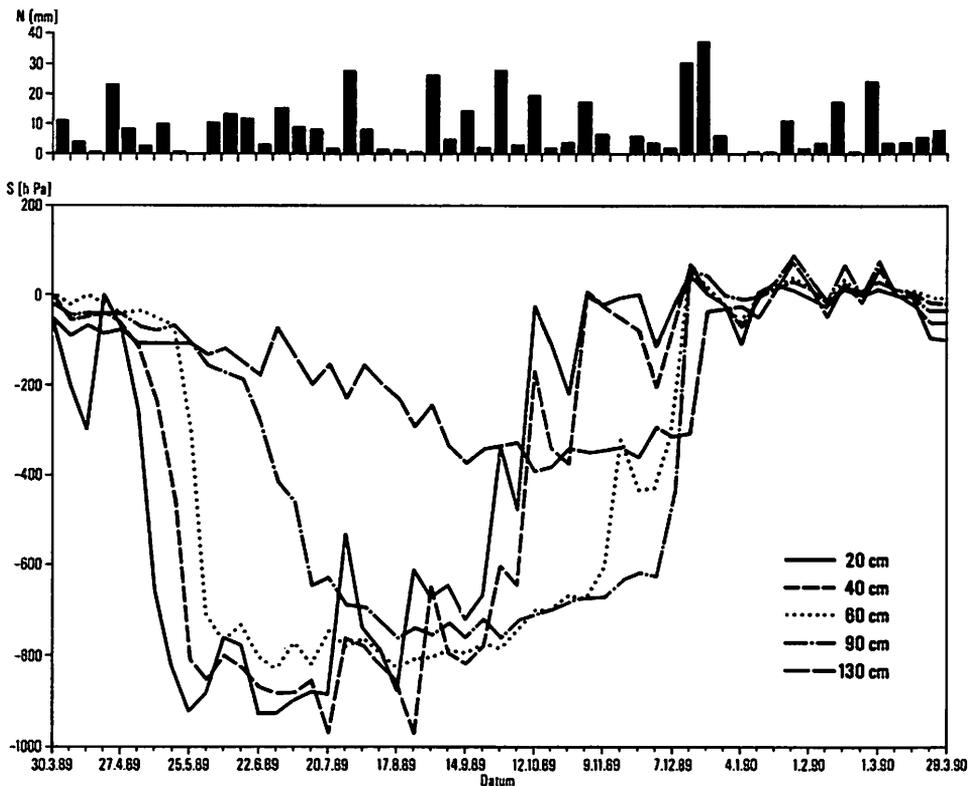
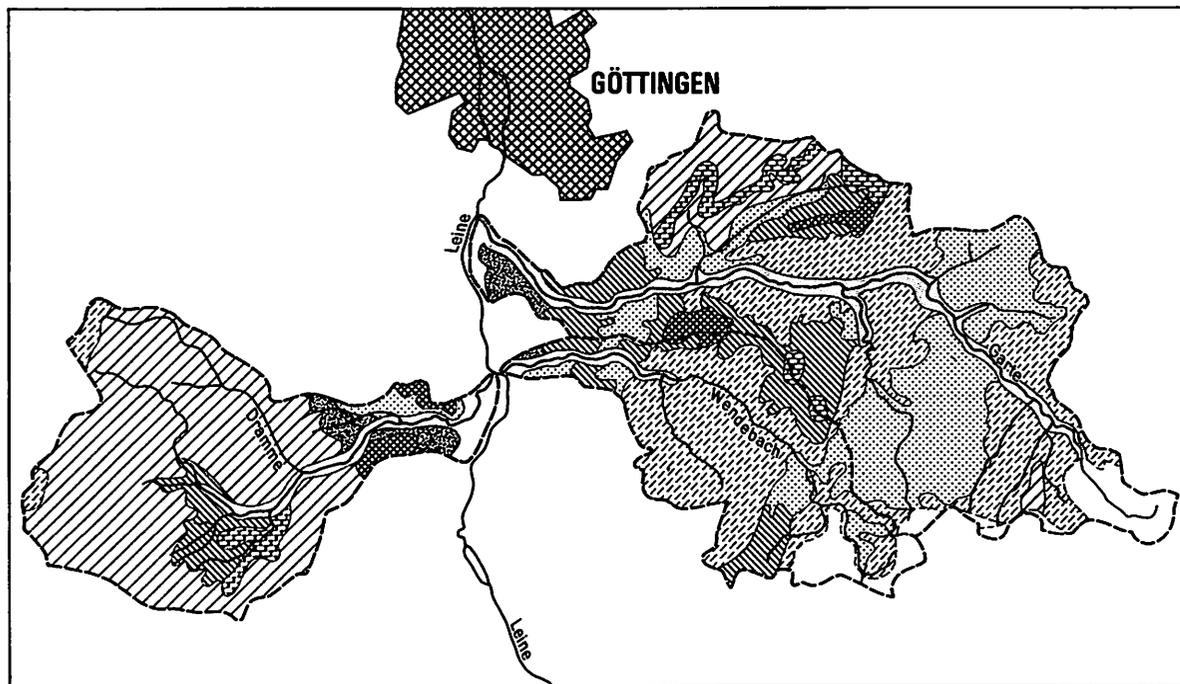


Fig. 5: Niederschlag und Saugspannungsverlauf in einem Teileinzugsgebiet (Tonstein-Braunerde-Pelosol) des Wendebaches (Bettenrode) 1989/90.

4.2 Reliefvarianz

Die morphometrischen Kennwerte (s. Fig. 7), die zur Charakterisierung der Reliefsituation dienen können, sind in allen drei Gebieten recht ähnlich. Das Hypsometrische Integral nach STRAHLER (1952), in dem die Flächen-/Höhenverteilung enthalten ist, belegt, daß alle drei Gebiete eine fortgeschrittene Reliefentwicklung haben. Dies gilt jedoch nur für die Gebiete als Ganzes, während Teilgebiete (s. Fig. 8) mit recht hohem Hypsometrischen Integral aktuell beachtlicher morphodynamischer Dynamik unterliegen.



- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none">  Kalkstein-Rendzina, mäßig trocken – Sickerwasser-BFR  Lehm-Parabraunende-Pseudogley, Frisch-Sickerwasser und Perioden-Stauwasser-BFR  Sandstein-Braunerde, Pseudogley-Braunerde; Wechselfrisch-Sickerwasser-BFR  Tonstein-Braunerde-Pelosol; Perioden-Stauwasser-BFR  Kalkstein-Mergel-Rendzinen-Braunerden; Wechselfrisch-Sickerwasser-BFR | <ul style="list-style-type: none">  Tonstein-Pseudogley-Braunerden, Pseudogley-Pelosole; Perioden-Stauwasser-BFR  Löß-Parabraunerde, Löß-Pseudogley-Braunerde; Frisch-Sickerwasser-BFR  Auelehm-Auenboden, Auengley; Grundwasser-BFR |
|---|--|

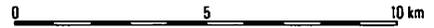
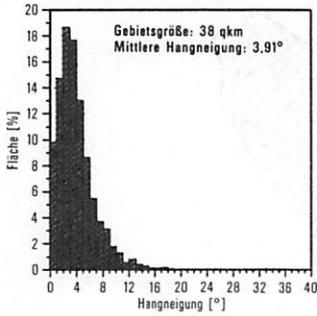


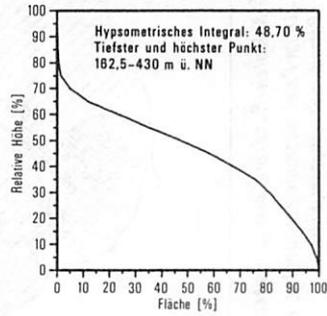
Fig. 6: Bodenformen und Bodenfeuchteregime in den Einzugsgebieten von Dramme, Garthe und Wendebach.

Wendebach

Klinographisches Histogramm

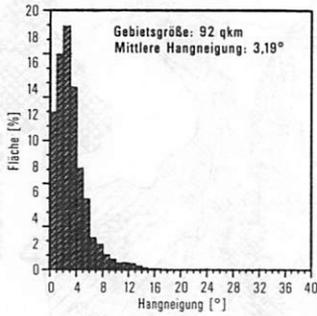


Hypsographische Summenkurve

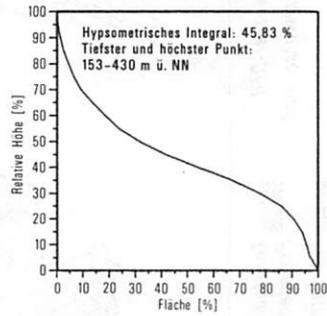


Garte

Klinographisches Histogramm

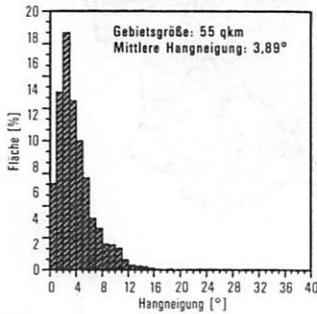


Hypsographische Summenkurve



Dramme

Klinographisches Histogramm



Hypsographische Summenkurve

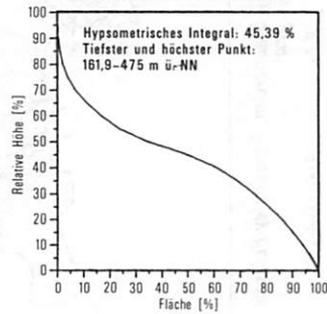


Fig. 7: Morphometrische Kenndaten der Einzugsgebiete (Quelle: GRIES 1989).

Gebietsgröße: 0,09 qkm

Hypsometrisches Integral: 72,21%

Mittlere Hangneigung: 5,46°

Tiefster und höchster Punkt: 223 – 287 m ü. NN

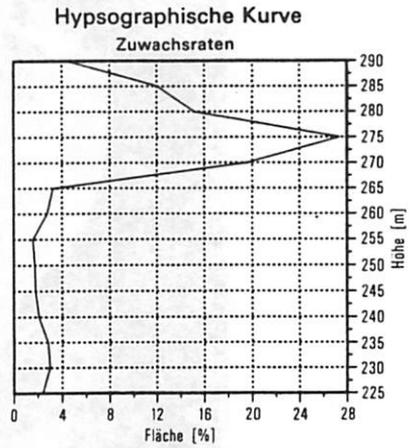
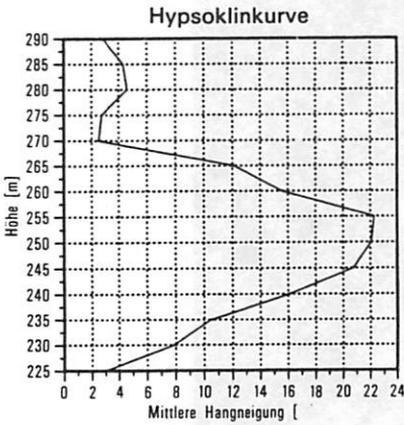
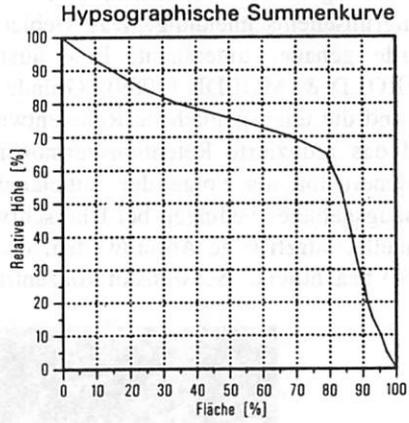
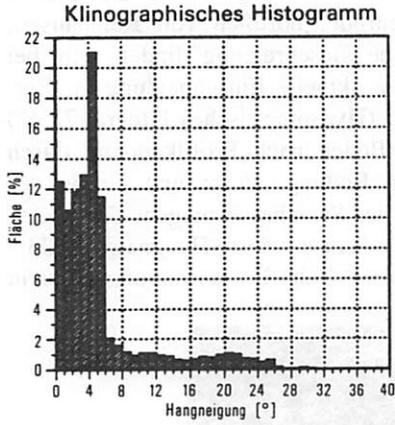


Fig. 8: Morphometrische Kenndaten des Teileinzugsgebietes Bettenrode (Quelle: MOLDE 1991).

5. Das Teileinzugsgebiet Bettenrode

Im Einzugsgebiet Wendebach gibt es mehrere Teileinzugsgebiete mit aktiver Hangrunseinschneidung. Das Gebiet Bettenrode, nördlich von Reinhausen, wurde genauer untersucht. Eine ausführliche Beschreibung findet sich bei GEROLD & MOLDE (1989). Gründe für die aktuelle Einschneidung (s. Fig. 9) sind die unausgeglichene Reliefentwicklung (Hypsometrisches Integral 72 %) und das reduzierte Retentionsvermögen der Böden nach Profilkappung durch Bodenerosion als Folge der mittelalterlichen Rodung. Form und Größe des Einzugsgebietes bedingen bei Überschreitung des Speichervermögens der Böden schnelle, kurzfristige Abflußwellen, die in der Runse selbst (Hangneigung 33 - 45%) beachtliche Schwebstoffkonzentrationen (s. Tab. 1) hervorrufen. Der in



Fig. 9: Aktive Hangrunse im Teileinzugsgebiet Bettenrode mit Abfluß-Meßgerinne (19.12.1988) (Quelle: MOLDE 1991).

der Runse mobilisierte Schwebstoff erreicht den Vorfluter (Wendebach) aber nur z.T., das meiste Material wird bereits am Ende der Runse in einem Schwemmfächer abgelagert.

Tab. 1: Feststoff- und Lösungskonzentrationen (mg/l) im Abfluß der Hangrunse von Bettenrode April 1986 - Februar 1989.

	vor Einmündung in die Runse	in der Runse (Meßgerinne)	am Ende der Runse
n	24	51	18
Gelöstes			
arith. Mittel	220,5	200,2	264,1
Standardabw.	72,2	85,5	155,9
Minima	106	80	102
Maxima	378	358	627
Feststoff			
arith. Mittel	508	7761,4	1517,2
Standardabw.	692,1	13027,9	2758,4
Minima	99	54	8
Maxima	3214	65041	9007

6. Ergebnisse

Die deutlich höheren Abflußbeiwerte von Garte und Dramme gegenüber dem Wendebach müssen vorallem auf den höheren Anteil landwirtschaftlich genutzter Flächen und höheren Anteil der Böden mit Periodenstauwasser zurückgeführt werden. Umgekehrt ist die Gebietsretention in der "Niederschlag-Infiltration-Oberflächenabfluß-Beziehung" bei den sickerungsaktiven Sandstein-Braunerde-Bodengesellschaften (Wendebach) höher als bei den Ton-Mergel- oder Lößlehm-Bodengesellschaften von Dramme bzw. Garte.

Für alle drei Einzugsgebiete gilt das der in "Normaljahren" der Lösungsaustrag den Feststoffaustrag weit übersteigt. Die Austragleistungen für beide Stoffgruppen sind abhängig vom Niederschlags-/ Abflußgeschehen, wobei der Feststoffabtrag überwiegend ereignisabhängig erfolgt. Die Jahressummen des Feststoffaustrags betragen 1989 1,4 - 2,7 t/km², können aber sehr viel höhere Werte erreichen. So im Wendebachgebiet mehr als 600 t/km² im Juni 1981.

Tab. 2: Vergleich von aktuellem Feststoff- und Lösungsaustrag mit Feststoffabtrag in historischer Zeit be-rechnet über Auelehmsedimentation.

	Feststoff (mm/Jahr)	Lösung (mm/Jahr)

"Normaljahr"		
Dramme	0,03	0,13
Wendebach	0,02	0,05
Wendebach "Jahrhundert- hochwasser" Juni 1981	0,35	0,05
Wendebach Historische Zeit		
500 - 1100	0,01	
1150 - 1350	0,13	
1530 - 1600	0,20	
1750 - 1850	0,20	

Der Lösungsaustrag im Jahr 1989 mit 34,1 - 143,5 t/km² liegt in der gleichen Größenordnung wie die von AURADA (1982) für den Rhein mit 66,5 t/km²/a und die Weser mit 83,3 t/km²/a angegebenen Werte. Ein Vergleich der aktuellen Abtragswerte mit denen in historischer Zeit (Auelehmsedimentation) zeigt Tabelle 2.

7. Ausblick

Während die bisherigen Untersuchungen die Beziehungen zwischen Abfluß und Lösungsaustrag überwiegend klären konnten, bleiben beim Feststoffaustrag noch manche Fragen offen. Mit der Ausgliederung der abfluß- und erosions-wirksamen Flächen wurde begonnen. Die kleinräumige Erfassung der dort ablaufenden Prozesse konnte bislang nur am Beispiel Bettenrode erfolgen, da hierfür ein erheblicher Meßaufwand notwendig ist. Bezüglich dieser Fragen besteht weitergehender Forschungsbedarf. Hinsichtlich der gelösten Stoffe sollte in Zukunft der atmosphärische Eintrag mit berücksichtigt werden.

Literatur

AURADA, K. D. (1982): Ionenabfluß und chemische Denudation. - Petermanns Geographische Mitteilungen, 126:23-36.

BORK, H.-R. (1988): Bodenerosion und Umwelt - Verlauf, Ursachen und Folgen der mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenerosion - Bodenerosionsprozesse - Modelle und Simulationen. - Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, Heft 13.

GEROLD, G. & P. MOLDE (1989): Einfluß der pedo-hydrologischen Einzugsgebietsvarianz auf Oberflächenabfluß und Stoffaustrag im Einzugsgebiet des Wendebaches. in: PÖRTGE, K.-H. & J. HAGEDORN (Hrsg.): Beiträge zur aktuellen fluvialen Morphodynamik - Göttinger Geographische Abhandlungen, 86:81-93.

GRIES, R. (1989): Morphometrische Untersuchungen der Einzugsgebiete von Dramme, Garte und Wendebach. - Diplomarbeit im Fach Geographie (unveröffentlicht).

MOLDE, P. (1991): Aktuelle und jungholozäne fluviale Geomorphodynamik im Einzugsgebiet des Wendebaches (Süd-niedersachsen). - Göttinger Geographische Abhandlungen, 94.

MOLDE, P. & K.-H. PÖRTGE (1989): Sedimentablagerung im Rückhaltebecken des Wendebaches - dargestellt am Beispiel eines Schneeschmelzabflusses im Winter 1986/87. - Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung, 30:27-37.

PÖRTGE, K.-H. (1986): Der Wendebachstausee als Sedimentfalle bei dem Hochwasser im Juni 1981. - Erdkunde, 40:146-153.

PÖRTGE, K.-H. & P. MOLDE (1989): Feststoff- und Lösungsabtrag im Einzugsgebiet des Wendebaches. in: PÖRTGE, K.-H. & J. HAGEDORN (Hrsg.): Beiträge zur aktuellen fluvialen Morphodynamik - Göttinger Geographische Abhandlungen, 86:115-121.

STRAHLER, A. N. (1952): Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. - Bull. of the Geol. Soc. of Am., 63:1117-1142.

TIKKANEN, M.; SEPPÄLÄ, M. & O. HEIKKINEN (1985): Environmental properties and material transport of two rivulets in Lammi, southern Finland. - Fennia, 163:217-282.

WALLING, D. E. (1978): Reliability considerations in the evaluation and analysis of river loads. - Z. f. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 29:29-42.

DECKSCHICHTEN UND BÖDEN IN DEN NORDWESTLICHEN LA SAL MTS., UTAH, USA

von Arno Kleber

Zusammenfassung

Die Böden an der Nordwestabdachung der LaSal Mts., Utah, zeigen wiederkehrende Deckschichten- und Boden-Abfolgen. Die höheren Lagen sind durch ein humoses Kolluvium bedeckt. In fast allen Profilen tritt ein solifluidales Sediment mit gut eingeregelter Skelett auf. Darin sind je nach Höhe und Exposition Bv- oder Ah-Horizonte entwickelt. Darunter folgt in vielen Profilen ein Deckschichten-Komplex mit chaotisch gelagertem Schutt, in dem Bt-Horizonte ausgebildet sind. Der Komplex wird oft durch eine Diskordanz mit begleitendem intensiven Kalkanreicherungs-horizont, in einem Fall sogar von einem frischen Sediment, getrennt. Dies läßt vermuten, daß dieser Komplex in mehreren - mindestens zwei - Phasen abwechselnder Ablagerung, Entkalkung und Tonverlagerung entstanden ist.

Summary

Some stratified soils, most of which are arranged along a catena on the north-western slope of the LaSal Mts., Utah, are described. There is a recurring sequence of slope deposits and related soil horizons: the higher slopes are covered by a hillwash-deposit containing amounts of reworked humaceous material. Almost all profiles show a layer which is interpreted as a solifluctional deposit due to its remarkable downslope orientation of the clasts. Depending on the elevation and aspect of the slope, a Bw- or A-horizon can be observed in this layer. In many profiles, in which Bt-horizons generally occur, a complex of deposits with no orientation of clasts follows. Often, a disconformity, accompanied by an intensely carbonate enriched horizon, in one case even an entirely new deposit, interrupts this complex. This leads to the suggestion that this complex developed throughout various recurrent phases of accumulation, carbonate depletion, and clay movement translocation.

Einführung

Das LaSal-Gebirge im Südosten des Bundesstaates Utah spielte eine besondere Rolle bei der Entwicklung eines bodenkundlich orientierten Konzepts in der amerikanischen Geomorphologie, denn die fundamentale Arbeit von RICHMOND (1962) über die glazialen Ablagerungen dieses Gebirges nutzte zu einem wesentlichen Teil und erstmals umfassend pedologische Kriterien zur relativ-stratigraphischen Einordnung von Sedimenten. Besonders berücksichtigte

RICHMOND dabei fossile Böden, die einzelne Ablagerungen voneinander trennen und die er bestimmten - klimatischen - Bodenbildungsphasen zuordnete. Seit dieser Zeit hat sich der Kenntnisstand über die Gletschergeschichte der Rocky Mountains wesentlich vergrößert, woran RICHMOND (von 1965 bis z.B. 1986) selbst wesentlichen Anteil hatte. Dabei sind vielfach Widersprüche zu den damaligen Befunden aufgetreten. In der Folge wurde, möglicherweise wegen solcher unauflösbar scheinenden stratigraphischen Schwierigkeiten die bodenstratigraphische Konzeption wieder aufgegeben und man ging, basierend auf den älteren Arbeiten JENNYS (z.B. 1941), zunehmend von einer der Bildungsdauer weitgehend proportionalen Bodenentwicklung aus, die nicht an bestimmte Phasen gebunden sei (vgl. z.B. BIRKELAND 1973, VREEKEN 1975). In den LaSal Mts. selbst interpretierten in jüngerer Zeit SHRODER & SEWELL (1985) viele der von RICHMOND beschriebenen Sedimente als Bergsturzmassen u. ähnl. Dies bestätigte sich auch bei der geologischen Aufnahme des Gebiets (M. ROSS, frdl.mdl.Mitt.). In diesem Gebirge fehlt bis heute eine Neubearbeitung der Oberflächen-Böden aus genetischer Sicht über die reine Kartierung (USDA 1990) hinaus, obwohl aus seiner weiteren Umgebung einige neuere paläopedologische Arbeiten erschienen sind (BIGGAR et al. 1981, COLMAN 1983, COLMAN et al. 1986). Einen ersten Ansatz hierzu soll diese Arbeit liefern, wobei ein besonderes Gewicht auf die Beziehung zwischen den Böden und den bodenbildenden Substraten gelegt wird, um daraus relative Abfolgen von Ablagerungs- und Bodenbildungsphasen abzuleiten.

Arbeitsgebiet, Lage der Profile

Das Arbeitsgebiet liegt an der NW-Abdachung der LaSal Mts. Seine Lage, die der Transekte und der Profile, gibt Fig. 1 wieder. Das Gebirge erreicht 3750m über dem Meer. Die bearbeiteten Profile umfassen einen Höhenbereich von 1850-3250m. Die heutigen Jahresniederschläge steigen dabei von <300mm am Gebirgsfuß auf >700mm in der Höhe.

Der zentrale Kern der LaSal Mts. besteht aus Porphyren, die von mesozoischen Sedimenten, Sandsteinen und Tonsteinen, ummantelt werden. Die Mehrzahl der untersuchten Profile liegt entlang der Linie Castle Valley - Miners Basin (Fig. 1) auf verwittertem Porphyr oder auf Bergsturz- und Talverschüttungsmaterial, das von Porphyren dominiert wird. Um den Einfluß des geologischen Untergrundes einschätzen zu können, wurde einige kleinere Profilinien abseits der Hauptachse zusätzlich bearbeitet. Diese liegen bevorzugt auf mesozoischen Sedimentgesteinen. Darüber hinaus wurde in den Profilinien und seitlich davon mit dem Bohrstock (1m) sondiert.

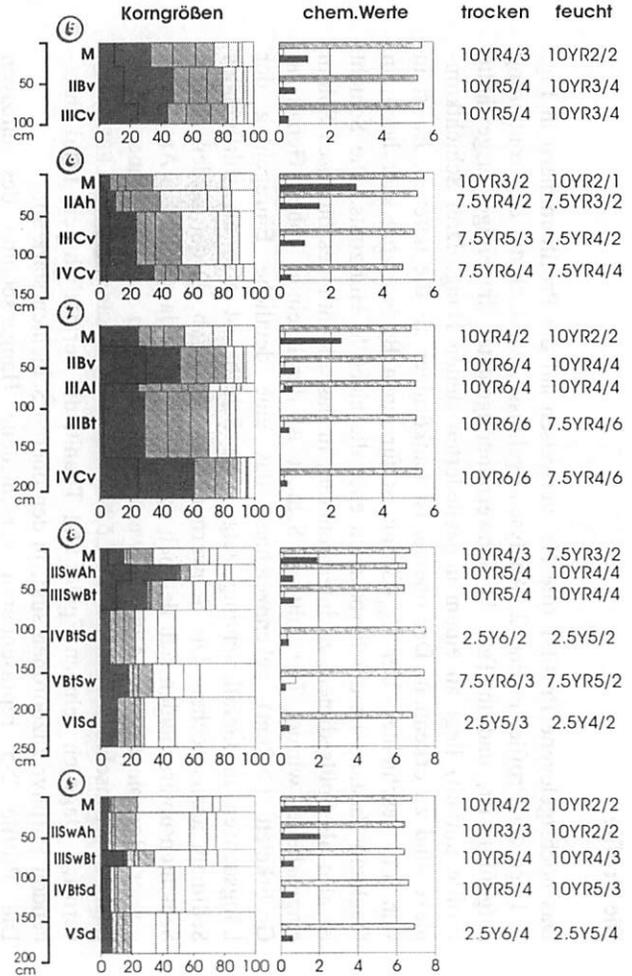
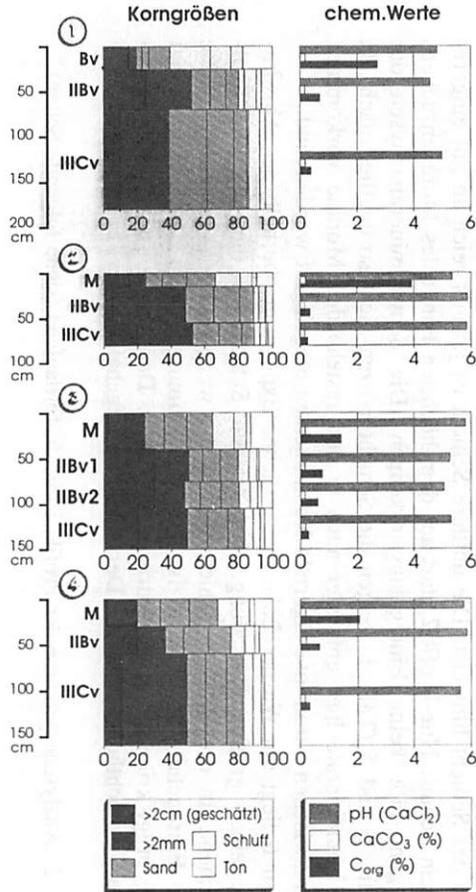
Die Profile

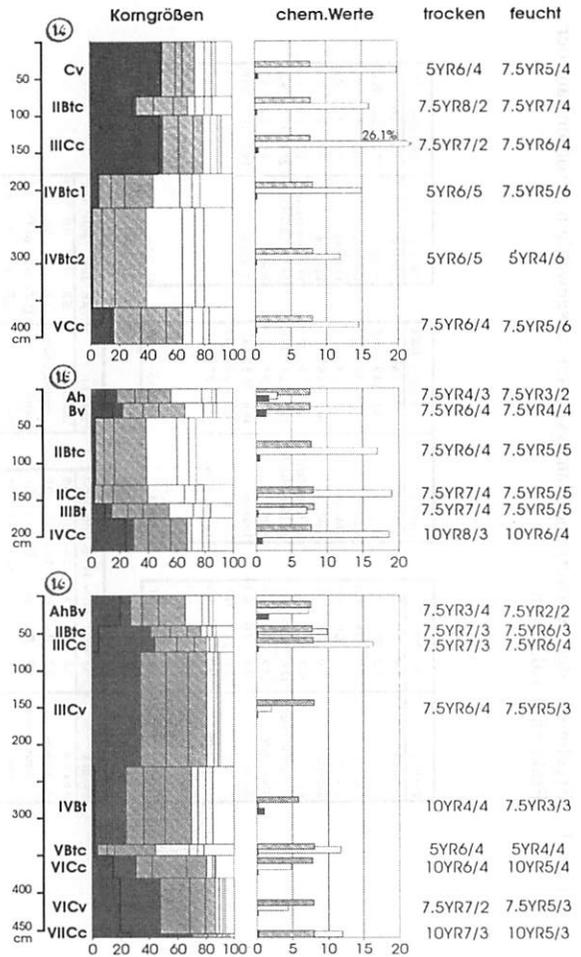
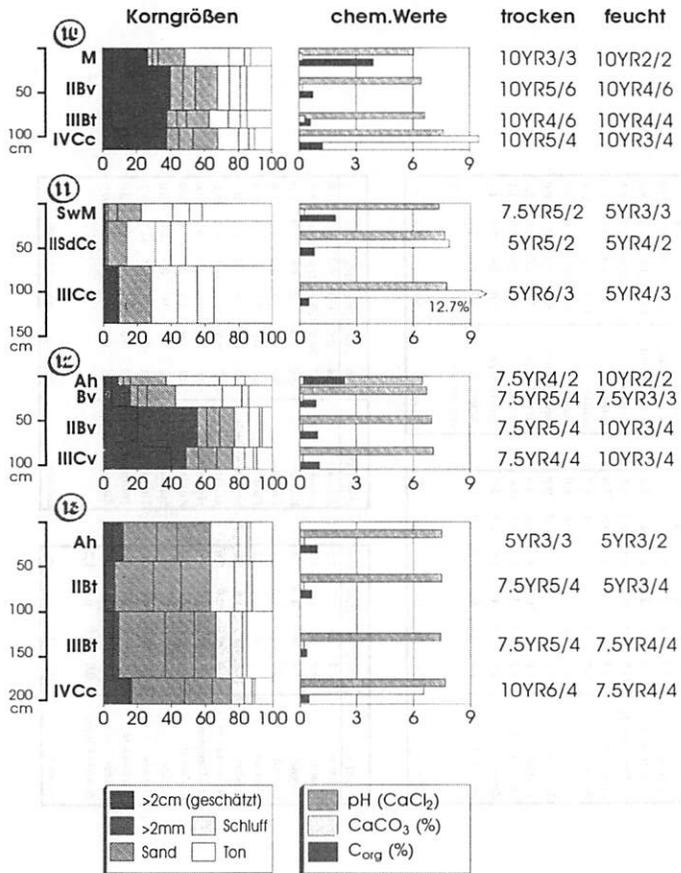
Das höchstgelegene Profil 1 (die Nr. verweisen auf die Profilvernummern in Fig. 1, Lage der Profile, in Fig. 2, Analysenergebnisse, wo auch die Horizontierung aufgeführt ist, und in Tab. 1, Schwermineralgehalte, die einige ausgewählte Profile umfaßt) liegt an einem ungegliederten steilen Hang. Drei Schichtkomplexe sind zu erkennen. Der oberste ist feinkörniger als die tieferen. Er ist in sich fein geschichtet. Der C_{org} -Gehalt ist für einen Bv-Horizont sehr hoch, in feuchtem Zustand ist die Farbe auch eher die eines M-Horizonts. Die Schicht ist also als Spülsediment zu interpretieren, in das allochthones humoses Solum eingearbeitet wurde. Die mittlere Schicht ist durch einen hohen Gehalt an Grobskelett ($>2\text{cm}$) gekennzeichnet, das eine deutliche Einregelung der Längsachsen in Gefällsrichtung zeigt. Die Schicht ist also als solifluidales Sediment anzusprechen. Die Schwermineralgehalte (Tab. 1) der beiden oberen Schichten unterscheiden sich deutlich von der unteren, da sie höhere Anteile an grüner Hornblende und Augit aufweisen, die aus dem nahe gelegenen Great Basin in wechselnden Anteilen als Löß-Leitminerale bekannt sind (KLEBER, unveröff.). Dagegen nehmen Epidot und Titanit, die vermutlich dem lokal anstehenden Porphyr zuzuordnen sind, in den oberen Schichten stark ab.

Die Profile 2-5 repräsentieren verschiedene Hangabschnitte des einzigen Moränenwalls, der bei der geologischen Kartierung durch M. ROSS auf der NW-Flanke des Gebirges ausgeschieden werden konnte. Auch diese Profile sind drei-schichtig. Die oberste Schicht ist stark humos. Der Humus stammt im wesentlichen aus Umlagerungsprozessen, da eine krümelige oder subpolyedrische Gefügebildung fehlt. Statt dessen dominiert Kohärentgefüge wie es für Bodensedimente charakteristisch ist. In Profil 3 schwankt die Farbintensität irregulär mit der Tiefe, was auf primäre Unterschiede im Humusgehalt innerhalb der Schicht hinweist. Die mittlere Schicht ist jeweils reich an gut eingeregelterm Schutt. Nur Profil 2, fast auf dem höchsten Punkt des Moränenrückens gelegen, läßt keine Einregelung erkennen. Die Schwermineralanalysen der Profile 3 und 5 (Tab. 1) zeigen die Schichtgrenzen nicht so deutlich nach, da die Lößminerale hier entweder auch in der anstehenden Moräne vorkommen oder zwischen deren lose lagernde Komponenten eingelagert worden sind.

Profil 6 liegt am Warner Lake in westlicher Exposition oberhalb der Abrißnische einer großen Rutschung. Die oberste Schicht ist ein humoses Spülsediment. In der zweiten Schicht zeigen die wenigen Grobkomponenten eine gute Einregelung. Auffallend ist der hohe Humusgehalt in dieser Schicht bei ausgeprägt krümelig-subpolyedrischem Gefüge. Der Humus ist also im wesentlichen autochthon gebildet. Der Grobschluffgehalt dieser beiden Schichten

Fig. 2: Analysenergebnisse der Profile 1 bis 16, fortlaufend (siehe folgende Seiten).





Tab. 1: Ergebnisse der Schwermineralanalyse von ausgewählten Profilen an der Fraktion 0,1-0,2 mm.

Profil 1	Bv	IIbV	IIIcV
Anatase	1.9	0.0	0.0
Augite	9.3	12.6	2.5
Chlorite	0.0	0.8	0.0
Diopsid	0.6	0.0	0.0
Enstatite	0.0	0.8	0.0
Epidote	30.9	41.7	63.0
gr. Hornblende	42.6	32.3	1.2
Muscovite	0.6	0.0	0.0
Sulfate	0.6	0.0	0.0
Titanite	13.0	11.0	33.3
Tourmaline	0.0	0.8	0.0
Zoisite+Klinoz.	0.6	0.0	0.0
Gesamt	162	127	81

Profil 3	M	IIbV1	IIIcV
Anatase	1.5	3.6	0.0
Augite	6.8	10.9	8.7
Biotite	1.5	0.0	0.7
Chlorite	1.5	2.9	2.7
Epidote	16.5	16.8	18.1
br. Hornblende	0.0	0.0	0.0
gr. Hornblende	21.1	12.4	19.5
Rutile	0.8	0.7	0.0
Titanite	49.6	51.8	49.7
Zircon	0.8	0.0	0.7
Zoisite+Klinoz.	0.0	0.7	0.0
Gesamt	133	137	149

Profil 5	Ah	2Bw	3C
Anatase	1.4	3.6	1.9
Augite	17.0	22.0	19.6
Chlorite	6.0	5.4	5.7
Enstatite	0.0	0.6	0.0
Epidote	5.5	8.9	4.4
br. Hornblende	0.5	0.0	0.0
gr. Hornblende	23.4	16.7	26.6
Rutile	0.0	1.2	1.3
Titanite	46.3	41.7	40.5
Gesamt	218	168	158

Profil 8	M	IIsw	IIIsw	IVbIS	VBIS	VIIS
Anatase	7.8	2.7	3.3	1.5	0.0	5.9
Andalusite	0.0	0.0	0.0	9.0	0.0	0.0
Cumingtonite	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0
Augite	2.4	1.1	2.0	14.9	18.2	5.9
Biotite	3.9	1.6	4.0	0.0	0.0	5.9
Chlorite	4.9	3.8	4.7	3.0	0.0	0.0
Epidote	8.7	10.8	2.7	3.0	0.0	5.9
br. Hornblende	5.8	0.5	2.7	4.5	4.5	0.0
gr. Hornblende	35.9	46.5	53.3	34.3	54.5	35.3
Muscovite	2.4	2.2	2.0	3.0	4.5	17.6
Rutile	0.0	2.2	2.0	3.0	0.0	0.0
Staurolite	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0
Titanaugite	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0
Titanite	11.2	10.8	10.7	4.5	4.5	0.0
Tourmaline	8.7	10.3	7.3	4.5	9.1	17.6
Zircon	6.8	3.8	4.7	11.9	4.5	5.9
Zoisite+Klinoz.	1.5	3.2	0.7	0.0	0.0	0.0
Gesamt	206	185	150	67	22	17

Profil 10	Ah	2Bw	3B1	4Bk
Anatase	5.0	2.6	0.0	0.0
Cumingtonite	1.7	1.3	0.0	0.0
Augite	11.7	25.6	64.1	33.0
Biotite	1.7	0.0	0.0	0.0
Chlorite	5.0	3.8	0.0	0.0
Epidote	5.0	5.1	5.8	9.1
br. Hornblende	1.7	0.0	0.0	0.0
gr. Hornblende	18.3	21.8	1.0	8.0
Muscovite	6.7	11.5	1.9	6.8
Rutile	0.0	1.3	1.9	2.3
Sulfate	13.3	5.1	8.7	27.3
Titanite	30.0	20.5	13.6	8.0
Zoisite+Klinoz.	0.0	1.3	0.0	0.0
Chondrodite	0.0	0.0	0.0	2.3
Garnet	0.0	0.0	1.0	1.1
Hypersthene	0.0	0.0	0.0	1.1
Staurolite	0.0	0.0	1.0	0.0
Tourmaline	0.0	0.0	1.0	0.0
Gesamt	60	78	103	88

Profil 12	M	Bv	IIbV	IIIcV
Anatase	3.1	2.5	2.7	1.2
Apatite	0.0	0.0	0.0	2.4
Augite	7.4	8.6	4.0	2.4
Brookite	0.0	0.0	0.7	0.0
Chlorite	1.2	0.0	0.0	1.2
Epidote	17.8	18.5	19.5	9.6
br. Hornblende	0.0	0.0	0.0	0.6
gr. Hornblende	19.6	22.8	25.5	28.9
Karbonate	0.0	0.0	0.0	4.8
Sulfate	1.2	0.0	0.7	1.2
Titanite	47.9	46.9	45.6	45.8
Tourmaline	0.6	0.6	0.7	0.0
Zircon	1.2	0.0	0.0	0.6
Zoisite+Klinoz.	0.0	0.0	0.7	1.2
Gesamt	163	162	149	166

Profil 15	Ah	Bv	IIbIC	IIcC	IIIbI	IVcC
Anatase	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	1.8
Augite	28.7	30.6	25.1	21.4	28.0	35.7
Biotite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Chlorite	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0
Epidote	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.6
br. Hornblende	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
gr. Hornblende	45.7	36.9	36.9	39.3	36.2	28.6
Hypersthene	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Rutile	0.4	1.9	1.0	0.0	1.0	0.0
Staurolite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Titanite	24.8	30.6	34.9	37.8	34.3	33.3
Tourmaline	0.0	0.0	1.0	0.5	0.5	0.0
Zircon	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0
Gesamt	258	160	195	196	207	168

(Fig. 2) ist höher als in den beiden aufgeschlossenen Straten des Liegenden. Bohr-Sondierungen ergaben, daß die beiden Deckschichten bzw. die darin entwickelten Horizonte im Bereich des Rutschgeländes unterhalb des Profils fehlen.

Profil 7 liegt im Miners Basin Valley an einem Riedel und ist deshalb vor der Abtragung und Verschüttung in den Talräumen besser geschützt als umliegende Profile. Hier liegt unter einem Spülsediment ein grober Solifluktionsschutt. Darunter folgt eine feinkörnige, weitgehend skelettfreie Schicht mit einem Bt-Horizont und einem Rest des Al-Horizonts. Darunter liegt grobblockiges Bergsturzmaterial. Dies ist das höchstgelegene bearbeitete Profil, in dem ein Bt-Horizont auftritt. Bohrungen und stark verstürzte Aufschlüsse zeigen aber, daß Bt-Horizonte außerhalb der Talräume noch mindestens bis in Höhen von 3050m vorkommen. Dies deckt sich mit den Angaben von RICHMOND (1962).

Die Profile 8 und 9 liegen am Hang der Bald Mesa-Hochfläche in ungefähr südlicher Exposition (Fig. 1) auf Tonstein. Beide Profile setzen mit einem humosen Bodensediment mit Kohärent-Gefüge ein. Darunter folgt jeweils ein marmorierter, subpolyedrischer SwAh-Horizont in einer Schicht, die in den beiden Profilen faziell sehr unterschiedlich ausgeprägt ist. In Profil 8 fällt v.a. gut eingeregelter Schutt auf, in Profil 9 dagegen die Dominanz des Grobschluffs. Die Grenze der Grobschutt-Verbreitung in der zweiten Schicht läßt sich auch mit dem Bohrstock zwischen den beiden Profilen, die etwa 50m auseinander liegen, nachweisen. Der Schutt stammt von einem hangauf anstehenden Konglomerat. Unter der zweiten Schicht folgt jeweils eine schuttreiche, nicht erkennbar eingeregelter Lage mit einem Bt-Horizont, in dem rötliche und gelbe Marmorierung Pseudovergleyung anzeigt. Darunter folgt eine tonreichere Schicht mit stark gebleichten Aggregat-Oberflächen, die als Staukörper wirkt. In Profil 8 folgt darunter ein weiterer hell marmorierter Horizont. Die unterste Schicht ist in beiden Fällen der stark stauende Tonstein mit einigen festen Tonsteinfragmenten. Bei den Schwermineralanalysen von Profil 8 fällt auf, daß in den Deckschichten entweder grüne Hornblende oder Augit, die Lößminerale also, stärker vertreten sind als in der untersten, weitgehend vom anstehenden Tonstein bestimmten Schicht - man beachte aber die Mineralarmut der tieferen Schichten. Der Titanit in den Deckschichten geht vermutlich auf das hangauf anstehende Konglomerat zurück, das seinerseits viele aufgearbeitete Porphyre enthält. Von Interesse ist ferner der Cumingtonit in der Solifluktionslage und darunter, der ein Indiz für die Datierung der Schichten sein könnte (s.u.).

Profil 10 liegt wieder im Miners Basin Valley auf einem Riedel in erosionsgeschützter Lage. Dort ist unter einer humosen Schwemmlage und einer relativ steinarmen Lage mit guter Einregelung des Skeletts ein Bt-Horizont über dem anstehenden Verstoß erhalten. Die Schwermineralanalysen (Tab. 1) zeichnen die Schichtigkeit des Profils deutlich nach. Die Deckschichten enthalten

entweder mehr Augit oder grüne Hornblende, als das Liegende. Die Unterschiede im Titanit-Gehalt dürften auf den Einfluß hangaufwärts anstehender Porphy-Varietäten zurückgehen. Erwähnenswert ist auch hier Cummingtonit in der Solifluktionslage und darüber.

Die Profile 11 und 12 liegen in einem Höhenbereich, in dem auf der NW-Abdachung der LaSal Mts. steile Hänge vorherrschen. In beiden Profilen tritt ein oberstes Schwemmsediment auf, das in Profil 12 im unteren Teil nur wenig humos ist, weshalb dort die fluviale Schichtung besonders deutlich erkannt werden kann. Darunter folgt in Profil 12 eine skelettreiche Solifluktionslage, die in Profil 11 fehlt. Dort kommt die anstehende "Morrison Formation" bis nahe an die Oberfläche. Dieses Gestein ist primär kalkhaltig, was sich in den Analysen (Fig. 2) widerspiegelt. Zwar ist der Kalk konkretionär angereichert, dies kann jedoch eine Eigenschaft dieses Gesteins sein (ROSS, frdl. mdl. Mitt) und muß nicht pedogen erklärt werden. Die Ergebnisse der Schwermineralanalysen von Profil 12 (Tab. 1) zeigen, daß in diesem Profil der Einfluß von Lößmineralen in den Deckschichten nicht höher als im liegenden Bergsturzmaterial ist.

Die folgenden Profile 13 bis 15 liegen in dem flachen Hangabschnitt. Profil 13 weist eine oberste gut eingeregelter Lage mit einem krümeligen Ah-Horizont auf. Darunter folgen Bt-Horizonte die sich über zwei Schichten erstrecken. Darunter folgt in Porphy-haltigem Schotter ein Horizont mit sekundärer, faseriger Kalkanreicherung.

In Profil 14 sind ältere Bodenbildungen durch chaotisch gelagertes kalkhaltiges Rutschungsmaterial fossilisiert. Flachgründige Nachbarprofile zeigen, daß dieses Sediment stellenweise noch von einer bis 40cm mächtigen Solifluktionsdecke überlagert wird, im Profil selbst fehlt diese aber. Unter dem Sediment liegt ein Bt-Horizont mit sekundärer Kalkanreicherung. Einregelung des Schutts läßt diese Schicht, wie auch alle tieferen, nicht erkennen. Darunter folgt eine skelettreiche Schicht, in der eine enorme Kalkanreicherung stattgefunden hat, die alle etwaigen anderen Profilmerkmale, z.B. Tonanreicherung, überdeckt. Darunter läßt die Kalkanreicherung in ihrer Intensität wieder nach, zwei lessivierte Horizonte in einer skelettarmen, schluffreichen Schicht lassen sich ausmachen, die nach dem Grad der Kalkanreicherung (vgl. zur visuellen Klassifikation der Kalkanreicherung MACHETTE 1985) unterteilt wurden (vgl. CaCO_3 in Fig. 2). Im liegenden Porphyrschotter steigt der Kalkgehalt wieder an.

Profil 15 ist Teil eines großen, komplexen Aufschlusses, der hier nicht vollständig behandelt werden kann. Die Profilbeschreibung ist deshalb vereinfacht, Subhorizonte sind zusammengefaßt. Unter einem 40cm mächtigen Solifluktionsschutt folgt in einer schluffreichen Deckschicht ein Bt-Horizont mit Kalkanreicherung. Der Kalkgehalt erreicht in einem Cc-Horizont sein Maxi-

mum. In einem weiteren Bt-Horizont darunter nimmt der Kalkgehalt wieder ab, um darunter erneut anzusteigen. Die Schwermineralanalysen (Tab. 1) zeigen den wechselnden, aber immer deutlichen Einfluß der Lößminerale Augit und/oder grüne Hornblende in den einzelnen Schichten.

Zwischen diesem Profil und dem folgenden liegen zahlreiche weitere Aufschlüsse, die einen prinzipiell ähnlichen Aufbau wie die Profile 14 und 15 zeigen: Ein Solifluktionsschutt mit basaler Kalkanreicherung überlagert zwei durch eine Diskordanz getrennte Bt-Horizonte. Unterhalb der Diskordanz ist jeweils ein Cc-Horizont ausgebildet, ein weiterer schließt die Profile nach unten ab. Auch Profil 16 ist ähnlich gegliedert, jedoch mit dem Unterschied, daß zwischen den beiden Bt-Horizonten ein mächtiges fluviales Sediment zur Ablagerung gekommen ist. Somit trennt hier eine teilweise nicht pedogen überprägte Schicht zwei Bt-Horizonte. Der obere Bt-Horizont besitzt einen basalen Kalkanreicherungshorizont hoher Intensität. Der Kalkgehalt nimmt dann aber nach unten stark ab. Der darunter folgende, tiefere Bt-Horizont ist praktisch kalkfrei, erst unter ihm folgt weitere Kalkanreicherung. Die Schichten, in denen Bt-Horizonte ausgebildet sind, lassen, wie in allen anderen Profilen auch, keine Einregelung des Skeletts erkennen.

Diskussion

Die Abfolge der Deckschichten in den Profilen ist sehr regelhaft. Überall tritt eine Schicht mit solifluidaler Einregelung des Schutts auf. Oberhalb von ca. 2400m wird diese Schicht von einem humosen Spülsediment überlagert. In tieferen Lagen fehlt dieses. Da es dort auch bei Bohrungen nie nachgewiesen werden konnte, scheint dieses Spülsediment an eine bestimmte Höhenstufe gebunden sein. Unter der Solifluktionsschicht finden sich in einigen Profilen Schichten mit regelloser Lagerung des Skeletts, die hier chaotische Lagen genannt werden sollen. Diese Schichten sind in Höhen oberhalb ca. 2400m an inselhafte Schutzlagen gebunden, unterhalb davon fehlen sie nur an einigen Steilhängen. Dieses Verbreitungsmuster zeigt jedoch keine Höhenabhängigkeit dieser Deckschichten an sondern weist auf die unterschiedliche morphologische Aktivität in den verschiedenen Höhenstufen seit der Bildung dieser Schichten hin. Die tieferen Schichten können meist weiter in eine obere und eine untere Lage mit chaotischer Lagerung des Skeletts unterteilt werden. Diese Schichten enthalten oft eine deutlich durch die Schwermineralgehalte und/oder durch die Korngrößenanalyse (Grobschluffgehalte höher als im Anstehenden) nachweisbare Lößkomponente. Fig. 3 faßt alle Deckschichten nach diesen faziellen Kriterien zusammen und korreliert sie. Die Korrelation beruht neben den beschriebenen Profilen auf weiteren Straßenaufschlüssen und auf Bohrungen. Die

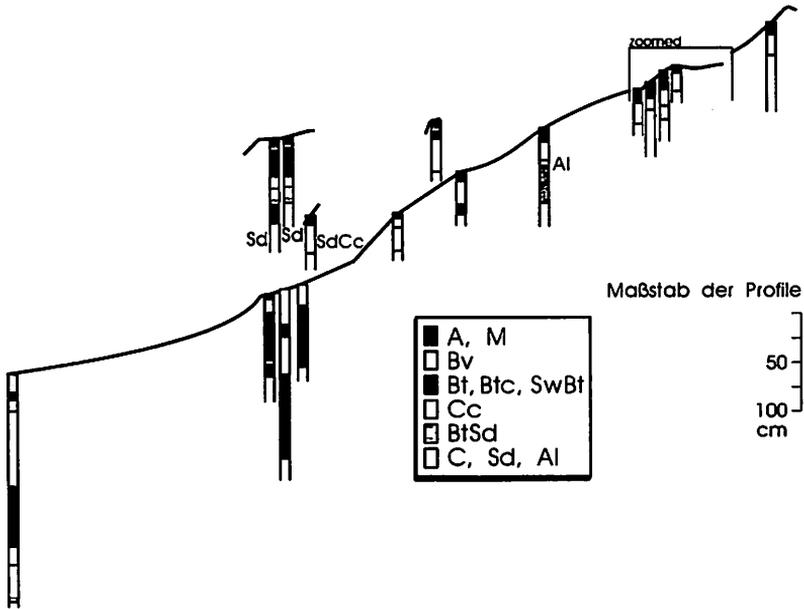


Fig. 3: Die Deckschichten im Hangverlauf.

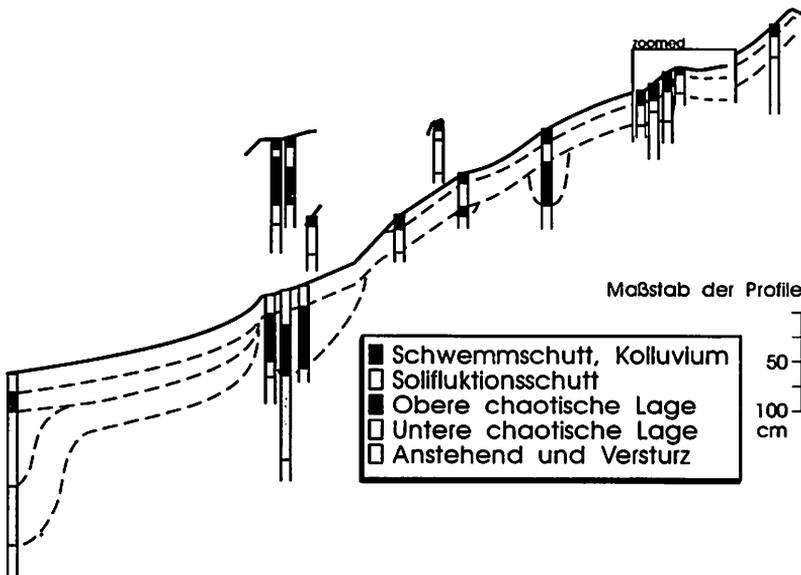


Fig. 4: Die Böden im Hangverlauf.

Unterscheidung der beiden chaotischen Lagen erfolgte nach bodenkundlichen Kriterien (s.u.).

Die Verhältnisse in den Profilen 8 und 9 sowie die Bohrungen in diesem Bereich lassen einige Schlüsse über die Transportweiten in den einzelnen Deckschichten zu, denn dort läßt sich die Herkunft des Schutts, ein hangaufwärts anstehendes Konglomerat, lokalisieren. In der oberen chaotischen Lage ist der Schutt am weitesten transportiert worden (350m horizontal bei einem 15° geneigten, leicht konvexen Hang). Hangabwärts davon war kein Schutt mehr zu erbohren. Ferner ist einzelner Schutt auch im Spülsediment noch bis in diesen Bereich gelangt. Die Verbreitung von Schutt im Solifluktionssediment endet dagegen ca. 80m hangauf davon zwischen den Profilen 8 und 9. In der unteren chaotischen Lage konnte nie Schutt nachgewiesen werden, da hangauf von den Profilen die hangenden Schichten nicht zu durchbohren waren. Die Schwierigkeit der Interpretation dieser Befunde liegt in der Unsicherheit, ob der Schutt in einer Schicht jeweils in dieser Schicht über die Gesamtstrecke verlagert wurde, oder ob und wieviel wieder aufgenommenen Schutt aus tieferen Deckschichten verlagert wurde. Somit ergeben sich die Transportweiten wohl insgesamt aus der Addition mehrerer Phasen.

Auch die Bodenhorizonte, die in den einzelnen Deckschichten entwickelt sind, zeigen Regelmäßigkeiten. So ist in dem Spülsediment der Gehalt an aufgearbeitetem Humus hoch. Die Solifluktionsschicht ist in den meisten Fällen verbraunt. In einigen Profilen sind dagegen humose Horizonte mit krümelig/subpolyedrischem Gefüge in dieser Schicht entwickelt. Dies gilt für die tiefer gelegenen Profile bis 2300m Höhe und für die stark sonnexponierten Profile 6, 8 und 9. Unter der Schicht ist in den Profilen unterhalb 2300m Höhe ein Kalkanreicherungs-horizont ausgebildet, der in das jeweils Liegende eingreift. Unter der Solifluktionsschicht folgen Deckschichten mit chaotisch gelagertem Skelett. In ihnen sind immer Bt-Horizonte entwickelt. In den Fällen, in denen ein solcher Bt-Horizont direkt unter einem Bv-Horizont liegt, läge ein Vergleich mit den aus Mitteleuropa mehrfach beschriebenen "Phäno-Parabraunerden" (BARGON et. al. 1971, Diskussion in KLEBER 1991) nahe. Die Profile, in denen ein Ah-Horizont direkt dem Bt-Horizont aufliegt, sprechen jedoch gegen einen solchen Vergleich. Bestünde nämlich eine zeitliche und genetische Beziehung zwischen den beiden Horizonten, so müßten dort Ton-Humus-Komplexe aus dem Ah-Horizont mit verlagert worden sein. Dies ist nicht erkennbar. Beispiele wie Profil 14, wo eine frische Schicht zwischen beide Horizonte eingeschaltet ist (s.o.), sind ein klarer Hinweis auf eine zeitliche und genetische Trennung der Pedogenese in beiden Lagen. In den chaotischen Lagen sind durchgängig Bt-Horizonte entwickelt, zwischen die beiden Lagen ist jedoch oft zusätzlich ein Kalkanreicherungs-horizont eingeschaltet, der alle anderen Bodeneigenschaften überprägt. Dieser zwischengeschaltete Cc-Horizont ist nur schwer mit einer

Bodenbildung, die die gesamten chaotisch gelagerten Deckschichten gleichzeitig betraf, zu vereinbaren, wenn man davon ausgeht, daß Tonverlagerung sich in einem Boden - bei Abwesenheit von Salz - erst nach sehr weitgehender Entkalkung einstellen kann (z.B. SCHEFFER 1989). Es müßte noch nach der Lessivierung Kalk in die Böden gelangt sein, der zur intensivsten und höchstreichenden Kalkanreicherung überhaupt geführt hätte (vgl. Fig. 5). Frischer Löß in ausreichender Mächtigkeit, der als flächenhafte Quelle alleine hierfür in Frage kommen könnte, wurde über den Bt-Horizonten nie gefunden. Die Solifluktlionslage reicht wegen ihrer geringen Mächtigkeit als Quelle des Kalks nicht aus, zumal sich direkt unter dieser Schicht eine eigene Kalkanreicherungsfrent entwickelt hat. Die zwischengeschalteten intensiven Cc-Horizonte lassen sich aber zwanglos dann erklären, wenn man von verschiedenen, zeitlich getrennten Phasen der Bodenbildung ausgeht. Diese Erklärung legt insbesondere Profil 16 nahe, wo zwei Lagen durch ein zwischengeschaltetes Sediment getrennt sind, so daß die Pedogenese in der oberen Lage die untere nicht erreichen konnte. In diesem Fall enthält der Bt-Horizont der unteren Deckschicht keinen Kalk.

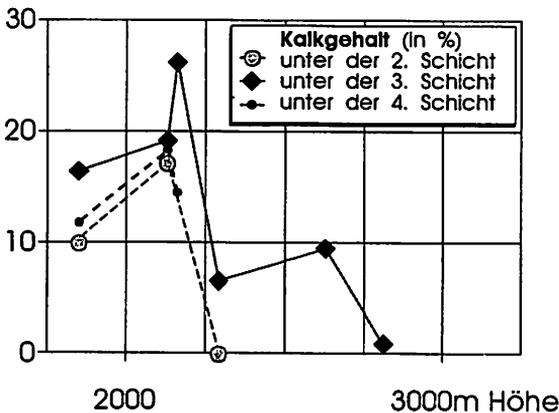


Fig. 5: Beziehung zwischen dem Kalkgehalt der einzelnen Schichten und der Höhe.

Somit ergibt sich folgende Abfolge der Vorgänge:

1. Ablagerung der unteren chaotischen Deckschicht
2. Lessivierung mit Kalkanreicherung unter der Deckschicht
3. Kappung des Al-Horizonts
4. Ablagerung der oberen chaotischen Deckschicht

5. Lessivierung in dieser Deckschicht mit intensiver Kalkanreicherung darunter, d.h. zumeist in den Bt-Horizont der älteren Bodenbildung, manchmal aber auch in zwischengeschaltete Sedimente hinein
 6. Kappung des Al-Horizonts
 7. Ablagerung der Solifluktionslage
 8. Verbraunung oder Bildung eines kräftigen Ah-Horizontes je nach Höhenlage und Exposition in der Solifluktionslage
 9. Ablagerung der Schwemmlage unter Aufarbeitung vorhandener Oberböden.
- Einen Sonderfall stellt Profil 8 dar, das durch Pseudovergleyung geprägt ist. Auch hier läßt sich die Profilabfolge besser durch die Annahme zweier statt einer Bodenbildungsphase in jeweils neu angeliefertem Sediment erklären. Insbesondere ist auch der erhöhte Kalkgehalt im VBtSw-Horizont dieses Profils leichter zu verstehen, wenn das Karbonat nachträglich eingetragen wurde und nicht eine Phase hohen Wasserüberschusses im Horizont zu überstehen hatte.
- Die Frage nach dem Alter der Vorgänge ist aus den untersuchten Profilen alleine nicht befriedigend zu klären. Oberflächliche Spülsedimente sind aber aus den Hochlagen der Rocky Mountains mehrfach beschrieben worden. In einigen Fällen liegen Datierungen vor, die jeweils ein Sediment-Alter von rund 5000 C¹⁴-Jahren B.P. belegen (REIDER 1983, MAHANEY 1984). Die einzige Moräne der NW-Abdachung der LaSal Mts. dürfte dem Hochstand der letzten Kaltzeit zuzurechnen sein, in dem in den Rocky Mountains allgemein die markanteste Moräne gebildet wurde (vgl. z.B. COLMAN & PIERCE 1984, RICHMOND 1986). Sie wird im Arbeitsgebiet von den beiden obersten Deckschichten überzogen, diese sind also jünger als die Moräne. Tiefere Schichten fehlen darauf, sind also vermutlich älter. Eine Solifluktionsschuttdecke mit ähnlichen Sediment- und Boden-Eigenschaften beschreibt KLEBER (1990) aus dem Gebiet des Großen Salzsees, Utah. Sie wird dort durch Korrelation mit Seespiegelständen in den Zeitraum 14,500 bis 13,000 B.P. eingestuft. Einen weiteren Hinweis zur Datierung gibt möglicherweise der Cummingtonit in einigen Proben. Dieses Mineral ist aus der weiteren Umgebung des Arbeitsgebiets mehrfach von Aschen des Mt. St. Helens beschrieben. Nur zwei Ausbrüche dieses Vulkans - ca. 35.000 bzw. 13.000 B.P. - haben sowohl dieses Mineral in genügender Menge gefördert als auch eine sehr weite Verbreitung in Richtung auf das Arbeitsgebiet erfahren (SMITH et al. 1977, MULLINEAUX et al. 1978, DAVIS 1985). Lessivierte Bodenhorizonte sind im Gebiet des Großen Salzsees, Utah und des ehemaligen Lake Lahontan, Nevada von Seesedimenten aus dem Hochstand der letzten Kaltzeit überschüttet worden (MCCOY 1981, SCOTT et al. 1983). Dies sind die jüngsten sicher bekannten Alter lessivierter Böden im Westen der USA.

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt dem kartierenden Geologen M. Ross, Utah Geological & Mineral Survey, der mich in das Arbeitsgebiet und seinen geologischen Bau einführte. Er war immer zu hilfreichen Diskussionen bereit. Herr R. Schill, Geomorphologisches Labor der Universität Bayreuth hat dankenswerterweise die Schwerminerale untersucht und die sonstige Analytik veranlaßt. Herrn Dr. R. Arnold, Direktor US Soil Survey, danke ich für viele Anregungen. Für die großzügige Förderung der Forschungsreise danke ich der DFG an dieser Stelle noch einmal.

Literatur

BARGON, E., W. FICKEL, W. PLASS, H. REICHMANN, A. SEMMEL & H. ZAKOSEK (1971): Zur Genese und Nomenklatur braunerde- und parabraunerdeähnlicher Böden in Hessen. - Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch. 99: 361-372.

BIGGAR, N.E., D.R. HARDEN & M.L. GILLAM (1981): Quaternary deposits in the Paradox Basin. - Rocky Mountain Association of Geologists (ed.), 1981 Field Conference.

BIRKELAND, P.W. (1973): Use of relative age-dating methods in a stratigraphic study of rock glacier deposits, Mt. Sopris, Colorado. - Arctic and Alpine Res. 5: 401-416.

COLMAN, S.M. (1983): Influence of the Onion Creek salt diapir on the late Cenozoic history of Fisher Valley, southeastern Utah. - Geology 11: 240-243.

COLMAN, S.M., A.F. CHOQUETTE, J.N. ROSHOLT, G.H. MILLER & D.J. HUNTLEY (1986): Dating the upper Cenozoic sediments in Fisher Valley, southeastern Utah. - Geolog. Soc. Am. Bull 97: 1422-1431.

COLMAN, S.M. & K.L. PIERCE (1984): Correlation of Quaternary glacial sequences in the western United States based on weathering rinds and related studies. - in: MAHANEY, W.C. (ed.), Correlation of Quaternary chronologies: 437-453; Norwich.

DAVIS, J.O. (1985). Correlation of late Quaternary tephra layers in a long pluvial sequence near Summer Lake, Oregon. Quat. Res. 23, 38-53.

JENNY, H. (1941): Factors of soil formation. - New York.

KLEBER, A. (1990): Upper Quaternary sediments and soils in the Great Salt Lake-area, USA. - Z. Geomorph. N.F. 34: 271-281.

KLEBER, A. (1991): Die Gliederung der Schuttdecken am Beispiel einiger oberfränkischer Bodenprofile. - Bayreuther Bodenkundl. Ber. 17: 83-105.

- MACHETTE, M.N. (1985): Calcic soils and calcretes of the southwestern United States. - in: WEIDE, D.L. & M.L. FABER (eds.), *Soils and Quaternary Geology of the southwestern United States*, Geolog. Soc. Amer. Special Pap. 203: 1-21; Boulder, Colorado.
- MAHANEY, W.C. (1984). Superposed neoglacial and late Pinedale (Wisconsinan) tills, Titcomb Basin, Wind River Mountains, western Wyoming. *Palaeo* 45, 149-163.
- MCCOY, W.D. (1981): Quaternary Aminostratigraphy of the Bonneville and Lahontan Basins, Western U.S., with paleoclimatic implications. - PH.D.-thesis, Univ. of Colorado; Boulder, Col.
- MULLINEAUX, D.R., R.E. WILCOX, W.F. EBAUGH, R. FRYXELL & M. RUBIN (1978): Age of the last major scabland flood of the Columbia Plateau in eastern Washington. - *Quat. Res.* 10: 171-180.
- REIDER, R.G. (1983). A soil catena in the Medicine Bow Mountains, Wyoming, USA, with reference to paleoenvironmental influences. *Arctic and Alpine Res.* 15, 181-192.
- RICHMOND, G.M. (1962): Quaternary stratigraphy of the La Sal Mountains, Utah. - *U.S. Geolog. Surv. Prof. Pap.* 324; Washington, D.C.
- RICHMOND, G.M. (1965): Glaciation of the Rocky Mountains. - In: WRIGHT, H.E.jr. & D.G. FREY (eds.), *The Quaternary of the United States*: 217-242; Princeton, New Jersey.
- RICHMOND, G.M. (1986): Stratigraphy and correlation of glacial deposits of the Rocky Mountains, the Colorado Plateau and the ranges of the Great Basin. - in: SIBRAVA, V., D.Q. BOWEN & G.M. RICHMOND (eds.), *Quaternary glaciations in the northern hemisphere*, *Quat. Sci. Rev.* 5: 99-127; Oxford.
- SCHIEFFER, F. (1989): *Lehrbuch der Bodenkunde*. - 12.A., Stuttgart
- SCOTT, W.E., W.D. MCCOY, R.R. SHROBA & R. MEYER (1983): Reinterpretation of the exposed record of the last two cycles of Lake Bonneville, Western United States. - *Quat. Res.* 20: 261-285.
- SHRODER, J.F. & R.E. SEWELL (1985): Mass movements in the LaSal Mountains, Utah.- *Utah Geolog. Min. Surv. Spec. Stud.* 64: 48-85.
- SMITH, H.W., OKAZAKI R., and KNOWLES, C.R. (1977): Electron microprobe data for tephra attributed to Glacier Peak, Washington. - *Quat. Res.* 7: 197-206.
- USDA (1990): *Soil Survey of the Canyonlands-area, Utah*. - Salt Lake City, Utah.
- VREEKEN, W.J. (1975): Principal kinds of chronosequences and their significance in soil history. - *J. Soil Sci.* 26: 378-394.

DECKSCHICHTEN UND BODENENTWICKLUNG IM BAYERISCHEN WALD

ERSTE ERGEBNISSE IM RAHMEN RADIOÖKOLOGISCHER UNTERSUCHUNGEN

von Jörg Völkel

Zusammenfassung

Vorgestellt wird ein Arbeitsbericht zur Boden- und Landschaftsökologie im Bayerischen Wald nach zweijährigen Geländestudien. Die Arbeiten gliedern sich in einen eher wissenschafts-immanenten Teil und in einen anwendungsbezogenen Teil in Form eines Forschungsauftrages zur Radioökologie. Es soll die Belastung der Böden und Pflanzen mit Radio-Cäsium aus dem Tchernobyl-Fallout dargestellt und entsprechende Dekontaminationsmodelle in einem Waldökosystem erarbeitet werden. Losgelöst von der hohen Primärdeposition wird das Bodenmilieu als Ursache der Cäsiumbelastung erkannt. Es verhindert eine Tiefenverlagerung der Radionuklide und damit eine Konzentrationserniedrigung. Mineralische Streumittel sollen unter anderem eine mittelfristige Bindung der Radioisotope ermöglichen und sie dem Nährstoffkreislauf entziehen. Die ökologischen Untersuchungen schaffen enge Verbindungen zu geomorphologischen und bodenkundlichen Problemfeldern wie dem der Deckschichtengese und ihrer Gliederung sowie spezieller Fragen der Bodengese. Die Gliederungskriterien zur Ansprache der Deckschichten werden diskutiert. Ein interessantes Problemfeld hinsichtlich Materialherkunft und Bodenentwicklung stellen die für die höheren Lagen des Bayerischen Waldes typischen Lockerbraunerden dar. Weitere Aspekte sind die Lößbeteiligung an der Substratzusammensetzung der Deckschichten und ihre Unterteilung in eine sogenannte Fern- und Lokalkomponente.

Summary

After two years of field work a study report has been made on the soils and geoecology in the Bavarian Forest. Some of the work carried out was of a more theoretical nature and some practice-orientated connected with a research contract in the field of radio-ecology. The objective was to determine the radio-caesium load of the soils and vegetation as a result of the Tchernobyl fallout and to develop suitable decontamination models concerning forest ecosystems. Quite apart from the high primary deposition, the soil properties must be seen as a cause for the cesium load. This prevents a vertical transport of the radionuclides and thus a reduction in their concentration. The strewing of minerals should, among other things, make a medium-term bond of radioisotopes possible and withdraw them from the nutrient cycle. The ecological investigations create close associations with problem areas in the fields of geomorphology and soil science, such as those of the development and classification of the covering stratum and special soil genesis issues. The criteria for the

classification of the overlying strata is a point of discussion. The friable brown earth, which is typical for the higher regions of the Bavarian Forest, is an interesting problem case with regard to material origin and soil genesis. The loess content in the covering strata, and its subdivision into so-called distant and local components present further aspects of interest.

1. Einleitung

Im Sommer 1989 begann der Autor am Regensburger Institut mit dem Aufbau einer geowissenschaftlichen Arbeitsgruppe, die Fragen der jüngsten Relief- und Bodenentwicklung im Bereich des Oberpfälzer Waldes und des Bayerischen Waldes sowie deren Randgebieten nachgeht¹. Auf Grundlage dieser Vorarbeiten gelang es ein Jahr später, einen Forschungsauftrag des Bayerischen Staatsministeriums für Landesentwicklung und Umweltfragen (StMLU) auf dem Gebiet der Radioökologie einzuwerben. Die Durchführung erfolgt in enger wissenschaftlicher Kooperation zwischen dem Lehrstuhl für Physikalische Chemie - Prof. Dr. K. Heckmann - und dem Lehrstuhl für Physische Geographie - Prof. Dr. K. Heine -. Verantwortlicher Projektleiter ist der Autor. Erforscht werden Modelle zur Cäsiumfixierung auf Böden radioaktiv hoch belasteter Gebiete Ostbayerns. Untersuchungsgebiet ist der Hohe Bayerische Wald. In einer ersten Phase wurden die Böden des Arbeitsgebietes kartiert, wobei ein besonderes Gewicht auf die Bedeutung der periglazialen Deckschichten für die Bodenbildung und die Bodenökologie gelegt wurde. In einer zweiten Phase wurden Testflächen eingerichtet, auf denen im Gelände Dekontaminationsversuche der durch einen hohen Anteil künstlicher Radionuklide aus dem Tschernobyl-Fallout belasteten Böden durchgeführt werden. Losgelöst vom vorgenannten Forschungsprojekt wurden die quartärgeomorphologischen und pedologischen Untersuchungen auf weite Teile des ostbayerischen Kristallins ausgedehnt. Schwerpunkte liegen a) im Bereich des Vorderen Bayerischen Waldes mit Deggendorfer Vorwald, Lallinger Winkel und dem Gebirgsstock des Brotjackriegels, b) im Bereich des Regensburger Waldes als dem südwestlichsten Ausläufer des Bayerischen Waldes, c) im Bereich des Naabgebirges und d) im Verzahnungsbereich des östlichen Tertiärhügellandes mit der südlichen Frankenalb. Auch in diesen Teilgebieten stand die Gliederung der jungquartären Deckschichten beziehungsweise der quartären Lockersedimente und Fragen der Pedogenese am Anfang der Untersuchungen. Forschungen zur

¹Beteiligt sind die Herren Dipl. Geogr. M. Eiberweiser und R. Traidl, die ihre Diplomarbeiten im Rahmen der Forschungen des Autors ausführten, sowie Dipl. Geogr. B. Senft, Wiss. Hikr. im Projekt "Radioökologie".

Boden- und Landschaftsökologie schließen sich an, wobei neben der Radioökologie Schwerpunkte auf dem Gebiet der Bodenversauerung und der Schwermetallbelastung liegen. Von besonderer Bedeutung ist dabei die Trennung in einen natürlichen bzw. geogenen und in einen anthropogenen Faktor. Auch außerhalb des Anwendungsbereiches ist die Beherrschung speziellerer geowissenschaftlicher Methoden für die Geomorphologie sehr gewinnbringend. Neben ihrer Bedeutung für die pedogenetische und ökologische Interpretation eröffnet die hier angewandte Analytik interessante Rückschlüsse für die geomorphogenetische Interpretation.

2. Deckschichtengliederung im Bayerischen Wald

2.1 Ansprache- und Unterscheidungskriterien im Felde

Die Gliederung der Deckschichten in den Mittelgebirgen und ihre genetische Interpretation ist ein bis heute strittiges Feld. Seit den grundlegenden Arbeiten von SCHILLING & WIEFEL (1962) und SEMMEL (1964, 1968) sind immer wieder umfangreiche Untersuchungen vorgelegt worden. Ein wesentlicher Aspekt dieser Arbeiten ist stets die Frage der Vergleichbarkeit der feldbodenkundlichen Ansprachekriterien in unterschiedlichen Untersuchungsgebieten durch wiederum meist unterschiedliche Bearbeiter. Derzeit unternimmt der AK Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (DBG) einen endgültigen Versuch, die Deckschichtengliederung terminologisch und inhaltlich zu verallgemeinern. Die dort zu Grunde gelegten Lagenbegriffe und Definitionsmerkmale wurden jüngst in SCHILLING & SPIES (1991) publiziert. Ansprache und Definition der Deckschichten im Arbeitsgebiet werden in enger Anlehnung an diese Gliederung vorgenommen und im Folgenden als bekannt vorausgesetzt.

Aufbau und Verbreitung der Deckschichten weichen in den unterschiedlichen Teillandschaften des ostbayerischen Kristallins durchaus voneinander ab. Damit verändern sich teils auch die Gliederungskriterien, was zeigt, daß ein übergreifendes Festschreiben dieser Merkmale selbst innerhalb einer landschaftlichen Großeinheit Schwierigkeiten bereitet.

Die Basislagen stellen markant verdichtete Fließerden oder Schutte dar, die weitestgehend frei von äolischer Materialbeeinflussung sind. Das Skelett ist eingeregelt. Im Hinteren Bayerischen Wald tragen die Steine der Basislagen regelhaft Schluffhauben beziehungsweise Lehmkappen, während ihre Unterseiten blank sind. Im Vorderen Bayerischen Wald und im Bereich des Naab-

gebirges fehlt dieses markante Kriterium vielfach. Die Basislagen können mehrgliedrig sein und wirken aufgrund ihrer Mächtigkeit und ubiquitären Ausbildung in hohem Maße reliefbegleitend. Wenngleich verdichtet treten die Basislagen in Hangposition sehr selten als Wasserstauer auf, was mit ihrem sandig-lehmigen Charakter und den meist hohen Skelettgehalten zusammenhängt. Sind sie als Schutte ausgebildet, stellen sie wichtige Leitbahnen für den Interflow dar.

Die teils enorme Verfestigung der Fließerden und Schutte im Bereich der Basislagen führte im Bayerischen Wald zur Ansprache als "Firneisgrundschutt" durch PRIEHÄUSSER (1951). Die von PRIEHÄUSSER bereits mit dem Begriff "Firneisgrundschutt" implizierte Genese dieser Schicht kann unseren Untersuchungen zu Folge nicht mitgetragen werden, eine Kritik, die allerdings nicht neu ist. Sie wurde bereits von RATHSBURG in direkter Diskussion mit PRIEHÄUSSER vorgetragen (siehe auch das Referat über die Exkursion im Rahmen der 11. Jahrestagung der DEUQUA durch H. BREMER 1962). Der Begriff hat sich dennoch in der regionalen Literatur halten können. Vor allem von Standortkundlern wird er im Bereich des Bayerischen Waldes immer wieder angewendet samt der genetischen Interpretation. Es ist daher mit Nachdruck festzuhalten, daß es diesen Firneisgrundschutt nicht gibt. Es handelt sich um typische Basislagen vermutlich teils präwürmzeitlichen Alters.

Die Mittellagen sind ebenfalls weit verbreitet. Entgegen anderslautender Angaben in der Literatur (u.a. HOFMANN-SCHIELLE 1988) treten sie auch in den hohen Lagen des Bayerischen Waldes auf. Hinsichtlich der Zusammensetzung des Feinbodens setzen sich die Mittellagen klar von den Basislagen ab. Ein bedeutender Anteil äolisch eingetragenen Materials ist ein wesentliches Charakteristikum. Darüberhinaus zeigt das Skelett eine wirre Lagerung. Gegenüber dem Hangenden sind die Mittellagen häufig etwas dichter gelagert, ohne allerdings stauende Wirkung zu erreichen, und weisen einen höheren Steinanteil als die Hauptlagen auf. Von den hangenden Hauptlagen unterscheiden sich die Mittellagen kraft eines markanten Farbwechsels, der auch bei gleichartiger Pedodynamik im Bereich beider Schichten (Bv-Horizonte) hervortritt. Die Mittellagen sind für die Bodenbildung und die Standorteigenschaften von besonderer Bedeutung, da sie die Gründigkeit beträchtlich erhöhen. Wenngleich die Materialien der Mittellagen eine klare Verwandtschaft zu den hangenden Schichten zeigen, bestehen aus analytischer Sicht wichtige Unterschiede, die zur Verifizierung der Trennung von Mittel- und Hauptlagen herangezogen werden können und die Gültigkeit der für die Feldansprache ausgehaltenen Kriterien untermauern. Dazu zählt vor allem ein markanter Wechsel der Mineralgarnitur der Tonfraktion zu stärker illitischen Spektren, der losgelöst von der

bodenkundlichen Horizontansprache der Mittellage (IIBv, IICvBv oder IIBvCv) regelhaft mit dem Schichtwechsel einhergeht und unabhängig von pedogenen Transformationen der Tonminerale ist. Eine große Anzahl entsprechender Analysen sichert diese Aussage statistisch ab.

Die Hauptlagen (vormals Decklagen) sind ausgesprochen reich an Feinmaterial (Schluff und Ton). Charakteristisch ist ein geringer Steinanteil. Die Hauptlagen sind häufig blockreich. Hohe Schluff- und Tongehalte (> 50%) weisen das Feinmaterial als überwiegend windbürtig aus. Das gilt regelhaft auch für die mittleren und hohen Lagen des Bayerischen Waldes. Während der Löß im Bereich des Donaurandbruches und damit in unmittelbarer Nachbarschaft zu den weiten Lößgebieten der Donauniederung sowie des östlichen Tertiärhügelandes aufgrund seiner mineralogischen Zusammensetzung zweifelsfrei als Fremdlöß identifiziert werden kann, handelt es sich in den mittleren und hohen Lagen des Bayerischen Waldes um eine lokale Komponente.

Der Übergang zwischen Haupt- und Mittellagen stellt sich im Profil fließend dar. Häufig kann sogar ein Transitionschizont ausgehalten werden, der in der Lagerungsdichte zwischen Haupt- und Mittellage steht, jedoch über Färbung, Skelettform und -anteil bereits der Mittellage zugehörig ist. Der Wechsel von Basislage zu Mittellage tritt in den Profilen stets klar hervor. Neben den oben bereits beschriebenen Charakteristika ist es vor allem die Beschaffenheit des Feinbodens, welche die Unterscheidung zweifelsfrei ermöglicht. Zudem geht mit dem Schichtwechsel auch stets ein Horizontwechsel einher. In den Basislagen sind in der Regel Cv-Horizonte entwickelt. Damit stellen die Basislagen markante ökologische Grenzen dar. Fehlt die Mittellage im Profil, so ist die Unterscheidung von Haupt- und Basislage ebenso eindeutig vorzunehmen wie im Falle des Wechsels der Mittellage auf die Basislage.

Es ist zu betonen, daß die Mittellagen im Gelände klar als solche auszumachen sind und nahezu bis in Höhen von ca. 1100m ü.N.N. ubiquitär auftreten. Ebenfalls bis in hohe Lagen ist der präquartäre kristalline Zersatz erhalten, der zumeist von den Deckschichten bedeckt und verhüllt ist. Der Zersatz kann unterschiedlich ausgebildet sein. Die Bodenart reicht vom Lehm bis zum Sand und ist abhängig vom Ausgangsgestein. Über seine Verbreitung, Beschaffenheit und Fragen seiner Entstehung soll andernorts berichtet werden².

²Für gemeinsame Geländebegehungen und bestätigende Diskussion im Rahmen der Deckschichtenansprache danke ich den Herren Priv. Doz. Dr. M. Frühauf, Halle und Dr. E.D. Spies, München.

2.2 Analytische Absicherung der Feldmerkmale und Möglichkeiten der Bilanzierung der Substratanteile

Um Schichtgrenzen nachzuweisen sind in der Literatur zahlreiche Verfahren diskutiert worden. Auf diesen Problembereich ist die Analytik unter anderem ausgerichtet. Im Zusammenhang mit den hier vorgestellten Arbeiten ist vornehmlich die Frage der äolischen Substratbeeinflussung der Haupt- und Mittellagen sowie die Trennung dieser Lagen voneinander von Bedeutung.

Da die Korngrößenparameter bereits im Rahmen der bodenökologischen Standortbewertung bestimmt werden, liefern sie eine erste Datenbasis für den Nachweis von Schichtgrenzen. In der Literatur sind die Kornparameter wiederholt herangezogen worden, u.a. von STAHR (1979), der mit Hilfe des sogenannten quantitativen Schichtungsnachweises auf bestimmten Substraten im Schwarzwald die im Felde ausgewiesenen Schichtgrenzen untermauern und erweitern kann. FRÜHAUF (1990) gelingt es, den Lößanteil mit Hilfe einfacher U-Quotienten mit zunehmender Meereshöhe hinsichtlich einer Fremd- und einer Lokalkomponente zu trennen. Die Verwendung der Korngrößenparameter hat allerdings im Bereich des Bayerischen Waldes zu keinen befriedigenden Ergebnissen geführt.

Mit Hilfe der Schwerminerale ist es möglich, qualitativ wie quantitativ Parameter für Schicht- und Materialwechsel zu erarbeiten. Im einfachsten Fall geschieht dies mit dem Nachweis bestimmter Zeigerminerale. In anderen Gebieten West- und Mitteleuropas stellt das sogenannte Laacher Spektrum eine gute Möglichkeit zur Trennung von Haupt- und Mittellage dar. Es ist bekannt, daß das Laacher Spektrum im ostbayerischen Raum selbst in Lößprofilen bisher nicht nachgewiesen werden konnte. Zum Herbst 1991 verfügte der Autor bereits über einen großen Fundus an Schwermineralanalysen aus Deckschichtenprofilen (n=79), der erweitert wird; das Laacher Spektrum tritt darin erwartungsgemäß nicht in Erscheinung. Vermeintlich ihm zuzuordnende Mineralfunde erweisen sich als lokalgesteinsbürtig. Die mineralogischen Untersuchungen anderer Arbeitsgruppen wie der des Bayerischen Geologischen Landesamtes bestätigen diese Aussage (Dr. Rast, frdl.mdl.Mitt. 1991).

Dennoch ist es problemlos möglich, im Schwermineralspektrum die äolische Fremdmaterialbeteiligung unter Beweis zu stellen. Im Bereich des Donaurandbruches (Vorwaldzone) stammen die Lössse aus der Donauniederung und dem Tertiärhügelland. In diesen Deckschichtenprofilen drückt sich die Lößbeimengung in einem klaren qualitativen Wechsel aus (vgl. Fig. 1). Die zu

erwartende alpine Komponente der Lößzusammensetzung in Form von Disthen und Staurolith fehlt, wie auch die Schwermineralspektren der reinen Löss im Regensburger Raum sehr heterogen zu sein scheinen. Vertiefende Studien zu diesem Problembereich laufen. Sehr viel schwieriger hingegen ist der Beweis des Lößeinflusses über die Schwermineralspektren in den höher gelegenen Bereichen des Bayerischen Waldes zu führen, da es sich um eine Lokalkomponente handelt, die sich qualitativ nicht absetzen vermag. Da jedoch die methodische Streuung in homogenen Substraten vergleichsweise gering ist, sind auch Unterscheidungen von Schichtwechselln möglich, die auf rein quantitativen Abweichungen infolge einer Transportsaigerung des äolisch zugeführten Mineralanteils beruhen³.

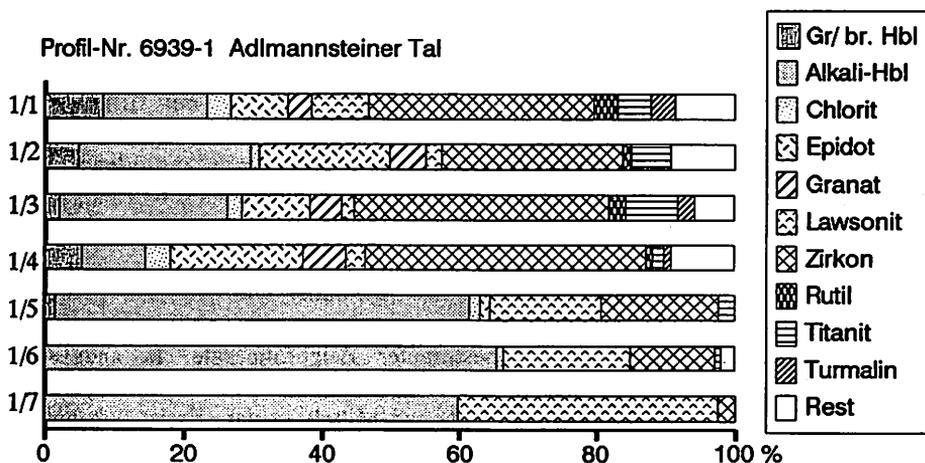


Fig. 1

Schwermineralanalyse an der Fraktion 200-63µm. Das Profil stammt aus dem weiteren Bereich des Donaurandbruchs bei Regensburg. Die Lößanteile der Haupt- und Mittellage (Proben 1/1-1/2 bzw. 1/3-1/4) drücken sich gegenüber der lößfreien Basislage (Probe 1/5) qualitativ (vornehmlich über Rutil und Granat) sowie quantitativ aus. Der liegende Kristallinzersatz gleicht mineralogisch dem Material der Basislage.

Ebenfalls für die Gliederung der Deckschichten und ihre differenzierende Materialcharakteristik hat sich die Röntgendiffraktion unterschiedlicher Fraktionen des Feinbodens als sehr wertvoll erwiesen. Dabei steht die Ansprache

³Die Schwerminerale zählte Herr Dipl. Geol. Dr. W.E. Skeries, München aus.

der silikatischen Minerale der Tonfraktion ($< 2\mu$) im Vordergrund. Die Ergebnisse stehen aus den zur ökologischen Wertung notwendigen Analysen bereits zur Verfügung und lassen sich ohne jeden Mehraufwand auf die geomorphologische Fragestellung übertragen. Umgekehrt ermöglicht es die klare Korrelation mit dem geomorphologischen Feldbefund, die aufwendige Analytik auf Stichproben zu begrenzen. Es war zu erwarten, daß sich in Profilen, die den kristallinen Zersatz aufschließen, dieser tonmineralogisch von den Deckschichten absetzt (vgl. Fig. 2). Ein wesentlicher Aspekt sind häufig kaolinitdominante Spektren. Bereits die Basislage muß sich jedoch vom Zersatzmaterial abheben, sofern es sich nicht ausschließlich um einen reinen Verzugshorizont des anstehenden Zersatzes im Bereich des sogenannten Hakenschlagens handelt. Tatsächlich unterscheiden sich die Tonmineralspektren der Basislagen entsprechend. In der Regel treten den Proben der Basislagen Vermiculite und Illite sowie ihre Wechsellagerungen bei. Die Mittellage zeigt meist quantitative Unterschiede. Ein wesentlicher qualitativer Unterschied zur Basislage besteht im Auftreten sekundärer Al-Chlorite. Sie stehen jedoch in keinem ursächlichen Zusammenhang mit der Materialherkunft und der Schichtigkeit. Ihre Genese ist ausschließlich auf pedogene Prozesse zurückzuführen; primäre Chlorite sind selten im Probenkollektiv. Die Hauptlage setzt sich wiederum schichtungsbedingt qualitativ von der Mittellage ab. Besonders der Kaolinit tritt signifikant zurück oder fehlt, indem sich der 0.7nm-Peak aus Halloysit und Al-Chlorit zusammensetzt. Illit tritt in den Spektren der Hauptlagen bestenfalls untergeordnet auf und fehlt häufig völlig. Damit liefern die Tonminerale eine wichtige Möglichkeit, die Deckschichtengliederung im Untersuchungsgebiet hinsichtlich bestehender Sprünge in der Materialzusammensetzung zu bestätigen, ein Aspekt, der meines Wissens in der Literatur in dieser Form nicht bekannt ist. Erst die Vielzahl der untersuchten Bodenproben ($n=181$, Stand 11/91) aus entsprechenden Profilen sichert diese Aussage ab.

Bei markanten Gesteinswechseln innerhalb einer Hangcatena kann die Röntgendiffraktion des pulverisierten Feinbodenmaterials bereits gute Hinweise auf Schichtungen, Materialherkunft und Transportweiten geben. Allerdings greift diese recht einfache Methode nur, wenn im Diagramm gut zeichnende Leitminerale des jeweiligen Zeigergesteins auftreten. Die Quantifizierung der Mineralverhältnisse in Pulverpräparaten etwa bezüglich der Veränderung der Feldspatverhältnisse sind auf Grund kaum zu vermeidender präparativer Unwägbarkeiten mit äußerster Zurückhaltung zu werten und bedingen häufig Fehlinterpretationen.

Eine weitere Möglichkeit zur Ermittlung von Schichtungsgrenzen ist die Bestimmung der Haupt- und Spurenelemente im Feinboden ($> 2\text{mm}$) oder in

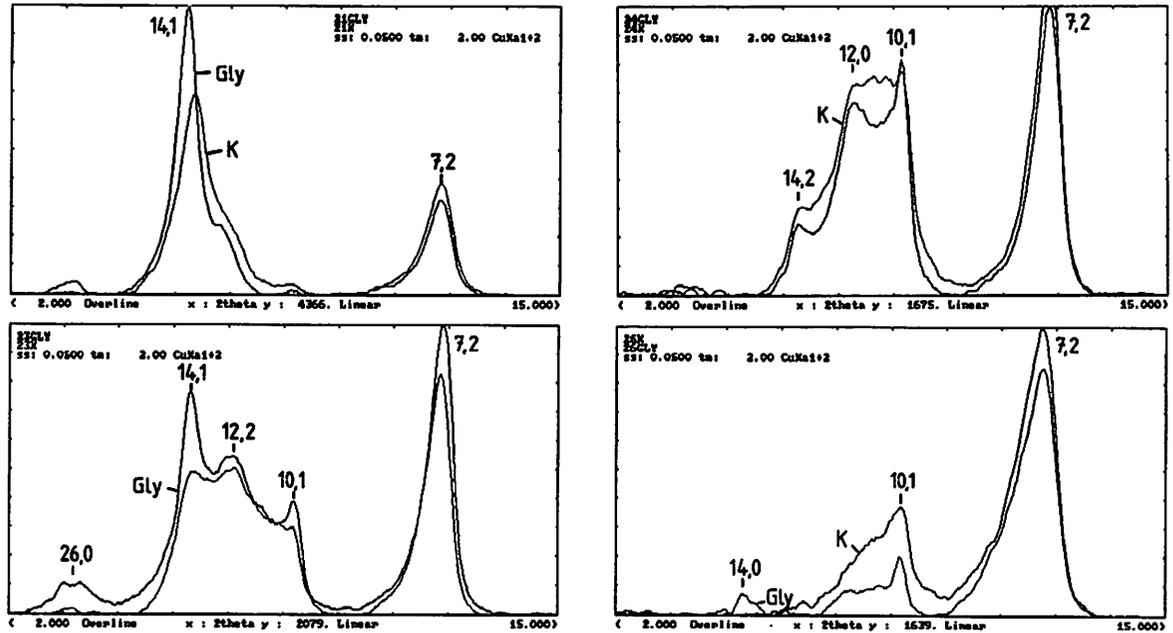


Fig. 2

Spektrum der Röntgendiffraktions-Analyse (RDA) an der Fraktion $<2\mu$ am Beispiel einer Braunerde (Profil Nr. 7144-2, Dattinger Berg). Dargestellt sind a) die mit Ethylenglycol (Gly) und b) die mit Kalium (K) behandelten Präparate. Deutlich tritt die extreme sekundäre Chloritisierung der 1,4nm-Mineralen in den Bv-Horizonten hervor. Die Probe 2/1 (Bv) repräsentiert die Hauptlage, die Probe 2/3 (IIBv) die Mittellage, die Probe 2/4 (IIBvCv) die Basislage und die Probe 2/6 (IVCv) den kristallinen Zersatz.

der Tonfraktion ($> 2\mu$) mittels der Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA). Die Hauptelemente, vor allem Silicium und Aluminium, geben bereits über ihre Mol-Verhältnisse in der Tiefenfunktion im Profil Auskunft über Schichtungen. Im Falle eines nicht ganz eindeutigen Feldbefundes hinsichtlich der Trennung von Haupt- und Mittellage stellt diese Analytik eine wesentliche Stütze dar, indem die Tiefenfunktion der Quotienten gegen die für die Verwitterung und die jeweilige Bodendynamik typische Verteilung verläuft. Ein Beispiel wird über die Tab. 1 gegeben. Bereits die Mol-Verhältnisse von Si und Al verdeutlichen, daß Materialinhomogenitäten vorliegen, die pedologisch nicht zu erklären sind und auf Schichtwechselln beruhen. Lediglich die Proben 38/6 und 38/7 des IICvBv und IVCv gleichen sich; beim IICvBv handelt es sich um einen Transitionshorizont, einen Bereich der liegenden Basislage (IVCv), der im Zuge der Auflagerung der hangenden Mittellage aufgearbeitet wurde und daher mit der Basislage weitgehend materialgleich ist.

Horiz.	7145 38/3 Bhv	38/5 IIBhv	38/6 IICvBv	38/7 IVCv
%				
SiO ₂	63,00	61,75	64,44	64,79
Al ₂ O ₃	13,20	15,57	15,10	15,15
Fe ₂ O ₃	5,81	6,42	6,25	6,56
CaO	0,72	0,76	0,82	0,97
Na ₂ O	1,06	1,08	1,39	1,57
K ₂ O	1,71	1,97	2,14	2,39
TiO ₂	0,89	0,94	0,86	0,90
MgO	1,18	1,66	1,82	2,15
P ₂ O ₅	0,19	0,20	0,19	0,18
Summe	87,76	90,36	93,01	94,65
Si/Al	8,11	6,74	7,26	7,27

Tab. 1

Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA) am Feinboden ($< 2\text{mm}$) eines mehrgliedrigen Deckschichtenprofils. Dargestellt sind die Hauptelemente. Der über die Gesamtsumme ausgedrückte Glühverlust ist in den oberen Horizonten merklich höher; Ursache ist der hohe Anteil an organischer Substanz im Bereich der Bhv-Horizonte der Lockerbraunerde.

Von besonderem Interesse können die Spurenelemente sein. Neben der Beurteilung ihrer profilspezifischen und schichtungsbedingten Tiefenverteilung können Zeigerelemente ausgewählt werden, welche Materialinhomogenitäten

dokumentieren. Über Anreicherung oder Verdünnung bestimmter geogener Spurenelemente, z.B. einiger Schwermetalle, läßt sich unter anderem der Grad der äolischen Beeinflussung der Deckschichtenglieder quantifizieren (siehe auch SPIES 1991). Neben der Messung mittels der Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA) werden die Spurenelemente im Säureaufschluß selektiert und über das Atomabsorptionsspektrum ermittelt. Aus diesem Verfahren liegen aus dem Arbeitsgebiet erste Daten vor. Um die statistische Absicherung zu gewährleisten, muß die Auswertung jedoch späteren Publikationen vorbehalten bleiben.

3. Bodenentwicklung und -ökologie in Abhängigkeit von den Deckschichten

Deckschichten beeinflussen die Bodenentwicklung nachhaltig, indem sie der physikalischen Verwitterung einer Bodenbildung auf autochthonem Festgestein vorgeifen. Feinmaterialreichtum der Haupt- und Mittellagen begünstigt die Bodenbildung ebenfalls in hohem Maße. SEMMEL (1985) weist darauf hin, daß in höheren Lagen der Mittelgebirge bei Fehlen der Deckschichten die holozäne Bodenbildung kaum über das Stadium eines A-C Profils hinausgekommen wäre. Im Arbeitsgebiet tritt die Bedeutung der Deckschichten für die Bodenentwicklung und die ökologische Gunst eines Standortes in hohem Maße hervor. Von besonderem Interesse ist dabei das Auftreten der Mittellage bis in hohe Lagen des Bayerischen Waldes (s.o.). In der Mittellage läuft stets eine Bv-Dynamik ab, so daß auch in den Hochlagen mittelgründige Braunerden flächendeckend ausgebildet sind. Eine vergleichsweise geringe Verdichtung der Mittellagen macht sie gut durchwurzelbar, so daß Haupt- und Mittellagen zusammen einen meist bis zu einem Meter mächtigen potentiell durchwurzelbaren Raum darstellen. Das schluff- und tonreiche Feinmaterial der Deckschichten ist vor allem auf vergrusenden autochthonen Gesteinen wie Graniten und grobkristallinen Orthogneisen von besonderer Bedeutung für den Wasserhaushalt der Böden. Feldmessungen im Sommer 1991 haben ergeben, daß auch bei längerer sommerlicher Trockenheit die Bodenwassergehalte im Bereich der Deckschichten ausreichend hoch sind. Auf der anderen Seite zeigen die Deckschichten eine gute Drainwirkung, so daß in den auf den Hängen entwickelten Böden nur sehr selten eine hydromorphe Dynamik auftritt.

Aufgrund der Höhenlage kann vermutet werden, daß die Podsolierung in den höheren Lagen des Bayerischen Waldes ein profilprägender Prozeß ist. Das ist nicht der Fall. Die Podsolierung beschränkt sich visuell zumeist auf die obersten 2cm bis maximal 4cm im Profil. Ein Bs-Horizont ist phänotypisch in aller Regel nicht nachweisbar. Die Podsolierungsdynamik drückt sich jedoch

über die Tiefenverteilung der pedogenen Oxide aus, die in den Bv- beziehungsweise Bhv-Horizonten erheblich höhere Anteile als in den A-Horizonten aufweisen. Die Gliederungskriterien der von der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft aufgestellten Kartieranleitung greifen nicht. Die Böden werden als schwach podsolige bis podsolige Braunerden bezeichnet. Eine Klassifizierung als Podsole allein aufgrund der Tiefenverteilung der pedogenen Oxide vorzunehmen ist nicht sinnvoll. Zudem bedingen Schichtwechsel häufig Sprünge in der Tiefenfunktion. Echte Podsole treten im eingangs skizzierten Bereich des Arbeitsgebietes nur sehr vereinzelt auf und sind weniger höhen- als substratabhängig. Sie finden sich zum Beispiel auf Tertiärsanden im Bereich des Donaurandbruchs (ca. 400m ü.N.N.)

Im Bayerischen Wald aber auch im Oberpfälzer Wald treten in Lagen oberhalb etwa 800-850m ü.N.N. Lockerbraunerden auf, die aufgrund leuchtend brauner Färbung, besonderer Gefügebrauherden (Kaffeepulver-Gefüge) und dem bekannten Schmiereffekt im Gelände auffallen. Letzterer charakterisiert die Fähigkeit des vermeintlich trockenen Bodenmaterials, unter Pressen zwischen den Fingern Wasser abzugeben und entsprechend zu schmieren. Die Lockerbraunerden stellen hinsichtlich Substratherkunft und Pedogenese ein eigenständiges Problemfeld dar. Der Begriff geht auf SCHÖNHALS (1957) zurück, der das schluffreiche Substrat mit einem lößartigen Sediment der Jüngerer Tundrenzeit in Zusammenhang bringt. Die von SCHÖNHALS bekannt gemachten Merkmale dieser Lockerbraunerden lassen sich vollständig auf die entsprechenden Profile im Bayerischen Wald übertragen. Hier wurden die Lockerbraunerden von BRUNNACKER (1959) erstmalig beschrieben und im Raum Zwiesel kartiert (ders. 1965). Die genetische Interpretation BRUNNACKERs (1965) führt die besonderen klimatischen Bedingungen der Höhenzone von 800-1150m ü.N.N. und die dadurch erhöhte Eisenfreisetzung als Ursache für die markante Gefügebrauherden an. Die Diskussion, die BRUNNACKER 1965 führte, hat bis heute nichts von ihrer Aktualität verloren, denn der von BRUNNACKER selbst als theoretisch bezeichnete Erklärungsansatz wurde seitdem für die Lockerbraunerden des Bayerischen Waldes weder widerlegt noch untermauert.

Die Locker-Bv-Horizonte mit einem Porenvolumen von >60% sind ausschließlich in steinarmen und ausgesprochen schluffreichen Hauptlagen entwickelt. Für ihre Genese sind im Arbeitsgebiet vielfältige Ursachen verantwortlich. Zunächst ist als wesentlicher Faktor das Substrat zu nennen. Ohne den Schluffreichtum des Feinbodens kann das namensgebende Bodengefüge nicht entstehen. Im Gegensatz zu BRUNNACKER (1965) gehe ich von einer maßgeblichen Beteiligung äolischen Materials an der Substratzusammensetzung aus.

Die Untergrenze der Locker-Bv-Horizonte ist auch stets Schichtgrenze. In blockreichen Varianten der Hauptlagen wird der äolische Charakter der Herkunft des Feinbodens besonders hervorgehoben; feineres Bodenskelett fehlt häufig völlig, wodurch sich die äolische Hauptlage vom Liegenden absetzt. Da es sich um einen Lokallöß handelt, ist die analytische Absicherung des Feldbefundes nicht einfach. Erste Ergebnisse zeigen, daß beispielsweise die Schwermineralspektren innerhalb der Locker-Bv-Horizonte eine frappierende Homogenität aufweisen. Der Löß stammt vermutlich vorwiegend aus den weiten Talungen, für die im Inneren Bayerischen Wald ein sehr geringes Gefälle und entsprechender Absatz tonig-schluffiger Sedimente typisch ist (z.B. Regensenke). Unterhalb etwa 800m ü.N.N. ist der Löß ebenfalls vorhanden; allerdings tritt hier der Bodentypus Lockerbraunerde nicht auf (s.u.). Die höchsten Lagen des Bayerischen Waldes sind zu exponiert, um ein mehrere Dezimeter mächtiges Lockersediment entstehen zu lassen.

Die Genese der Lockerbraunerden ist kraft des speziellen Bodengefüges letztendlich nur pedogen zu erklären und damit vom Bodenmilieu induziert. Letzteres wiederum ist im Falle der hier diskutierten Böden vor allem klimaabhängig, weshalb neben der Substratbindung mit BRUNN-ACKER das Klima als bedeutsamster Faktor zu werten ist. Saures Ausgangsgestein und klimabedingte Abbauehemmung des organischen Bestandesabfalls bedingen ungünstige Humusformen, die ein extremes Aziditätsmilieu weit unterhalb des Silikatpufferbereiches schaffen (vgl. Tab. 2). Dieses mobilisiert verstärkt Eisen, Mangan, Aluminium und auch Silizium. Entsprechend treten in den Bv-Horizonten der Lockerbraunerden erhöhte Gehalte an pedogenen Oxiden (im Dithionit/Citrat-Extrakt bestimmtes Fe_2O_3 3.0-3.4%, Al_2O_3 0.9-1.3%) und besonders hohe Gehalte an organischer Substanz von 6-10% auf; letztere wird im Profil durch die Bildung von Chelaten und hochpolymeren Humaten maskiert und ist im Gelände nicht zu erkennen. Neben erhöhten Fe_o/Fe_d -Quotienten von 0.6-0.9 ergab die selektive Extraktion der pedogenen Oxide eine besonders hohe Bindung von Fe und Al an die organische Substanz (pyrophosphatlösliche Oxide). Neben wasserlöslichen niedermolekularen Fulvosäuren sind es vornehmlich die großen Bodenwühler, welche Streu aus dem Bereich der Auflagehorizonte tiefenverlagern und so die Humusgehalte der Bv-Horizonte tiefgründig heraufsetzen. Blattstreu findet sich in den Lockerbraunerden bis an die Untergrenze der Bhv-Horizonte von im Mittel 40cm. Pedogene Eisen- und Aluminiumoxide sowie organische Substanz sind bereits jeder für sich, besonders aber im Zusammenspiel, ausgesprochen stabile Komplexbildner. Hohe Schluffanteile bieten zusätzliche Bindungsplätze und werden verklebt. Im Kationenbelag der Austauschere (KAK_{eff.}) treten neben Protonen zu etwa 90% Al^{3+} -Ionen auf, was die Koagulation erheblich fördert. Damit sind bedeutsame

Horiz.	Tiefe cm	pH CaCl ₂	%org. Subst.	C/N Verh.	Fe _o %	Fe _d %	Al _o %	Al _d %	Al ₂ O ₃ %	SiO ₂ %	Korngrößenverteilung (Gew. %)							
											>2mm	-630	-200	-63	-20	-6.3	-2.0	<2μm
A(e)h	00-05	3.16	07.9	06	0.82	1.29	0.30	0.30	n.b.	n.b.	00.1	13.3	28.9	16.9	15.5	10.2	04.9	10.3
AhBv	05-15	3.80	08.8	17	1.50	1.98	0.72	0.77	17.3	14.5	00.3	14.7	22.0	14.4	11.2	11.9	09.4	16.4
Bhv	15-50	4.07	05.7	20	1.82	3.04	1.27	1.66	25.2	14.3	00.0	12.7	19.6	14.6	10.9	13.4	10.3	18.5
IIBvCv	50-100	4.35	01.1	15	0.42	1.16	0.82	1.03	21.5	14.5	82.2	16.2	18.7	13.4	11.9	14.6	07.7	17.5
IIICv	100-140	4.37	00.7	13	0.25	0.82	0.46	0.61	20.4	18.3	76.6	20.0	27.6	17.0	11.3	08.5	04.0	11.4
Oh	+7	3.20	12.8	06	0.76	0.96	0.34	0.39	20.2	16.3	00.0	18.0	13.0	09.1	25.9	16.9	04.0	13.1
Aeh	00-01	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Bsh	01-03	3.30	10.8	15	1.59	1.93	0.50	0.49	31.8	18.1	03.9	12.4	14.9	13.6	14.9	16.9	07.0	20.3
Bhv	03-35	3.92	07.0	21	1.48	1.62	0.61	0.73	60.6	14.2	04.7	13.3	14.3	12.5	16.9	13.6	10.1	19.3
IIBhv	35-50	4.15	05.1	18	1.12	1.56	0.76	0.85	44.1	03.0	04.4	13.5	14.9	14.6	13.7	14.1	09.0	20.2
	50-80	4.31	02.3	12	0.68	1.22	1.07	1.06	56.6	06.8	04.6	12.1	15.5	14.8	15.7	14.1	07.6	20.2
IIICvBv	80-110	4.35	02.2	14	0.42	0.74	0.83	0.88	48.9	04.9	07.2	15.5	19.1	18.2	15.9	11.7	05.8	13.8
IVCv	110-150	4.40	00.7	10	0.18	0.77	0.35	0.40	48.8	00.0	13.1	27.9	20.8	18.4	13.3	10.3	03.6	05.7

Tab. 2

Bodenphysikalische und bodenchemische Kennwerte zweier Lockerbraunerden:

a) Profil Nr. 6845-3, NE-Hang des Hochberg bei Bayerisch Eisenstein (Innerer Bayerischer Wald), 870m ü.N.N.

b) Profil Nr. 7145-38, E-Hang des Brotjacklriegel (Vorderer Bayerischer Wald), 925m ü.N.N.

Methoden: - Al₂O₃ und SiO₂ nach HASHIMOTO & JACKSON (1960),
verändert nach FÖLSTER et al. (1979), bestimmt an der Fraktion <2μm.
- Fe_d, Al_d nach MEHRA & JACKSON (1960);
- Fe_o, Al_o nach SCHWERTMANN (1964), bestimmt am Feinboden <2mm.

Gründe für die Stabilität des Lockergefüges genannt, nicht jedoch unbedingt seine Ursache erklärt.

Ein sehr wesentlicher Aspekt ist in der vollständigen sekundären Chloritisierung der höheren Dreischichtminerale der Tonfraktion zu sehen (siehe auch Fig. 2). Aufgrund der Zwischenschichtbelegung mit Al-Hydroxiden ist der Tonfraktion nahezu jedes Quellungsvermögen genommen worden, was in erheblichem Maße zur Gefügestabilität beiträgt. Die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen an der Tonfraktion aus dem Probenkollektiv der Lockerbraunerden belegen einwandfrei die Regelhaftigkeit der pedogenen Chloritisierung der Locker-Bv-Horizonte im Bayerischen Wald. Dieser wichtige Aspekt ging in die Diskussion der Gefügestabilität der Lockerbraunerden bislang nicht ein.

Die von STÖHR (1963) und anderen aus dem Odenwald und weiteren hessischen Mittelgebirgsbereichen beschriebenen Lockerbraunerden verdanken ihr Gefüge hohen Anteilen vulkanischer Gläser aus der jüngsten Laacher Eruption. Die vulkanischen Gläser verwittern zu Allophanen und anderen röntgenamorphen Mineralen. Vulkanische Gläser konnten in den Bodensubstraten des Bayerischen Waldes bislang jedoch nicht nachgewiesen werden und sind auch nicht zu erwarten. Dennoch können in den hier beschriebenen Böden Allophane, Imogolite etc. gebildet werden. Unter den sauren Bodenmilieus ($\text{pH}_{\text{CaCl}_2}$ 3-4,5) wird Kieselsäure mobil. Die Bildung röntgenamorpher Minerale ist in vergleichbaren Bodentypen zum Beispiel aus Schottland beschrieben und dort mit der Genese des Bodengefüges in Zusammenhang gebracht worden (u.a. SMITH & MITCHELL 1984).

Der Nachweis röntgenamorpher Minerale und ihrer Bedeutung für die Gefügebildung der Böden ist nicht einfach und kann nur in einer aufwendigeren Methodenkombination geführt werden. Zweifelsfrei nachweisen lassen sich röntgenamorphe Minerale mit Hilfe der Elektronenmikroskopie (TEM, REM). Eine weitere Möglichkeit ist die IR-Spektroskopie. Entsprechende Analysen laufen. Es liegen jedoch bereits Ergebnisse vor, die aus der Elementbestimmung von Si und Al aus dem NaOH-Extrakt resultieren (Tab. 1). An einigen Proben konnte bereits eine Differential-Thermo-Analyse (DTA) gefahren werden. Die Tendenzen zeigen eindeutig die Anwesenheit röntgenamorpher Substanzen an. Damit wird die Aussage von WILKE, SCHWERTMANN & BECHER (1975) relativiert, die für eine Lockerbraunerde aus dem Bereich des Nationalparks Bayerischer Wald die Existenz röntgenamorpher silikatischer Minerale ausschließt.

4. Radioökologie

Bereits im Vorfeld der Untersuchungen waren Relief und Boden als wesentliche Parameter hinsichtlich der Frage der Belastungsspitzen und ihrer Ursachen erkannt worden. Die erste Phase der Projektarbeit bestand daher in einer flächendeckenden Kartierung der Bodentypen, der Humusformen und der Radionuklidbelastung. Da Bohrstocksondierungen für die Ansprache der Deckschichten und der Bodentypen keine verwertbaren Ergebnisse liefern, wurden im Arbeitsgebiet aus einer Auswahl von 68 Schlitzprofilen und Schürfgruben 42 Bodeneinschläge als repräsentative Profile angelegt, vollständig beprobt und größtenteils hinsichtlich der bodenkundlichen Basisdaten analysiert. Dazu zählen neben Körnung, pH-Wert und organischem Kohlenstoff die potentielle und effektive Austauschkapazität, die Stickstoffgehalte, der Gehalt an pedogenen Oxiden und die (ton-) mineralogische Zusammensetzung der Böden. Diese Daten liefern den bodenkundlichen Hintergrund für die Beurteilung der Radionuklidkonzentration und ihrer Tiefenverteilung im Profil.

Der Bayerische Wald zählt neben dem Allgäu zu den hochbelasteten Gebieten der Bundesrepublik Deutschland mit Radionukliden aus dem Fallout der Reaktorkatastrophe von Tschernobyl. Wichtigstes Datum für die Primärdeposition im Untersuchungsgebiet ist der 01. Mai 1986. Ergiebige konvektive Niederschläge kontaminierten die Vegetation und die Böden. Heute noch zeichnen die Schwankungen der Oberflächenbelastung die Zugbahn der Gewitterzelle nach, die in Ost-West-Richtung wanderte, sich im Talkessel von Bayerisch Eisenstein zwischen den Gipfeln des Großen Arber (1452m), des Lackenberg (1337m) und des Großen Falkenstein (1312m) festsetzte und abregnete. Die Messungen aus dem Jahr 1990 ergaben Cs-Kontaminationswerte von 7000 bis 10000 Bq/kg in den Auflage- und Ah-Horizonten der Böden. Hinsichtlich der Tiefenverteilung des Cäsiums sitzen hier ca. 90% der Gesamtbelastung. Die Nachweisgrenze für Cäsium-137 wird teilweise schon bei 15cm, meist bei 25cm Tiefe erreicht. Aufgrund der ausgesprochen schwachen Tendenz zur Tiefenverlagerung bleiben die Radionuklide voll pflanzenverfügbar und gehen in hohem Maße in den Nahrungskreislauf ein. Über die Belastung der Äsungspflanzen und des Wildes selbst gibt nachstehende Tabelle Auskunft.

Neben der hohen Primärdepositionsrate sind es vor allem die bodenökologischen Bedingungen, welche die extreme Gebietsbelastung erhalten. Sehr allgemein gesprochen verhält sich Cäsium bodenchemisch etwa wie Kalium. Das heißt, daß bei entsprechend geringer Kaliumversorgung der Böden bis hin zur Mangelausstattung Cäsium sozusagen ersatzweise in hohem Maße von den Bodentauschern gebunden wird. Aufgrund des sehr schlechten Angebotes mit

(Bq/kg TG)	Mittelwert	Maximum
Gräser	2.900	5.500
Moose	10.500	20.000
Farne	24.000	40.000
Rotwild	1.500	6.000
Rehwild	2.200	8.800
Schwarzwild	6.000	16.000

Tab. 3

Belastung von Pflanzen und Wildfleisch mit Cs-137 (Angaben Wildfleisch 1989 aus Daten des StMLU 1991, Angaben Pflanzen aus eigenen Messungen 1991)

Nährstoffkationen wird das Cäsium von den Pflanzen aufgenommen und mit dem Bestandesabfall dem Boden wieder zugeführt. Sehr saure bis extrem saure Aziditätsmilieus, vergleichsweise mächtige Auflagehorizonte und nahezu vollständige Bindung an die Austauschverhindern eine Tiefenwanderung und damit eine Verdünnung der Radionuklidkonzentrationen in den Waldgebieten.

Nachdem die Verteilungsmuster im Untersuchungsgebiet bekannt sind, werden auf sechs großen Testflächen Modelle zur Cäsiumfixierung beziehungsweise zur Herabsetzung der Cäsiumkonzentration in den Hauptwurzelhorizonten erarbeitet. Verwendung finden verschiedene mineralische Streumittel, die geeignet erscheinen, das Radionuklid mittelfristig zu binden und somit dem Nährstoffkreislauf zu entziehen, und/ oder durch Verbesserung des Nährstoffangebotes die Cäsiumaufnahme zu verringern, und/ oder durch Besetzen der Bindungsplätze an den Austauschern eine Tiefenverlagerung und damit Verdünnung der Radionuklidkonzentration zu erreichen. Um eine Umsetzung der als erfolgreich erkannten Maßnahmen in die Fläche zu ermöglichen, sind die ökologischen Auswirkungen der jeweiligen mineralischen Streumittel zu beurteilen. Hierin liegt neben der Dekontamination der Äsungspflanzen die wesentliche geowissenschaftliche Aufgabe. Über die Wirkung des Maßnahmenkataloges und die vorstehende Bewertung wird an anderem Ort berichtet.

Für den Geomorphologen ist zudem von Interesse, daß sich Radio-Cäsium im Zusammenhang mit jüngeren Massenbewegungen hervorragend als Tracer und Datierungsmöglichkeit verwenden läßt. Dabei handelt es sich derzeit vor-

nehmlich um das sogenannte Bomben-Cäsium aus dem Fallout der Kernwaffenversuche der fünfziger und sechziger Jahre. Die Radionuklide dieser Fallout-Phase lassen sich aufgrund des Verhältnisses von Cs-134 und Cs-137 rechnerisch problemlos vom Tchernobyl-Fallout trennen. Die geringe Tiefenwanderung des Cäsiums auch aus jenem Zeitraum erlaubt eine Darstellung von Sedimentmächtigkeiten unter Angabe des Maximalzeitraumes, der für die Prozesse zur Verfügung stand. Der Autor führt derzeit Untersuchungen unter anderem an Kolluvien in landwirtschaftlich genutzten Lößgebieten des Regensburger Raumes durch. Entsprechende Untersuchungen auf Böden unter Wald werden folgen.

Literatur

BREMER, H. (1962): Probleme der deutschen Quartärforschung. - Z. Geomorph. N.F. 6: 347-350.

BRUNNACKER, K. (1959): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. - Geologica Bavarica 43: 74-150.

BRUNNACKER, K. (1965): Die Lockerbraunerde im Bayerischen Wald. - Geol. Bl. NO-Bayern 15: 65-76.

FÖLSTER, H., H. HASE & R. ULRICH (1979): Freisetzung von Aluminium in mitteldeutschen sauren Braunerden aus Löß-Sandstein-Fließerden. - Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 142: 185-194.

FRÜHAUF, M. (1990): Neue Befunde zur Lithologie, Gliederung und Genese der periglazialen Lockermaterialdecken im Harz: Fremdmaterialnachweis und Decksedimenterfassung. - PGM 4/1990: 249-256.

HASHIMOTO, J. & M.L. JACKSON (1960): Rapid dissolution of Allophane and Kaolinite-Halloysite after dehydration. - Clays and Clay Minerals, 7th Conf., 102-113, Pergamon Press, N.Y., Monograph No. 5.

HOFMANN-SCHIELLE, C. (1988): Bodenkundliche Untersuchungen in den Hochlagen des Bayerischen Waldes unter besonderer Berücksichtigung des Mineralkörpers. - Diss. LMU München, 229 S.

MEHRA, O.P. & M.L. JACKSON (1960): Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. - Clays Clay Min. 7: 317-327.

PRIEHÄUSSER, G. (1951): Der Nachweis der Eiszeitwirkungen im Bayerischen Wald mit Hilfe von Schuttauusbildungen. - Geol. Bl. NE-Bayern 1: 81-91.

SCHILLING, B. & E.-D. SPIES (1991): Die Böden Mittel- und Oberfrankens. - Bayreuther Bodenkdl. Ber. 17: 68-82.

SCHILLING, W. & H. WIEFEL (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes. - Geologie 11: 428-460.

SCHÖNHALS, E. (1957): Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. - Eiszeitalter u. Gegenwart 8: 5-17.

SCHÖNHALS, E. (1957): Eine äolische Ablagerung der Jüngeren Tundrenzeit im Habichtswald. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 85: 380-386.

SCHWERTMANN, U. (1964): Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. - Z. Pflanzenernähr., Düngung, Bodenkdl. 105: 194-202.

SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 92: 275-285.

SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - Frankfurter Geogr. Hefte 45, 133 S.

SEMMELE, A. (1985): Periglazialgeomorphologie. - Erträge der Forschung 231, 116 S.

SMITH, B.F.L. & B.D. MITCHELL (1987): Characterization of poorly ordered minerals by selective chemical methods. - in: WILSON, M.J. (Ed.): A handbook of determinative methods in clay mineralogy: 275-294.

SPIES, E.D. (1991): Böden und Deckschichten der Münchberger Hochfläche und des Frankenwaldes. - Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges. 64: 139-210.

STAHR, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. - Freiburger Bodenkundl. Abh. 9, 273 S.

STÖHR, W.T. (1963): Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 91: 318-337.

VÖLKELE, J. (1991): Bodentypen und -genese auf jungpleistozänen Deckschichten im Bayerischen Wald. - Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges. 66/II: 877-880.

WILKE, B.M., U. SCHWERTMANN & H.H. BECHER (1975): Bemerkungen zu den mineralogischen, mikromorphologischen und bodenphysikalischen Untersuchungen. - Exkursion in den Bayer. Wald zur Jahrestagung der DBG. - Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges. 21: 94-102.

DIE BEDEUTUNG VON FELS- UND SKELETTTHUMUSBÖDEN FÜR HANGSTABILITÄT UND WASSERHAUSHALT IN DEN KALKALPEN

von Horst Strunk

Zusammenfassung

Böden aus Auflagehumus weisen eine weite Verbreitung in der subalpinen Stufe der nördlichen und südlichen Kalkalpen auf. Da diese organischen Horizonte intensiv von Bäumen und Sträuchern durchwurzelt werden, setzen sie der Bodenerosion einen erheblichen mechanischen Widerstand entgegen. Dadurch werden die Lockersedimente auf den Hängen weitgehend stabilisiert. Die wichtigste Eigenschaft der Fels- und Skeletthumusböden ist aber ihre hohe Wasserkapazität, die sie befähigt, bis weit über 600 % ihres Trockengewichtes an Niederschlagswasser gegen die Schwerkraft halten zu können. Damit sind sie nicht nur in der Lage, die erosive Wirkung von Starkregen zu dämpfen, sondern wirken auch ausgleichend auf den Wasserhaushalt der Wälder und den Abfluß in den Gebirgsbächen. Dieses Ökosystem kann jedoch durch Waldbrände, Kahlschläge oder die Überweidung durch Rinder oder Pferde in kürzester Zeit zusammenbrechen. Die katastrophalen Folgen für die Hangstabilität und den Schutz gegen Erosion und Hochwasser werden an Beispielen aus den südlichen Kalkalpen gezeigt.

Summary

Lithic Borofolists, soils in a thick, peat-like organic surface layer, are widespread in the belt of subalpine vegetation of the northern and southern Limestone Alps. As these organic layers are intensively permeated by tree and shrub roots, they offer considerable mechanical resistance against soil erosion. Thus loose sediments on largely the slopes are stabilized. The most important quality of the Lithic Borofolists, however, their capacity to retain a quantity of precipitation water of more than 600 % of the dry weight. Thus, these soils are not only able to reduce the erosive effects of heavy rainfalls but also have a balancing influence of the water budget of forests and the discharge of mountain torrents. Forest fires, clear-cutting or overgrazing by cattle or horses, however, could result in the collapse of the ecosystem within a very short span of time. The disastrous effects on slope stability as well as on the protective function against erosion and floods are demonstrated by examples taken from the southern Limestone Alps.

Einführung

Bei geomorphologischen Untersuchungen zur Ermittlung der Murfrequenz konnten in den letzten drei Jahren zahlreiche Profile von Mur- und Mur-

schwemmkegeln der nördlichen und südlichen Kalkalpen analysiert und Aktivitäts- und Stabilitätsphasen dieser Kegel datiert werden. Die dabei angewandten dendrogeomorphologischen Datierungsmethoden und deren Probleme werden ausführlich von STRUNK (1988; 1989 a&b; 1991 a&b; 1992) dargestellt. Ergänzt werden diese Untersuchungen durch etliche ¹⁴C-Datierungen von Proben aus rezenten und fossilen Humuskarbonatböden und von Holzkohlehorizonten innerhalb dieser Böden. Für die Datierungen sei Herrn Prof. Dr. M. A. Geyh vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung gedankt.

In einem der Untersuchungsgebiete, dem Tal von Alptrags in den Südtiroler Prager Dolomiten, ergab sich die Möglichkeit, die Aktivitätsphasen eines großen Murschwemmkegels im Talschluß mit einschneidenden Änderungen von Böden und Vegetation im höhergelegenen Einzugsgebiet zu verknüpfen. Den entscheidenden Einfluß auf die Morphodynamik in solchen subalpinen Einzugsgebieten scheint demzufolge die Mächtigkeit des Humushorizontes der Humuskarbonatböden zu spielen. Vor allem diese steuert nämlich sowohl die Menge als auch die Intensität des Abflusses. Ausgelöst werden kann die Zerstörung von Böden und Vegetation durch natürliche Ereignisse wie Waldbrände, aber auch durch anthropogene Eingriffe wie Brandrodung, Waldweide, Umwandlung von Wald in Almweide und Überweidung.

Die Böden im Arbeitsgebiet

Die exakte terminologische Ansprache der Humuskarbonatböden war bisher allgemein schwierig und gestaltete sich im deutschen Sprachraum in den letzten Jahren zunehmend verwirrender. Mittlerweile hat sich jedoch der Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft auf eine befriedigende systematische Einordnung auch dieser Böden geeinigt (vgl. KREUTZER & GROTTENTHALER 1991).

Die Tangelrendzina, eine Rendzina mit Tangelhumusauflage und einem L-Of-Oh-Ah-C-Profil (ARBEITSKREIS BODENSYSTEMATIK 1985), die sich im subalpinen Fichtenwald und im Alpenrosen-Legföhrenbusch aus den Bestandesabfällen bildet, scheint der Klimaxtyp im Untersuchungsgebiet zu sein, ist jedoch nur noch in Relikten vorhanden, deren Humusauflage aber immerhin mehr als 90 cm Mächtigkeit erreichen kann. Auf dem bewaldeten Areal der Roßalm, dem hochgelegenen Einzugsgebiet des untersuchten großen Murschwemmkegels im Talschluß von Alptrags, wurde dieser mächtige Boden weitflächig von einem Brandereignis zerstört. Dessen Auswirkung wird durch einen Holzkohlehorizont nahe der Basis des Humushorizontes nachgezeichnet, der die liegende Horizontabfolge einer Tangelrendzina von einem jüngeren

Boden aus Auflagehumus trennt und in gleicher stratigraphischer Position im unteren Teil der Roßalm zwischen 1800 m und 1950 m NN verbreitet ist. Die typische Profilabfolge stellt Tab. 1 dar.

Tab. 1: Typische Profilabfolge über Dolomitschutt im bewaldeten Teil der Roßalm.

Lage	Mächtigkeit in m	Lage	Mächtigkeit in m
L	0,05	Holzkohle	0,01 - 0,05
Of	0,2 - 0,4	Oh2	0,02 - 0,05
Oh1	0,05	Ah	0,05
Holzkohle	0,01 - 0,05	Cv	0,1 - 0,3
		C	>0,1

Es liegt also ein typisches zweischichtiges Bodenprofil mit einem jüngeren Auflagehumus über einer verbrannten Rendzina mit mineralischer Bodenbildung vor. Minimale Reste des Oh2-Horizontes und der Ah-Horizont im Liegenden haben das Brandereignis überstanden. Bei Hangneigungen über 20° fehlt allerdings der Holzkohlehorizont mitsamt der Liegendfolge häufig, vor allem auf den konkaven Hangteilen.

Böden, die jünger als das Brandereignis sind, weisen hingegen keinen pedogen veränderten Mineralbodenhorizont mehr auf, sondern bestehen nur noch aus dem mehr oder minder mächtigen Auflagehumus (O-C-Profil). Sie können demnach nicht dem Bodentyp der Rendzina zugeordnet werden und passen deshalb bisher nicht in die deutsche Bodensystematik (vgl. BOCHTER 1984). KREUTZER & GROTTENTHALER (1991) schlagen deshalb für diese Böden, Lithic Borofolists nach der U.S. Soil Taxonomy (U.S. SOIL SURVEY STAFF 1975), die Typenbezeichnung Felshumusboden vor, falls die Mächtigkeit des glC-Horizontes drei Dezimeter nicht übersteigt. Bei größerer Mächtigkeit des liegenden Lockerschuttes handelt es sich hingegen um einen Skeletthumusboden. Die Bezeichnung der Subhorizonte der Humusprofile erfolgt nach der von BOCHTER (1984) vorgeschlagenen Nomenklatur.

Morphologische Aktivitäts- und Stabilitätsphasen

Ein im Talschluß des Talastes von Altprags, der sogenannten Roßlahn gelegener Murschwemmkegel wurde im Jahre 1988 eingehend untersucht. Den größten Teil seines Einzugsgebietes bildet die oberhalb einer 250 m hohen Talstufe gelegene Roßalm, mit der er durch ein steiles Gerinne verbunden ist, das nur episodisch Wasser führt, vor allem bei sommerlichen Starkregen. Bei der Überwindung der Talstufe hat dieses Gerinne die Schutthalde am Fuße eines Felskopfes angeschnitten (vgl. STRUNK 1988: Photo 1), welche seitdem den Feststoffherd für den Murkegel im Talschluß bildet. Dessen Aktivität wird demnach über die Häufigkeit und die Intensität des Abflusses von der Roßalm gesteuert.

Aktivitäts- und Stabilitätsphasen der letzten 1200 Jahre dieses Kegels konnten mit Hilfe von ^{14}C -Datierungen humoser Bodenproben und mit dendrochronologischen Absolutdatierungen rekonstruiert werden (vgl. STRUNK 1991b: Kap. 4.2). Ein schematisiertes Profil seines oberflächennahen Bereiches ist in Fig. 1 dargestellt. Eine ältere morphodynamische Aktivitätsphase, belegt durch den Murschutt an der Basis des Profils, wird durch eine Stabilitätsphase mit der Bildung eines 0,4 m mächtigen Skeletthumusbodens abgelöst. Da der Auflagehumus durch Akkumulation fortlaufend an Mächtigkeit zunimmt, ergibt sich der Beginn dieser Bodenbildung durch die ^{14}C -Datierung von Proben, die an seiner Basis entnommen wurden. An drei verschiedenen Stellen des Kegels derart geborgene Proben weisen eine annähernde Altersgleichheit auf. Daraus ergibt sich für den Beginn dieser Stabilitätsphase ein mittleres Alter von 1040 ± 40 Jahren BP (Hv 16 169-16 171). Der Bodentyp und seine Mächtigkeit sprechen für eine geschlossene Bewaldung im Talschluß von Altprags, die sich, von Murgängen ungestört, während des ganzen Mittelalters bis zur Mitte des 18. Jahrhunderts entwickeln konnte. Unvermittelt begann dann im Jahre AD 1753 eine erneute Aktivitätsphase, die den Talschluß mit seinen öden Mur- und Murschwemmkegeln aus hellgrauem Dolomitschutt bis heute prägt. Der Murschutt an der Basis dieser Schuttsequenz enthält zahlreiche umgelagerte Humusbrocken, die dem liegenden Boden entstammen müssen. Die Absolutdatierung dieser Verschüttungsphasen gelang mit Hilfe der dendrochronologischen Analyse der mehrmals verschütteten Fichte Ro 2, die mitten im Murschwemmkegel überleben konnte und mitsamt den Basiswurzeln ausgegraben wurde (STRUNK 1991b: Kap. 4.2).

Für die Frage nach den möglichen Ursachen der morphodynamischen Aktivitätsphasen im Talschluß von Altprags ist das Alter des im Einzugsgebiet des Murschwemmkegels auf der Roßalm verbreiteten Holzkohlehorizontes von

Profil Roßlahn (1550m NN)

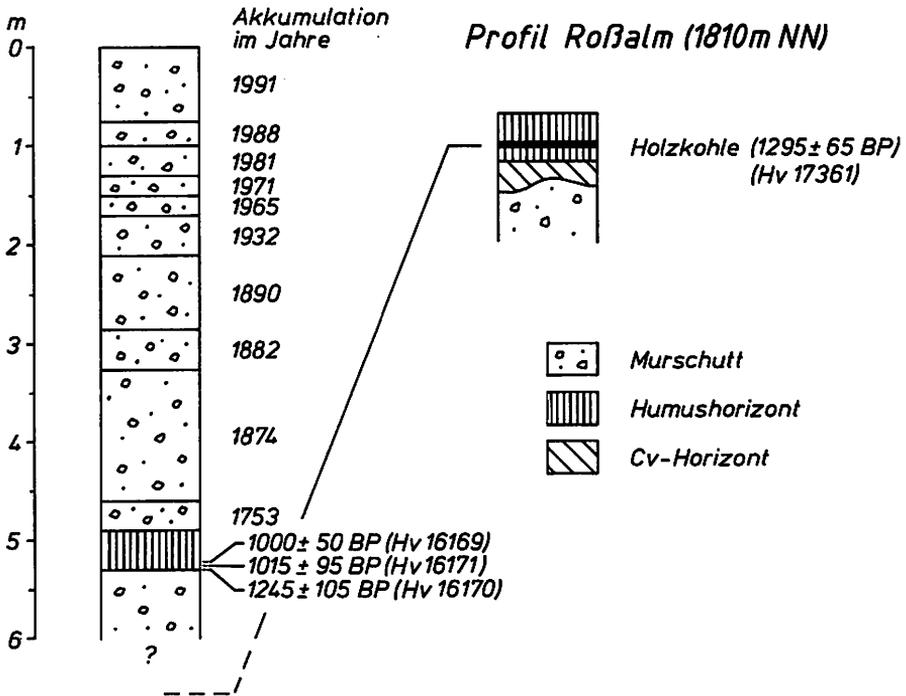


Fig.1: Schematisiertes Profil des Murschwemmkegels Roßlahn im Talschluß von Altprags mit den Daten zur Dauer der morphodynamischen Aktivitäts- und Stabilitätsphasen und der stratigraphischen Stellung des Bodenprofils Roßalm.

Bedeutung. Die ^{14}C -Datierung ergab mit 1205 ± 65 Jahren BP (Hv 17 361) eine auffallende zeitliche Nähe zum Beginn der Bodenbildung im tiefergelegenen Talschluß. Demnach ist das Brandereignis mit 150-360 Radiocarbonjahren nur unwesentlich älter als der Beginn einer langandauernden Stabilitätsphase im Talschluß. Könnte es folglich für die Auslösung der Aktivitätsphase im Liegenden des dortigen Skeletthumusbodens verantwortlich sein? Für die Auslösung der zweiten Aktivitätsphase um AD 1753 gibt es jedoch im gesamten Untersuchungsgebiet keinen Hinweis auf einen Waldbrand. Wodurch wurde aber diese bis heute andauernde Umlagerungsphase verursacht?

Waldbrände und ihre morphologische Wirkung

Natürliche Waldbrände treten im Alpenraum seit dem Beginn der spätglazialen Wiederbewaldung im Bölling auf (KAISER 1987). Mit ersten Brandrodungen in den Alpen ist FURRER et al. (1987) zufolge seit dem ausgehenden Neolithikum zu rechnen, mit Höhepunkten während der illyro-romanischen und der früh- bis hochmittelalterlichen Besiedlungsperioden. Ob der durch den Holzkohlehorizont belegte Waldbrand auf dem Gebiet der Roßalm natürlichen Ursprungs ist oder anthropogen verursacht wurde, ist nicht bekannt. Gegen eine so frühzeitige Brandrodung zur Schaffung von Weideflächen und für einen Waldbrand mit anschließender Wiederbewaldung spricht die auf ausgedehnten Flächen über dem Brandhorizont bis heute bestehende dichte Bewaldung auf Skeletthumusböden bis über 0,5 m Mächtigkeit und mit vereinzelt Überhältern sehr alter Zirben, die mindestens 500 bis 600 Jahre alt sind, wegen fortgeschrittener Kernfäule aber nicht mehr dendrochronologisch datiert werden können.

Die bisher beschriebenen Auswirkungen von Bränden auf die Morphodynamik bewaldeter Einzugsgebiete sind vielfältig. Eine drastisch erhöhte Sedimentzufuhr in die Vorfluter infolge der fehlenden Schutzwirkung von Vegetation und Böden beobachteten BROWN (1972), BENDA (1990) und PAPAMICHOS (1990), auf die Auslösung von Murgängen nach Waldbränden weisen JACKSON (1977), WELLS (1987), GARCIA-RUIZ et al. (1988), WEIRICH (1989), BENDA (1990) und WOHL & PEARTHREE (1991) hin. Alle diese Autoren sehen das Auftreten von Starkregen nach Bränden als wichtigsten auslösenden Faktor für die festgestellten Umlagerungsprozesse an, daneben werden vereinzelt aber auch andere Faktoren wie die Verminderung der Bodenstabilität durch die Zerstörung des Wurzelwerks (u.a. BOJKO 1931, WEIRICH 1989 und BENDA 1990) oder die frostbedingte Bodenauflockerung durch Kammeis und Eislinsenbildung (MARQUES et al. 1990) genannt.

Im Gegensatz zu den meisten anderen Böden bestehen die Fels- und Skeletthumusböden der hochmontanen und subalpinen Vegetationsstufe der Alpen zu mehr als 90 % aus Kohlenstoff und lassen deshalb nach der Verbrennung nur einen unbedeutenden Aschehorizont über dem Gestein im Liegenden zurück, das als Lockergestein durch keine pedogenen Verlehmungsprodukte stabilisiert wird. Wie die Freilegung zahlreicher Wurzel- und Adventivwurzelhorizonte zeigte, wurzelt die Fichte als Hauptbaumart des subalpinen Fichtenwaldes fast ausschließlich im Auflagehumus, was durch die Beobachtungen von WIEDEMANN (1927), KALELA (1949) und BANNAN (1962) bestätigt wird. Auch die Rhododendren, Ericaceen und Vaccinien der Strauch- und Zwergstrauchschicht durchwurzeln überwiegend diesen Humushorizont, der

durch das intensive Wurzelgeflecht des Aufwuchses eine erstaunliche Festigkeit erhält. Die Hänge im subalpinen Fichtenwald werden demnach vor Umlagerungsprozessen vor allem durch die interaktive Schutzwirkung von Boden und Vegetation bewahrt. Fallen diese jedoch einem Brand zum Opfer, sinkt die Schutzwirkung schlagartig auf ein Minimum, gleichzeitig damit auch das enorme Retentionsvermögen des Bodens, der Schutz gegen die erosive Wirkung von Starkregen.

Wasserkapazität von Skeletthumusböden

Um den Einfluß des Retentionsvermögens der Böden aus Auflagehumus auf die Morphodynamik von Einzugsgebieten im Bereich des subalpinen Fichtenwaldes abschätzen zu können, wurden auf der Roßalm horizontierte Stechzylinderproben aus ungestörten Skeletthumusböden mit normaler Mächtigkeit entnommen, zum Vergleich ferner zahlreiche Proben aus unterschiedlich stark verkürzten Profilen, um deren Wassergehalt bestimmen zu können. Die Probenentnahme erfolgte mit den gebräuchlichen Stechzylindern von 100 cm³ Rauminhalt, die Bestimmung der Wasserkapazität nach der Zylinder-Methode (STEUBING 1965) in Volumenprozent, um sie der Niederschlagshöhe in mm/m² gleichsetzen zu können. Bestimmt wurden die maximale Wasserkapazität (WK max.), die höchste adsorptiv und kapillar gebundene Wassermenge, die ein Boden gegen die Schwerkraft halten kann, ferner der aktuelle Wassergehalt (W akt), also die Wassermenge, die bei der Probennahme im Boden vorhanden ist, schließlich auf rechnerischem Wege die restliche Wasserkapazität (WK rest.), die Differenz von maximaler Wasserkapazität und aktuellem Wassergehalt, also diejenige Wassermenge, die der Boden noch bis zur Sättigungsgrenze aufnehmen kann.

Zunächst wurde die Wasserkapazität eines Skeletthumusbodens mit der für das Untersuchungsgebiet typischen Profilmächtigkeit von 30 cm unter Fichtenwald außerhalb des beweideten Almgebietes gemessen (siehe Tab. 2).

Aus dieser Tabelle geht hervor, daß der Boden maximal über 226 l/m² an Niederschlagswasser gegen die Schwerkraft halten kann. Zur Zeit der Messung im Oktober 1990 wies er aber bereits einen Wassergehalt von rund 140 l/m² auf (W akt.), so daß er bei einem folgenden Niederschlagsereignis höchstens noch etwa 86 l/m² aufnehmen könnte (WK rest.). Eine in Tab. 3 dargestellte Kontrollmessung, die am gleichen Tag an einem Profil des gleichen Bodentyps mit gleicher Mächtigkeit in einem benachbarten Waldstück durchgeführt wurde,

zeigt gegenüber Tab. 2 nur geringfügige Abweichungen der Werte von unter 5 %, also noch im Toleranzbereich des methodischen Fehlers.

Tab. 2: Skeletthumusboden unter Wald (Normalprofil).

Proben-Nr.	Profilmächtigkeit (cm)	Horizontbeschreibung	WK max. (l/m ²)	W akt. (l/m ²)	WK rest. (l/m ²)
24	10	Of	70,1	39,5	30,6
14	10	Ohf	78,8	47,2	31,6
2	10	Ofh	77,9	53,9	24,0
Summe	30		226,8	140,6	86,2

Tab. 3: Skeletthumusboden unter Wald (Normalprofil).

Proben-Nr.	Profilmächtigkeit (cm)	Horizontbeschreibung	WK max. (l/m ²)	W akt. (l/m ²)	WK rest. (l/m ²)
37	10	Of	73,4	37,8	35,6
44	10	Ohf	76,1	55,1	21,0
22	10	Ofh	74,6	40,7	33,9
Summe:	30		224,1	133,6	90,5

Der ungestörte rezente Skeletthumusboden im benachbarten Teil der Roßalpe könnte demnach eine Niederschlagsmenge von 86-90 l/m² aufnehmen, ohne daß es zu oberflächlichem Abfluß und zur Versickerung in den mineralischen Untergrund käme. In Wirklichkeit ist diese Wassermenge noch erheblich höher, da aus methodischen Gründen weder die zusätzliche Wasserkapazität des L-Horizontes noch die der bis zu 8 cm mächtigen Krautschicht aus Moosen, Bärlapp und Flechten berücksichtigt wurde. Vergleicht man diese restliche

Wasserkapazität mit den an der benachbarten Station St. Veit in Prags gemessenen Tagessummen des Regens (vgl. Fig. 2), stellt man fest, daß in den 67 Jahren des Meßzeitraumes zwischen 1924 und 1990 nur die zwei Ereignisse der Jahre 1980 und 1987 diesen Schwellenwert knapp erreichten. Nimmt man die

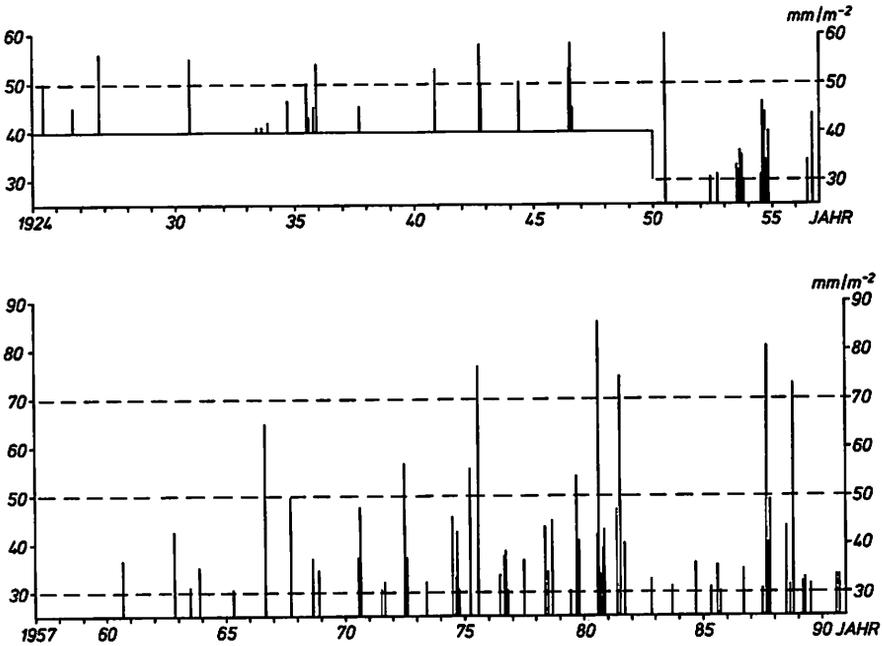


Fig. 2: Tage mit Regensummen $> 30 \text{ mm/m}^2$ der Station St. Veit in Prags für die Jahre 1924-1990. Für 1924-1949 liegen nur Werte $> 40 \text{ mm/m}^2$ vor (nach Daten des Hydrographischen Amtes der Autonomen Provinz Bozen/Südtirol).

Niederschläge an zwei aufeinanderfolgenden Tagen hinzu (vgl. Fig. 3), wird dieser Schwellenwert im gleichen Zeitraum bei acht Ereignissen erreicht oder überschritten, im Durchschnitt demnach nur alle sieben Jahre einmal. Dabei liegen zwei der drei absoluten Maxima der letzten 67 Jahre mit $92,4 \text{ mm/m}^2$, $99,6 \text{ mm/m}^2$ und 108 mm/m^2 nur geringfügig über diesem Schwellenwert.

Trotz aller Unsicherheiten hinsichtlich der jahreszeitlichen und witterungsbedingten Schwankungen des aktuellen Wassergehaltes der Böden und der Repräsentativität der Stationsdaten für ein so großes, hochalpines Gebiet kann festgestellt werden, daß in naturnahen subalpinen Fichtenwäldern der

Prager Dolomiten mit ungestörten Bodenprofilen die Wasserkapazität der Böden ausreicht, um auch bei Starkregenereignissen morphologisch wirksame Oberflächenabflüsse weitgehend verhindern zu können.

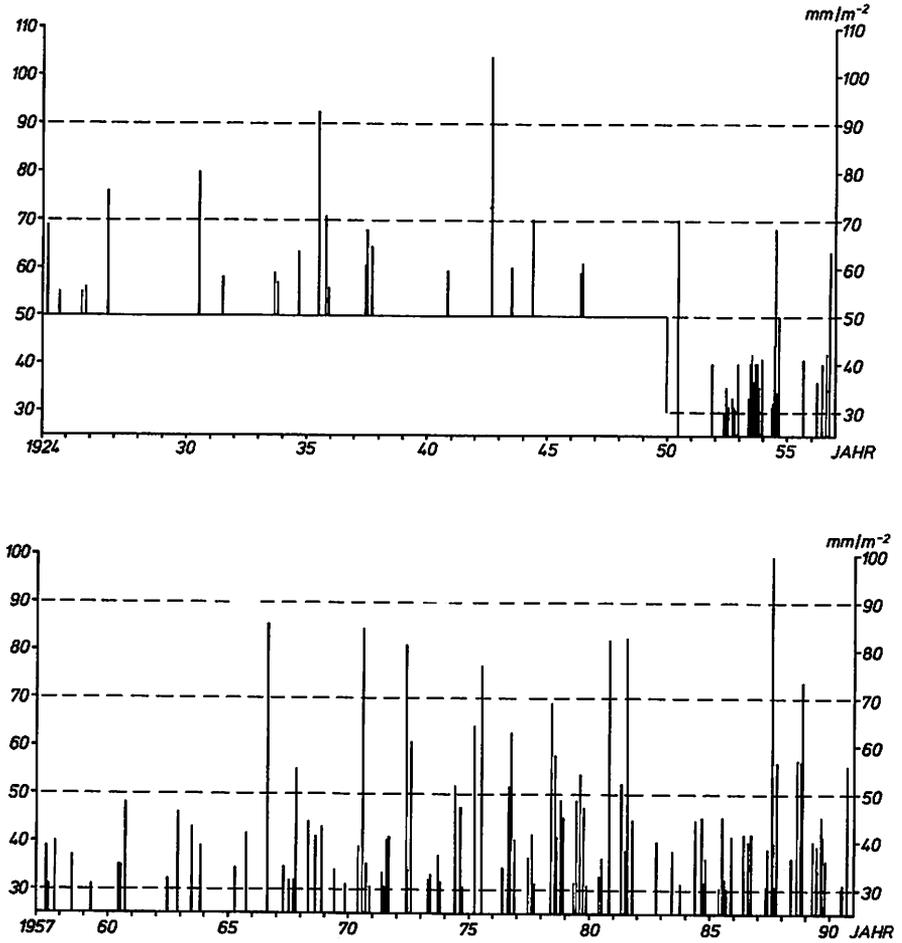


Fig. 3: Regensummen eintägiger Ereignisse und von Niederschlägen an zwei aufeinanderfolgenden Tagen $> 30 \text{ mm/m}^2$ der Station St. Veit in Prags für die Jahre 1924-1990. Für 1924-1949 liegen nur Werte $> 50 \text{ mm/m}^2$ vor (nach Daten des Hydrographischen Amtes der Autonomen Provinz Bozen/ Südtirol).

Wasserkapazität der degradierten Tangelrendzina

Durch den großflächigen Waldbrand um 1295 ± 65 BP wurde die damals existierende Tangelrendzina auf eine Profilmächtigkeit von 0,07 - 0,1 m reduziert (vgl. Tab. 1). Dadurch hat sich das Retentionsvermögen dieses Bodens, der vermutlich mindestens die Mächtigkeit des heutigen Skeletthumusbodens hatte, drastisch verringert, wie aus Tab. 4 hervorgeht.

Tab. 4: Degradierte Tangelrendzina unter Holzkohlehorizont.

Proben-Nr.	Profilmächtigkeit (cm)	Horizontbeschreibung	WK max. (l/m ²)	W akt. (l/m ²)	WK rest. (l/m ²)
11	7	Oh2	46,5	38,7	7,8
		Ah			

Am Tage der Probenentnahme im Oktober 1990 betrug seine restliche Wasserkapazität nicht einmal mehr 8 l/m². Das bedeutet, daß höhere Niederschläge zu Oberflächenabfluß und Interflow führen. Im dreißigjährigen Beobachtungszeitraum 1961-1990 traten an der benachbarten Station St. Veit in Prags Regen mit einer Tagessumme >8 mm/m² mit auffallender Regelmäßigkeit durchschnittlich an 25 Tagen pro Jahr auf. Nimmt man nach FLIRI (1962: 204) den Schwellenwert morphologisch wirksamer Regen mit 30 mm/m² pro Tag an, ergeben sich für die Station St. Veit in Prags im Zeitraum von 1950-1990 insgesamt 75 solcher Niederschlagsereignisse, im Mittel also 1,8 Starkregen im Jahr, während denen auf dem Brandareal mit seiner geschätzten Fläche von 1,4 km² erhebliche Mengen an Überschußwasser frei werden. Große Mengen davon stürzten wohl damals über die 250 m hohe Steilstufe in den Talschluß von Altprags, mobilisierten dabei den Schutt der bereits erwähnten Sturzhalde und konnten so die Murgänge auslösen, welche auf dem dort untersuchten Murkegel abgelagert wurden.

Restabilisierung des Ökosystems

Unmittelbar nach einem Brandereignis setzt die allmähliche Rückeroberung der Brandfläche durch die Vegetation ein. Wie lange die Sukzessionsphase bis zur Wiederherstellung der morphologischen Stabilität des Ökosystems dauert, ist

bisher kaum erforscht. Für die Sukzessionsdauer von der sterilen Schuttfläche bis zur Initialphase des Fichtenschlußwaldes mit einer ausreichend entwickelten Humusdecke ermittelte SCHLESINGER (1974) auf Murschwemmkegeln im Wimbachgries einen Zeitraum von rund 350 Jahren, während sich ein schwach entwickelter Humuskarbonatboden bereits nach 150 Jahren gebildet hatte. Leider gibt er keine exakten Bodenmächtigkeiten an und beachtet auch nicht, daß Fichtenbestände noch Verschüttungstiefen zwischen 1,6 m und 1,9 m überleben können (STRUNK 1991a&b). In diesem Fall beginnt nämlich die Bodenbildung nicht auf der vegetationslosen Schuttfläche, sondern unter der Baumschicht, deren Bestandesabfall, vor allem Nadelstreu und Zapfenschuppen, den liegenden Schutt nach 10 Jahren schon 2 cm hoch bedecken kann. Mit Hilfe von ^{14}C - und dendrochronologischen Absolutdatierungen konnte für die Pragser Dolomiten die Bildungsgeschwindigkeit einiger Skeletthumusböden auf Murschutt unter Fichtenwald mit hohem Deckungsgrad bestimmt werden. Die Ergebnisse sind in Tab. 5 zusammengestellt.

Tab. 5: Mächtigkeit von Skeletthumusböden im Vergleich zu ihrer Bildungsdauer.

Horizont-Nr.	Datierungsart	Mächtigkeit in m	Beginn u. Ende d. Bodenbildung	Bildungsdauer in Jahren
WS 3-2	Dendrochronologie	0,08	1953-1976	24
Ws 3-4a	"	0,15	1850-1953	104
WS 2-17	"	0,35	1816-1937	122
Ro 2-19	^{14}C	0,40	700±80 BP-AD 1753 (Hv 16168)	500±80
Ro 100 B	^{14}C	0,40	200±170 BP-AD 1990 (Hv 17294)	200±170

Wie die dendrochronologischen Datierungen zeigen, kann ein Boden mit einer Mächtigkeit von 0,35 m, der in der Lage ist, auch die größten im Untersuchungsgebiet auftretenden Niederschläge abzapfeln (vgl. Tab 2 und 3), bereits nach 122 Jahren entwickelt sein, wenn auch auf brandbedingt völlig vegetationslosen Flächen die Bodenbildung sicher langsamer anläuft. Die durch die bereits erwähnten ^{14}C -Daten von Holzkohle und erneutem Beginn der

Bodenbildung auf dem Murschwemmkegel im Talschluß angegebene Zeitdauer von 150-360 Radiocarbonjahren bis zur Restabilisierung des Ökosystems nach einem Waldbrand erscheint daher durchaus realistisch.

Wasserkapazität beweideter Flächen

Wie bereits in Fig. 1 dargestellt wurde, setzte nach einer langen Phase morphologischer Stabilität, die vom frühen Mittelalter bis ins 18. Jahrhundert dauerte, die Vermurung des Talschlusses von Altprags ab 1753 erneut ein und dauert bis heute unvermindert an. Da ein Waldbrand aus dieser Zeit im Einzugsgebiet nicht festzustellen ist, muß die Aktivitätsphase andere Ursachen haben.

Bei der Untersuchung des bewaldeten Teiles der Roßalpe fällt auf, daß dort der Skeletthumusboden durch Viehtritt und die dadurch bedingte weitflächige Zerstörung der Zwergstrauchschicht stark gestört und degradiert ist. Durch horizontale Viehgangeln, die in Gefällsrichtung durch Erosionsrillen verbunden sind, wird der mineralische Untergrund freigelegt und der Auflagehumus ist in inselhafte Verbreitungsareale aufgelöst, die nur noch Deckungsgrade zwischen 30 und 70 % der Gesamtfläche aufweisen. Dadurch sinkt die restliche Wasserkapazität der Böden, die im ungestörten Normalprofil von 30 cm Mächtigkeit bei 80-90 l/m² liegt, drastisch auf 30-50 % des ursprünglichen Wertes ab, wie den Tabellen 6 und 7 zu entnehmen ist.

Tab. 6: Degradierter Skeletthumusboden (Waldweide).

Proben-Nr.	Profilmächtigkeit (cm)	Horizontbeschreibung	WK max. (l/m ²)	W akt. (l/m ²)	WK rest. (l/m ²)
5	8	Ohf	55,4	25,8	29,6
43	10	Ohf	60,8	34,8	26,0

Allein schon wegen dieser Bodenschäden infolge der Waldweide kann es demnach bei Starkregen zu Abflüssen aus dem Einzugsgebiet und dadurch zur Entstehung von Murgängen kommen, die den tiefergelegenen Talschluß verschütten.

Tab. 7: Degradierter Skeletthumusboden (Waldweide).

Proben-Nr.	Profilmächtigkeit (cm)	Horizontbeschreibung	WK max. (l/m ²)	W akt. (l/m ²)	WK rest. (l/m ²)
6	6	Of	48,8	18,1	30,7
7	5	Ohf+glC	25,4	10,7	14,7
Summe	11		74,2	28,8	45,4

Nochmals erheblich geringer ist die Wasserkapazität der Almweiden, die im Einzugsgebiet auf einer Fläche von rund 15 ha verbreitet sind. Wie aus Tabelle 8 hervorgeht, beträgt die restliche Wasserkapazität dieser Böden je nach Mächtigkeit nur noch 6 % bis 13 % des ungestörten Normalprofils von 30 cm Mächtigkeit unter Wald.

Tab. 8: Degradierter Skeletthumusboden (Almweide).

Proben-Nr.	Profilmächtigkeit (cm)	Horizontbeschreibung	WK max. (l/m ²)	W akt. (l/m ²)	WK rest. (l/m ²)
1	3	Oh + glC	17,3	12,2	5,1
39	4	Ofh+ glC	25,3	19,3	6,0
36	4	Ofh+ glC	19,6	11,0	8,6
4	4	Oh + glC	28,2	17,6	10,6
28	5	Ohf+ glC	39,5	32,5	7,0
46	6	Ohf+ glC	48,2	40,6	7,6

Durch die Verdichtung dieser Böden infolge des Viehtritts ist jedoch die Versickerungsrate trotz des permeablen Untergrundes aus lockerem Dolomitschutt erstaunlich gering. Daher stagniert oft auch noch Stunden nach einem Gewitterregen auf diesen Almweiden das Oberflächenwasser in geschlossenen Hohlformen. Beregnungsversuche von CZELL (1972) ergaben auf einer Almweide über Kalkschutt bei 100 mm/m² pro Stunde Abflußwerte zwischen

31,5 l/m² und 70 l/m², wobei die Eindringtiefe des Niederschlags während des Regens und bis eine Stunde danach nur sehr geringe Werte zwischen 4 und 13 cm erreichte. Die Vergleichbarkeit der Werte ist aber durch fehlende Angaben zur Profilmächtigkeit nicht möglich. Dennoch wird deutlich, daß durch die Beweidung die Wasserkapazität von Böden deutlich herabgesetzt und damit der Oberflächenabfluß aus diesen Einzugsgebieten in erheblichem Maße erhöht wird. Das Wiederaufleben der Murtätigkeit im Talschluß von Altprags seit der Mitte des 18. Jahrhunderts kann also durchaus von der Aufnahme einer intensiven Beweidung im Einzugsgebiet verursacht worden sein.

Schlußbetrachtung

Wie gezeigt werden konnte, werden Geomorphodynamik und Wasserhaushalt in Einzugsgebieten der hochmontanen und subalpinen Vegetationsstufe der Kalkalpen in hohem Maße vom Vorhandensein und der Mächtigkeit der Böden aus Auflagehumus beeinflusst. In den Pragser Dolomiten reicht schon eine Humusaufgabe von 30 cm aus, um selbst bei den höchsten bisher gemessenen Tagessummen des Niederschlags sowohl den Oberflächenabfluß als auch die Versickerung von Niederschlagswasser nahezu unterbinden zu können. Die Verkürzung der Bodenprofile durch Beweidung führt hingegen zu einer Verringerung ihrer Wasserkapazität, damit aber zum Auftreten und zur Erhöhung des Oberflächenabflusses, der seinerseits Murgänge auslösen kann. Die gleichen Auswirkungen haben großflächige Waldbrände, durch welche auch der Auflagehumus fast völlig zerstört wird. Ohne störende menschliche Eingriffe kann sich das Ökosystem des subalpinen Fichtenwaldes nach solchen Bränden aber innerhalb von 150 bis 350 Jahren restabilisieren.

Danksagung

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für die finanzielle Förderung der Untersuchungen herzlich gedankt.

Literatur

ARBEITSKREIS BODENSYSTEMATIK DER DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT (Hrsg.) (1985): Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 44: 1-90, Göttingen.

- BANNAN, M. W. (1962): The vascular cambium and tree-ring development. - In: KOZŁOWSKI, T. T. (ed.): *Tree growth*, vol. 1: 3-21, New York.
- BENDA, L. (1990): The influence of debris flows on channels and valley floors in the Oregon Coast Range, U.S.A. - *Earth Surface Processes and Landforms* 15: 457-466, Chichester.
- BOCHTER, R. (1984): Böden naturnaher Bergwaldstandorte auf carbonatreichen Substraten. - *Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsberichte* 6: 212 S., Berchtesgaden.
- BOJKO, H. (1931): *Der Wald im Langental (Val lungo)*. - *Englers Botanische Jahrbücher* 64: 48-164, Leipzig.
- BROWN, J. A. H. (1972): Hydrologic effects of a bushfire in a catchment in south-eastern New South Wales. - *Journal of Hydrology* 15: 77-96, Amsterdam.
- CZELL, A. (1972): Wasserhaushaltsmessungen in subalpinen Böden. - *Mitteilungen der Forstlichen Bundes-Versuchsanstalt Wien* 98: 109 S., Wien.
- FLIRI, F. (1962): *Wetterlagenkunde von Tirol. Grundzüge der dynamischen Klimatologie eines alpinen Querprofils*. - *Tiroler Wirtschaftsstudien* 13: 436 S., Innsbruck.
- FURRER, G., BURGA, C., GAMPER, M., HOLZHAUSER, H.-P. & MAISCH, M. (1987): Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit. - *Geographica Helvetica* 42: 61-91, Zürich.
- GARCIA-RUIZ, J. M., ARNAEZ-VADILLO, J., ORTIGOSA IZQUIEDRO, L. & GOMEZ-VILLAR, A. (1988): Debris flows subsequent to a forest fire in the Najerilla river valley (Iberian system, Spain). - *Pirineos* 131: 3-27, Jaca.
- JACKSON, L. E. (1977): Dating and recurrence frequency of prehistoric mudflows near Big Sur, Monterey County, California. - *U.S. Geological Survey, Journal of Research* 5: 17-32, Washington.
- KAISER, K. F. (1987): *Der fossile Wald vom Friesenberg*. - *Publikation der Ortsgeschichtlichen Kommission Wiedikon*: 4 S.
- KALELA, E. K. (1949): Männiköiden ja kuusiköiden juurisuiteista I, (On the horizontal roots in pine and spruce stand I). - *Acta Forestalia Fennica* 57: 1-79, Helsinki.
- KREUTZER, K. & GROTTENTHALER, W. (1991): Terrestrische organische Bodenbildungen auf Fels- und Skelettsubstraten (O-C-Böden). - *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 66: 815-818, Göttingen.

MARQUES, M. A., SOLE, A., MORA, E. & LLASAT, C. (1990): Frost action feature as a consequence of fire devegetation in a montane mediterranean environment. - *Catena* 17: 163-174, Cremlingen.

PAPAMICHOS, N. (1990): Soil erosion after forest fires in mountainous areas of Greece. - European Society for Soil Conservation (E.S.S.C.), Newsletter 2/3: 16-21, Berlin.

SCHLESINGER, B. (1974): Über die Schutteinfüllung im Wimbach-Gries und ihre Veränderung. - Inaugural-Dissertation Universität München: 73 S.

STEUBING, L. (1965): Pflanzenökologisches Praktikum. Methoden und Geräte zur Bestimmung wichtiger Standortsfaktoren. - 262 S., Berlin, Hamburg (Paul Parey).

STRUNK, H. (1988): Episodische Murschübe in den Pragser Dolomiten - semiquantitative Erfassung von Frequenz und Transportmenge. - *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, Supplement-Bd. 70: 163-186, Berlin, Stuttgart.

STRUNK, H. (1989a): Dendrochronological investigations on the frequency of debris flows in the Italian Alps. - *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 2: 13-17, Torino.

STRUNK, H. (1989b): Dendrogeomorphology of debris flows. - *Dendrochronologia* 7: 15-25, Verona.

STRUNK, H. (1991a): Frequency distribution of debris flows in the Alps since the "Little Ice Age". - *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, Supplement-Bd. 83: 71-81, Berlin, Stuttgart.

STRUNK, H. (1991b): Dendrogeomorphologische Methoden zur Ermittlung der Murfrequenz und Beispiele ihrer Anwendung. - *Habilitationsschrift Universität Regensburg*: 218 S., (Manuskript).

STRUNK, H. (1992): Reconstructing debris flow frequency in the southern Alps back to AD 1500 using dendrogeomorphological analysis. - *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions. Proceedings of the Chengdu Symposium, July 1992.* IAHS Publ. No. 209: 1-9, Wallingford.

U.S. SOIL SURVEY STAFF (1975): Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. - U.S.D.A. Soil Conservation Service, *Agricultural Handbook* 436, Washington D.C.

WEIRICH, F. H. (1989): The generation of turbidity currents by subaerial debris flows, California. - *Geological Society of America Bulletin* 101: 278-291, Baltimore.

WELLS, W. G. (1987): The effects of fire on the generation of debris flows in southern California. - *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology* 7: 105-114, Boulder.

WIEDEMANN, E. (1927): Der Wurzelbau älterer Waldbäume. - Forstarchiv 3: 229-233, Hannover.

WOHL, E. & PEARTHREE, P. P. (1991): Debris flows as geomorphic agents in the Huachuca Mountains of southeastern Arizona. - Geomorphology 4: 273-292, Amsterdam.

UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE ZUR SPÄT- UND POSTGLAZIALEN ÄOLISCHEN RELIEFENTWICKLUNG IM MITTLEREN SORGETAL (SCHLESWIG-HOLSTEIN)

von Michael Walther

Zusammenfassung

Die Verbreitung und Ergebnisse zur litho-, klima- und chronostratigraphischen Einstufung vorzeitlicher Flugsanddecken im Bereich südlich der mittleren Sorge zwischen Föhrden und Krummenort werden dargestellt. Über Schmelzwassersanden und -kiesen folgt ein spätglazialer Sediment- und Bodenbildungsabschnitt, der durch geschichtete Sande, einer fraglichen böllingzeitlichen Bodenbildung, weitere geschichtete Sande, einer allerödzeitlichen Bodenbildung und jungtundrenzeitlichen Flugsanddecken vertreten ist. Offenbar seit dem Beginn des Holozän kam es dann zu einer deutlichen kräftigen Podsolbildung, die örtlich mit bis zu 2 m mächtigen Flugsanden überdeckt wurde. Der für diesen Raum erste Nachweis eines jungtundrenzeitlichen Dauerfrostbodens konnte durch das Auffinden einer eindeutigen Eiskeilpseudomorphose geführt werden.

Summary

A description is given of the distribution of windblown sands found to the south of the middle course of the river Sorge between Föhrden and Krummenort and these are classified litho-, clima-, and chronostratigraphically. Meltwater sands and pebbles are overlain by late glacial section of windblown sands and soil which is composed of layers of sand, a possible Bölling soil formation, further sandy layers and Alleröd soil formation and Younger Dryas fluvial sands. In places this has been covered by windblown sands of up to 2 m thick. The discovery of several fossil permafrost features provides the first piece of evidence in this area of permafrost during the Younger Drias.

1. Das Untersuchungsgebiet

Der Mittellauf der Sorge -- dem Abfluß des Bistensees in der Nahtzone zwischen den anlagemäßig älteren Hüttener und jüngeren Duvenstedter Bergen im Bereich des Östlichen Hügellandes Schleswig-Holsteins -- liegt im landschaftlichen Großraum der Niederen Geest Schleswig-Holsteins nördlich von Rendsburg und wird in seiner West-Ost-Ausdehnung von den Orten Föhrden und Krummenort begrenzt (vgl. Fig. 1). Das Arbeitsgebiet wird im Norden durch die Bennebek-Niederung bis zum Owschlagler Moor, im Süden durch die Garlbek-Niederung über südliche Ortsteile von Lohe bis zum Fockbeker Moor

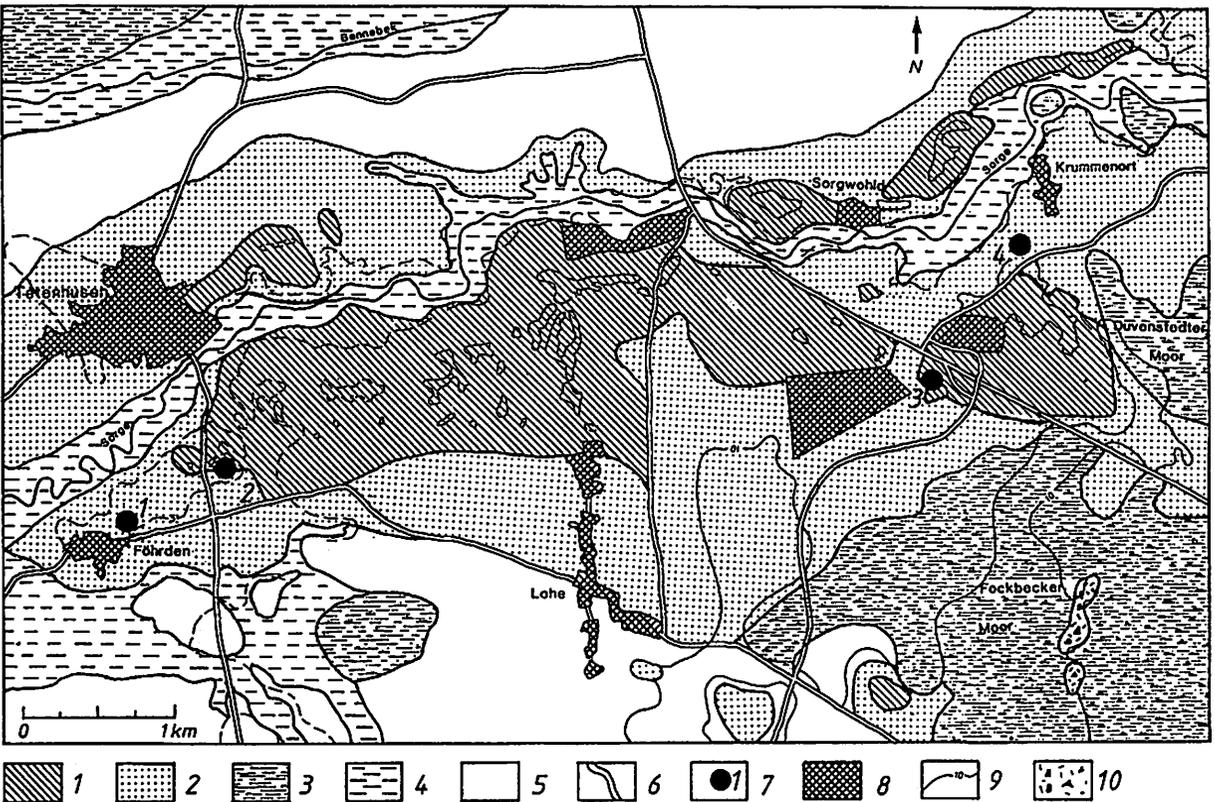


Fig. 1: Übersichtskarte der Dünen- und Flugsandgebiete im Rendsburger Staatsforst beiderseits der Sorge-Niederung zwischen Telenhusen - Föhnden und Krummenort (Legende auf folgender Seite).

Legende zu Fig. 1:

1: Dünengebiete; 2: Flugsandgebiete; 3: Moorflächen; 4: Flussniederungen;
5: Kulturland ausserhalb der Dünen- und Flugsandgebiete; 6: Strassen; 7: im
Text beschriebene Aufschlüsse: 1 = Sandgrube Föhrden, 2 = Grabung
Fuchsbau, Südseite, 3 = Grabung Düne Meierei Krummenort, 4 = Sand-
grube Krummenort; 8: Ortschaften, Bundeswehrranlagen; 9: Höhenlinien.

hin begrenzt. Die Grenze nach Nordosten (Owslager Moor), Osten (Duvenstedter Moor) und Südosten (Fockbeker Moor) hin wird durch die Maximalrandlage der weichseleiszeitlichen Vergletscherung bestimmt. Sie wurde in diesem Raum von STREHL & TONTSCH (1984) und von WALTHER (1990) in neuerer Zeit bearbeitet und verläuft als WH₁-Randlage nach WALTHER vom Heidteich westlich Owslag an der Westumgrenzung des Owslager Moores vorbei, überquert auf der Höhe von Krummenort den heutigen Sorgelauf, um dann zunächst auf wenige Kilometer Sorge-parallel im Bereich der Krummenorter Heide, dann jedoch nach Süden abknickend am Westrand des Fockbeker Moores vorbei zu verlaufen.

Die äolischen Formen liegen nun nördlich und südlich des mittleren Sorgelaufes auf den Schmelzwasserbildungen der Weichseleiszeit zum überwiegenden Teil im heutigen Bereich des südlichen Rendsburger Staatsforstes greifen aber auch auf die angrenzenden Genarkungen der gemeinden Lohe-Föhrden, Krummenort, Tetenhusen und Owslag über. Sie lassen sich in ein Dünengebiet unmittelbar insbesondere südlich der Sorge zwischen Tetenhusen und Krummenorter Heide und in ein westlich, südlich und östlich an dieses Dünengebiet angrenzendes aber auch nördlich der Sorge auftretendes Gebiet mit einer Flugsanddecke gliedern. Weitere Dünenkomplexe, jedoch kleinerer Ausdehnung befinden sich östlich Tetenhusen auf der nördlichen Sorgeseite sowie westlich und östlich von Sorgewohld nördlich der Sorge. Zwischen der Krummenorter Heide und dem Duvenstedter Moor befindet sich noch ein weiterer Dünenkomplex, der zugleich auch mit 17,6 m N.N. die höchsten Erhebungen darstellt.

Als Dünen werden vom Winde zusammengetragene und abgesetzte Sandanhäufungen verstanden, die ihre Umgebung deutlich sichtbar überragen und in der Regel mit begleitenden Deflations-Hohlformen vergesellschaftet sind. Flugsanddecken besitzen demgegenüber eine annähernd ebene Oberfläche. Insgesamt lassen sich folgende Einzelformen herausstellen:

a) Dünen mit dominant mehr oder weniger geradliniger Längserstreckung in der Richtung des Windes im Sinne von Längs- oder Strichdünen. Sie haben ein symmetrisches Querprofil mit beidseitig gleichartig relativ steil geböschten Hängen und können Höhen bis zu einigen Metern erreichen. Bei Formen mit

kürzerer Längserstreckung ist im Kammlinienverlauf gelegentlich ein dem Winde zugewandter, ein kurzer und etwas steilerer Proximalteil von einem erheblich längeren und nur ganz sanft abfallenden Distalteil zu unterscheiden. Zumeist aber, vor allem bei solchen Dünen mit größerer Längserstreckung, ist überwiegend ein mehr oder weniger ebener Kammverlauf bestimmend. Nur gelegentlich lassen sich dabei manchmal in oft wiederkehrender Folge kleine, kurze und steiler geböschte Proximalteile von längeren und dann ganz flach abfallenden Distalteilen abheben.

b) Dünen mit ebenfalls dominant mehr oder weniger geradliniger Längserstreckung quer zur Windrichtung im Sinne von Querdünen. Sie haben ein asymmetrisches Querprofil mit einer flachgeböschten (zumeist um oder unter 10°) dem Winde zugewandten Luvseite und einer steilgeböschten (zumeist über 20° bzw um 25°) Leeseite und erreichen Höhen von einigen bis maximal knapp 10 m. Die geradlinig bis geringfügig bogenförmig verlaufende Kammlinie erscheint bei nicht allzu großer Längserstreckung oft leicht herausgehoben. Solche Formen kommen bereits im westlichen Rahmen der Dünengebiete ca. 100 m westlich der Straße Tetenhusen - Hohn und nordöstlich Föhrden (12,5 m) vor, sind dann aber vor allem östlich der Linie Golfplatz - Lohe bis ostwärts nahe an die Bundesstraße 77 in einem breiten Streifen des dortige Dünenrelief bestimmende Formen.

c) Nahezu ausschließlich kleinere und oft auch weniger prägnante Dünen mit in der Windrichtung bogiggeschwungenem, ausgebuchtetem Kammverlauf quer zur Windrichtung im Sinne von Parabel- oder Bogendünen. Sie haben ein asymmetrisches Querprofil mit einer zumeist nur um oder unter 10° flachgeböschten, gegen den Wind ausgerichteter Luvseite und einer um 25° , somit erheblich steiler geböschten Leeseite. Die Kammlinie kann in den zentralen, in der Windrichtung ausgebuchteten und massiv-kompakteren Mittelteilen bis zu einigen Metern Höhe anschwellen, um dann aber in beiden, zunehmend gegen den Wind ausgerichteten Seitenästen gleichsinnig und sanft abzufallen. Zerrißformen oder sogar aber daraus in Richtung auf Längs- oder Strichdünen entwickelten Formen konnten nicht festgestellt werden. Sie treten vereinzelt in breiteren Gassen zwischen den breitständigeren Längs- oder Strichdünen, sowie vereinzelt auch im östlichen Rahmen größerer Windmuldenkomplexe auf.

d) Zumeist vergesellschaftet und dann in einer größeren Anzahl über einer bestimmten Fläche auftretenden, rundbuckelartige und halbkugel- bis leicht rückenförmige Dünen mit rundlichen bis breitovalen Umrissen in der Art von Kupsten. Nach der Art ihrer Vergesellschaftung und des räumlichen Auftretens haben wir dabei zwischen Großkupsten mit Höhen ab knapp 2 m bis zu einigen Metern von Kleinkupsten mit Höhen bis knapp 2 m zu unterscheiden. Letztere kommen nahezu ausschließlich im äußeren Rahmenbereich der Dünen gegen die Flugsandgebiete vor. Ein von Großkupsten dominant bestimmtes Dünen-

relief befindet sich in den westlicheren Zentralbereichen des Rendsburger Staatsforstes südlich der Sorgeniederung. Ansonsten treten weiter östlich solche, von Großkuppen vorherrschend charakterisierte Dünenareale vor allem im Golfplatzgelände (mit Rahmenbereichen) und dort auch bis an die Sorgeniederung heran auf.

e) Hinsichtlich der räumlichen Ausbreitung der Flugsandbedeckungen lassen sich zwei Teilbereiche ausscheiden. Einmal das im Rahmen der Dünengebiete anschließende Areal der Flugsandfelder mit flachwelliger bzw. noch leicht sanft rücken- bis schildförmiger Oberfläche, das gelegentlich aber auch bucht- oder fingerartig gegen das Düengelände hin eingreift und selbst inselartig darin auftreten kann. Flugsandflächen mit nahezu tischebenen Oberflächen bilden andererseits den äußeren Rahmen dazu, auch in jener Weise, daß nach Außen hin die Mächtigkeiten solcher Flugsandbedeckungen zunehmend geringer werden.

2. Die Beschreibung ausgewählter Profile

Die noch näher zu beschreibenden Aufschlüsse bzw. Grabungen liegen in dem Gebiet der Flugsanddecke nordöstlich Föhrden am südöstlichen Hang der Sorge (vgl. Punkt 1 in Fig. 1) und in der Krummenorter Heide südwestlich Krummenort (vgl. Punkt 4 in Fig. 1) sowie am unmittelbaren Rand zwischen Dünen- und Flugsand-Gebiet östlich der Straße Hohn - Tetenhusen ca. 2 km nordöstlich Föhrden (vgl. Punkt 2 in Fig. 1) und nahe der ehemaligen Meierei Krummenorter Heide an der heutigen Bundesstraßenabfahrt nach Alt-Duvenstedt (vgl. Punkt 3 in Fig. 1).

2.1 Sandgrube Föhrden (Fig. 2 und 3)

In der Sandgrube Föhrden, die ca 250 m nordöstlich des Ortes Föhrden in einem wenig wellig bewegtem Gelände liegt, das flach abfallend nach Norden hin am südlichen Oberhang der hier trichterartig ausmündenden Sorge-Niederung, nach Westen hin gegen die Treene-Sorge-Eider-Bucht (Königsmoor) vermittelt (Fig. 1), wurde seit 1982 der Sandabbaubetrieb bis zu seiner Einstellung 1986 verfolgt. In der Fig. 3 sind in einem Sammelprofil verschiedene Profilabschnitte zusammengefaßt worden.

Das gesamte Profil wird von Sanden, siltigen Sanden und Silten mit lokalen Einschaltungen kiesiger Absätze (zumeist Feinkies) und bisweilen auch tonig-lehmiger Zwischenlagen aufgebaut. Die Basis (Schichten 4, 5 und 6 in Fig. 3) besteht aus graugelben, roststreifigen Sanden und Silten (mit Kieseinschal-

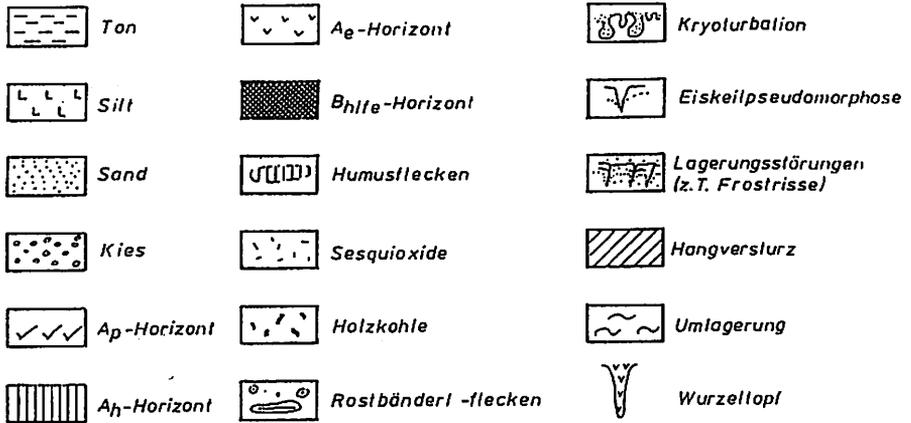


Fig. 2: Legende zu den Profildarstellungen (Fig. 3-6).

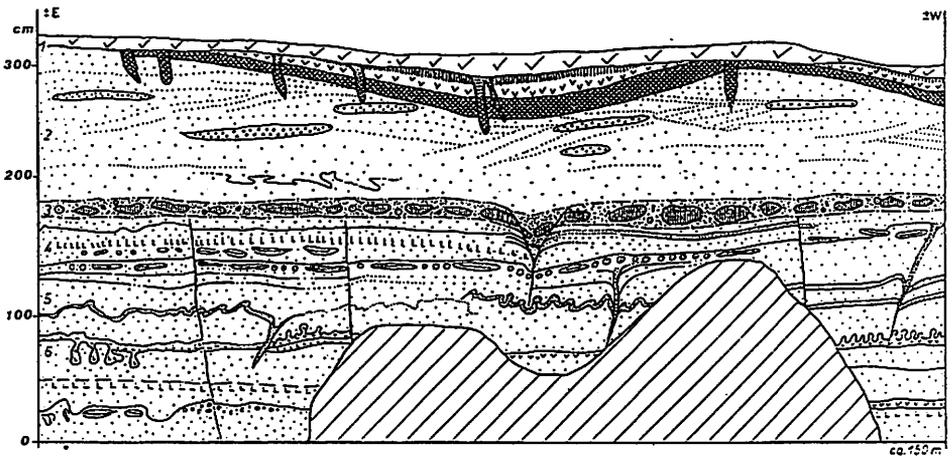


Fig. 3: Sammelprofil der Süd- und Ostwand der Sandgrube Fördrden (Legende s. Fig. 2; die Zahlen beziehen sich auf den Text).

tungen), die eine gute Sortierung und Schichtung (gelegentlich Kreuzschichtung) aufweisen. Sie sind häufig von Siltbändern durchzogen, die eine dunkelbraune bis rostrote Farbe aufweisen. An diese Siltbänder knüpfen sich fast

immer frostdynamische Schichtenverbiegungen im Sinne kryoturbater Verwürfungen von zumeist geringer Mächtigkeit und Intensität (Schichten 5 und 6 in Fig. 3), im östlichen Grubenbereich nahe über dem Grubensohlenniveau aber auch in der Art von mächtigen und intensiv entwickelten Tropfenböden. Dies zeigt besonders deutlich der Horizont 6, der solche "Mikro-Kryoturbationen" in gebleichten Sanden und Silten in einer bläschenartigen Ausbildung aufweist.

In den Schichten 5 und 6 sind häufig aber auch andere Schichtenstörungen zu beobachten. Neben senkrecht bis schräg nach unten verlaufenden Rißflächen (vielfach wohl als Sackungsrisse zu deuten) handelt es sich um schmalkeilartige Spalten, deren obere Mundöffnung zumeist nur bis zu wenigen Zentimeter breit ist, deren Tiefe selten mehr als 50 cm beträgt, die sich nach unten dann in einfachen Rissen weiter fortsetzen und die mit hangendem, sandigem Material verfüllt worden sind. An zwei Beispielen wurde humoser Sand in den Spalten als Füllmaterial vorgefunden. Sie dürften als senkrechte Anschnitte von Sandkeilpolygonen bzw. Frostspaltenmakropolygonen zu deuten sein (vgl. HASENPFUG 1988: 31), "die offenbar schon während ihrer Bildung nur mit Flugsanden verfüllt worden sind, was nur in einem vergleichsweise trockenen und strengen Frostklima möglich ist" (Fig. 3).

Im Hangenden befindet sich ca. 150 cm unter der aktuellen Oberfläche, die gering nach Westen einfällt, eine maximal 20 cm mächtige, aus humosen und gebleichten Sanden bestehende Schicht, in der die humosen Sande in gebuchter, fingerförmiger bis sackartiger Ausstülpung angeordnet sind. Der obere Teil dieses Horizontes erscheint umgelagert, während die basalen Teile Nadelstichporen (Hinweis auf eine ehemalige Vegetationsbedeckung) und Holzkohlestücke enthalten und damit diese Basis als autochthon betrachtet werden kann (Schicht 3 in Fig. 3).

Im Gegensatz zu den basalen Sandserien sind die Sande der Schicht 2 im Hangenden wesentlich hellgelber, ebenfalls gut sortiert, jedoch vielfach in einer diskordanten Wechsellagerung abgelagert worden und enthalten verschiedentlich Feinkieslinsen. Die in dieser Schicht 2 ausgebildeten wellenartig auftretenden Feinkiesschmitzen sind wohl als Teile von Windrippel-Formungen zu deuten (Schichtenkomplex 2 in Fig. 3).

An der ebenen bis flachwelligen Oberfläche der näheren Umgebung wird der Sand der Schicht 2 in Muldenpositionen von einem mächtigen Podsol übergriffen. Dieser ist in Kuppenlagen vielfach vollständig, in zugehörigen oberen Hangbereichen oft nur teilweise gekappt und wird hier wie auch in den

Muldenpositionen von einem ca. 30 cm mächtigen A_p -Horizont überdeckt (Schichtenkomplex 1 der Fig. 3).

Als stratigraphische Bezugsbasis dieser Sand- und Bodenabfolgen dienen die humosen und gebleichten, ca. 20 cm mächtigen, mit verschiedenförmigen Ausstülpungen versehenen Sande der Schicht 3, die seit 1982 von mir als Alleröd-Boden erkannt wurde. Das Erscheinungsbild dieses Bodens wurde genauso bereits von DÜCKER & MAARLEVELD (1957: 229) aus Flugsanden bei Elmshorn-Lieth beschrieben und gedeutet. Als morphologische Klimazeugen dienen hier ferner Eiskeilpseudomorphosen, die unmittelbar oberhalb mit einer Keilschulterbreite bis zu wenigen Dezimetern ansetzen, den Alleröd-Boden nebst liegenden Sanden von oben her bis zu einer Tiefe von ca. 50 cm durchgreifen, um sich dann von dort aus als Riß fortzusetzen. Sie sind mindestens an zwei Stellen mit humosem allerödzeitlichem Bodenmaterial verfüllt worden und erklären sich wohl als senkrechte Anschnitte von postal-lerödzeitlichen Eiskeilpolygonen (vgl. hierzu HASSENPFUG 1988: 31). Die zumeist in der Art diskordanter Parallelstrukturen geschichteten hangenden Sande zwischen dem Alleröd-Boden und dem teilweise gekappten Podsol sind geringfügig über den Spalten ein- bzw. nachgesackt und müssen sicherlich hauptsächlich der Jüngerer Dryaszeit (10.800 - 10.300 Jahre B.P.) zugeordnet werden (Schicht 3 der Fig. 3).

Der sie übergreifende Podsol entstand vermutlich im Zusammenhang mit der Wiederbewaldung dieses Raumes seit Beginn des Holozäns ("Loher Boden" i.S. WALTHER 1990). Die diesen Boden in Muldenpositionen überlagernden Flugsande sind - wie auch der nach oben abschließende, teilweise den Podsol in Rücken- und Kuppenpositionen kappende anthropomorphe Boden (A_p -Horizont) - sicherlich anthropogenen Einwirkungen zuzuschreiben. Sie haben, wie das hier mit aller Deutlichkeit ausgewiesen wird, zu einer Einebnung eines ursprünglich wohl flachwelligeren Reliefs geführt (Schichtenkomplex 1 der Fig. 3).

2.2 Grabung: Fuchsbau Südseite (Fig. 2 und 4)

Östlich der Straße Tetenhusen - Hohn, nördlich der Kreuzung mit der Straße Förden - Lohe, liegt am Rande eines freien Feldes an einer Geländekante dicht am Waldrand die Grabung "Fuchsbau Südseite". Der Aufschluß dürfte in den südlichen Rahmenbereich eines Kleinkupsten-Dünengeländes einzuordnen sein (Fig. 1).

Es wurde 50 cm unter der Grubensohle eine unterschiedlich deutliche Bodenbildung aufgegraben und als Alleröd-Boden erkannt. Dieser Horizont war über die gesamte aufgegrabene Aufschlußlänge zu verfolgen und ist seinem Typ nach identisch mit der Alleröd-Bodenbildung aus der Sandgrube Förhrden (Schicht 8 der Fig. 4).

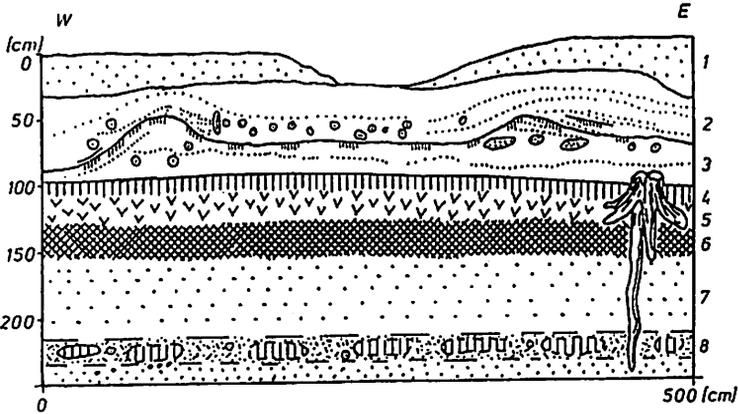


Fig. 4: Aufschluß und Grabung Fuchsbau, Südseite (Legende s. Fig.2; die Zahlen beziehen sich auf den Text).

Über dem Alleröd-Boden liegt mit der Schicht 7 (Fig. 4) eine Flugsanddecke, auf der sich im Holozän ein mächtiger Podsol entwickelt hat (4, 5 und 6 in Fig. 4; "Loher Boden" i.S. WALTHER 1990), dessen A_h -Horizont auf ein Alter von 570 ± 55 Jahren B.P. datiert wurde (Hv 15287). Auf diesem Boden wurde auf der östlichen Seite ein subfossiler Kiefernstubben gefunden. Der relativ frische Erhaltungszustand weist deutlich auf ein recht junges Alter hin (Fig. 4).

Die Deckschicht über dem fossilen Podsol (Schichten 4, 5 und 6 der Fig. 4) besteht aus äolischen Sanden, die mitunter sehr deutlich "Sand-Bulten-Formen" als Reste einer ehemaligen Vegetation erkennen lassen. Dabei werden helle Sande (Schicht 3 der Fig. 4) von solchen vom Horizont 2 durch eine 4 bis 15 cm mächtige humose Grenzschicht getrennt, die z.T. schleierartig aufgehellt, mitunter striemen- und pinselartig erscheint, da offensichtlich humoses,

sandiges Material äolisch verlagert wurde. Die über dem fossilen Podsol (Schichten 4 - 6 der Fig. 4) aufgeschichteten Sande (Schichten 1 - 3 der Fig. 4), die ja von ihrer Oberfläche her betrachtet ein Kleinkupsten-Dünenrelief repräsentieren, sind von ansehnlicher Mächtigkeit (ca. 1 m) und müssen hier wohl sicherlich als anthropogen verursachte Aufwehungen verstanden werden. Aus welchem Anlaß und zu welcher Zeit das geschah, erscheint vorerst noch ungewiß.

2.3 Grabung: Meierei Krummenort (Fig. 2 und 5)

Im Abstand von ca. 50 m südsüdwestwärts der Bundesstraße 77 -- in Höhe der Abfahrt nach Alt-Duvenstedt -- findet sich in der Krummenorter Heide eine 3 - 4 m hohe Längs- oder Strichdüne mit von Westnordwesten nach Ost Südosten gerichtetem Kammverlauf (Fig. 1).

Bei ca. 210 cm unter der heutigen Oberkante der Düne wurde in der Grabung ein umgelagertes Bodensediment erschlossen, was den Alleröd-Bodenresten anderer Aufschlüsse der Umgebung entspricht. Offenbar übergreifen sie präallerödzeitliche äolische Sande.

Darüber liegen gelbe Dünensande, die den Hauptdünenkörper aufbauen, wodurch an dieser Stelle eine echte jungtundrenzeitliche Dünenbildung belegt wird. Auf ihnen hat sich ein ausgereifter, ca. 50 cm mächtiger (von der A_h -Oberkante bis zur B_{fc} -Unterkante gerechnet) Podsol entwickelt ("Loher Boden" i.S. WALTHER 1990). Der C-Übergangs-Bodenbereich (zwischen Unterkante B_{fc} und Substrat) weist Mächtigkeiten bis zu über 1 m auf. Vom Charakter her ist dieser Boden als Humus-Eisen-Podsol mit zwar noch recht deutlich ausgeprägtem A_c - bzw. E Horizont aber weicher Orterde als B-Horizont anzusprechen. Zum Kammbereich hin sind gelegentlich leichte Kappungen im höheren Oberbodenbereich festzustellen. Dieser wird wiederum von dünnen (maximal 40 cm mächtigen) gelben Flugsanden überdeckt, deren Ablagerung mindestens zweimal durch eine Bodenbildung (in der Art von Rankern) unterbrochen war. Zwei äolische Umlagerungsphasen sind durch humose, gestreifte Sande dokumentiert, bevor dann der jüngste A_h -Horizont die Schichtenabfolge nach oben hin abschließt.

Die jungen Flugsandüberwehungen der Dünenmantelbereiche, deren Mächtigkeiten in den Kammhöhen nur wenige Dezimeter betragen, zu den unteren Böschungsabschnitten hin jedoch zu größerer Dicke zunehmend anschwellen, wurden hier sicherlich jeweils anthropogen ausgelöst; doch bleibt vorerst ungewiß, aus welchen Anlässen und zu welchen Zeiten das geschah. Offenbar

wurden aber die Flugsandverwehungen durch Kultivierungsmaßnahmen des Menschen jeweils reaktiviert.

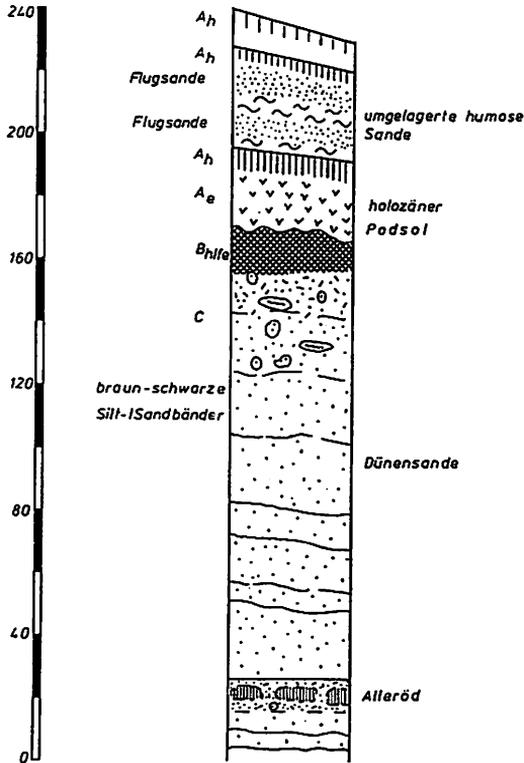


Fig. 5: Grabung Düne Meierei Kruppenort (Legende s. auch Fig. 2).

2.4 Aufschluß: Sandgrube Kruppenort (Fig. 2 und 6).

Etwa 500 m südwestlich der Ortschaft Kruppenort (4 km westlich Alt-Duvenstedt) liegt am südöstlichen Talhang der Sorge die Sandgrube Kruppenort (Fig. 1).

Die Basis der Sandgrube Kruppenort wird von Schmelzwasserbildungen der Weichseleiszeit aufgebaut, die deutlich geschichtet und wechselnd mit schmalen Siltbänken durchzogen sind (Schichten 4 und 5 der Fig. 6). Die Oberkante dieser Sande liegt nach eigenen Bohrbefunden in der Sorgeaue (ca. 1 km

nordöstlich Krummenort) bereits 15 m unter Geländeoberkante (= - 10 m N.N.) (vgl. WALTHER 1990).

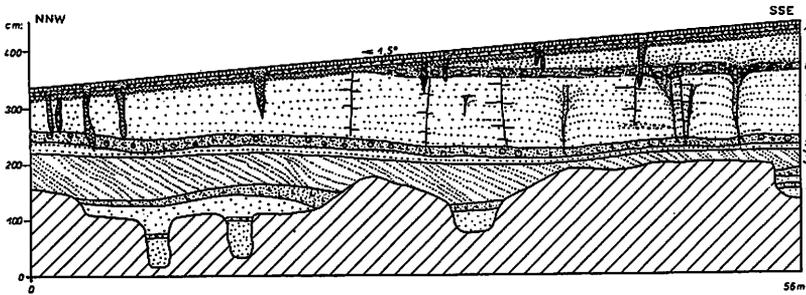


Fig. 6: Mittlerer Nordostwandteil der Sandgrube Krummenort (Legende s. Fig. 2; die Zahlen beziehen sich auf den Text).

Darüber folgen gut geschichtete und sortierte Sande, die deutlich nach Südwesten einfallen. Sie sind von ihrem Sedimentationscharakter als eine Art Deltaschüttung anzusehen (Fig. 6: Schicht 7 und 8). Danach wäre in dieser Zeitphase eine Seebildung in diesem Talbereich anzunehmen.

Darüber liegt mit der Schicht 2 (Fig. 6) ein ca. 15 cm mächtiges, siltiges Sandband, das punktförmige Sesquioxidkonkretionen und eine diffuse Naßbleichung aufweist. Diese Schicht entspricht von ihrem Habitus her einem deutlich entwickelten Löß-Naßboden wie ihn etwa u.a. BIBUS & SEMMEL (1977) für den Mittelrhein, ROHDENBURG & MEYER (1966) für Nordhessen und Südniedersachsen, WALTHER & BROSCHE (1982) und BROSCHE & WALTHER (1991) für Niedersachsen und Hessen sowie SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) für Hessen beschrieben haben. Jedoch ist im Einzelfall nicht die Entscheidung zu treffen, ob es sich hier nicht auch um einen "perma-frost-table" handelt, der sich dann wasserstauend ausgewirkt haben müßte.

Im Hangenden liegen ca. 1,5 m mächtige, ± horizontal geschichtete und gut sortierte, gelbe bis graugelbe Sande (in Fig. 6: Schicht 7). Dieses sicherlich schon den basalen Flugsanddecken zuzurechnende Sedimentpaket ist bisweilen zunächst offenbar syndimentär durch schmale und bis ca. 0,5 m tiefe Sandkeilspalten sowie Frostrisse, dann aber wohl auch (häufiger) postsedimentär durch Sackungsrisse mit geringen Sprunghöhen gestört. An wenigen Stellen

reichen auch breitere und längere Keilspalten im Sinne von Eiskeilpseudomorphosen in diesen Sandkomplex hinein.

Auf diesem Sandpaket ist im gesamten oberen Grubenbereich der Alleröd-Boden in nahezu horizontaler Lagerung zu verfolgen (Fig. 6: Schicht 6). Auch hier weist der Boden seine typische Ausprägung mit bläschen-, finger- und birnenförmigen Ausbuchtungen des humosen Materials, stellenweise aber auch mit Bleichsandflecken und weichen Sesquioxidkonkretionen aus. Der Boden streicht etwa in der Mitte der Ostwand an dem ca. 1,5° einfallenden Hang zur Sorge-Niederung hin aus (Fig. 6) und wurde von I. CLAUSEN in mehreren Aufgrabungen bis dicht an die Straße Alt-Duvenstedt - Kruppenort verfolgt (CLAUSEN & HARTZ 1988). Dort befindet sich dieser Boden etwa auf 10 m N.N., 2 m unterhalb der Geländeoberkante von 12 m N.N.

CLAUSEN & HARTZ (1988) machten im Laufe umfangreicher archäologischer Untersuchungen in den zurückliegenden Jahren unmittelbar auf der Oberfläche des Bodens zahlreiche Artefaktfunde, die sie der Federmessergruppe zurechneten. Die Fundumstände erlauben die Aussage, daß die Artefakte in oder auf einer Vegetationsdecke abgelegt und nachträglich nicht verlagert wurden. Da es offenbar nach heutiger Kenntnis keine typischen Leitwerkzeuge für das Alleröd gibt, können von archäologischer Seite keine eindeutigen Aussagen über das Alter des Bodens gemacht werden (CLAUSEN & HARTZ 1988).

Im Zuge der archäologischen Untersuchungen wurde von CLAUSEN & HARTZ (1988) ferner in einer Fläche von ca. 15 x 20 m ein fossiles Eiskeilpolygonnetz auf der Oberfläche des Allerödbodens freigelegt, auf dessen Bedeutung im Kapitel 3.2 noch näher eingegangen wird.

Über dem Alleröd-Boden folgen farblich deutlich zu unterscheidende, helle, gelbe Flugsande, die bis gegen das südlich angrenzende Dünengebiet zu verfolgen sind und sich dort offenbar mit den Dünensanden verzahnen. Im gesamten Grubenbereich wird über den jüngeren Flugsanden, in nördlichen Grubenteilen hingegen über den tieferliegenden fluvialen Sanden (mit aufgesetztem Alleröd-Boden) und Schmelzwassersanden eine kräftige Podsolbildung festgestellt (Fig. 6: Schicht 1). Sie ist stellenweise geringfügig mit dünnen Sandschmitzen fahnenartig überweht und z.T. in flachen Schwellenregionen im A_h-Horizont gekappt. Dies entspricht den Befunden aus der Sandgrube Föhren.

3. Ergebnisse

3.1 Bedingungen äolisch morphodynamischer Aktivitäten

Was die Ausrichtung der für die Dünen- und Flugsandaufwehungen verantwortlichen Winde anbelangt, so lassen sich vor allem aus den Anordnungen der gefundenen Dünentypen (vgl. Kapitel 1) 2 Windrichtungen ableiten. Maßgeblich wären danach vor allem \pm westliche Winde gewesen, wobei die Sorgeniederung zwischen Tetenhusen - Fördrden und Sorgwohld - Krummenort als Hauptwindgasse fungierte. So finden sich denn auch die größeren Längs- oder Strichdünen beiderseits der Sorgeniederung überwiegend parallelständig dazu. Dadurch, daß in solchen, den Talniederungen einwärts folgenden Hauptwindgassen die Winde weitestgehend kanalisiert waren, ergaben sich gemäß der genaueren Ausrichtungen einzelner Abschnitte in solcher in das Relief eingesenkter Sohlentalniederungen auch vereinzelt Umlenkungen. Das kommt besonders in den vorwiegend von Längs- oder Strichdünen bestimmten Dünenkomplexen nördlich der Sorgeniederung oberhalb Sorgwohld zum Ausdruck, wo sie bis 12,5 m N.N. hoch, nordostwärts verlaufen. Durch den sich über Verengungen mit beckenartigen Ausweitungen wechselnden Talcharakter ist es gelegentlich zu düsenartigen Windauswirkungen gekommen, was ebenfalls im beiderseitig die Talung auf den höheren Flächen begleitenden Dünenrelief zum Ausdruck gelangt; vor allem auch derart, daß hier die faziellen Abfolgen regelhafter, dort aber unregelmäßiger in Erscheinung treten.

Aus der Anordnung besonders der Längs- oder Strichdünen beiderseits der Bundesstraße 77 zwischen Sorgbrück und Ahrenstedt - so vor allem im bis 17,6 m N.N. aufragenden Krummenorter Längsdünenkomplex -- läßt sich dann eine Windrichtung aus Nordwesten bis Westnordwesten herleiten.

Die Wirksamkeiten beider dominanten Windrichtungen lassen sich nur im zeitlichen Nebeneinander möglicherweise jedoch mit unterschiedlichen jahreszeitlichen Ausprägungen verständlich machen, was dadurch belegt werden kann, daß die hier von \pm westlichen, dort aber von nordwestlichen bis westnordwestlichen Winden herumgeführten und akkumulierten Formen in völlig gleiche Zeitabschnitte des Spätglazials zu stellen sind, wenn man einmal von jüngeren und dann größtenteils wohl anthropogen ausgelösten nicht ganz unerheblichen Überformungen absieht.

Im Bezug auf das Liefergebiet der Flug- und Dünenande ist zu sagen, daß hier einerseits die letzteiszeitlich bloßliegenden Schmelzwasserbildungen und Moränensande -- weniger geeignet waren wohl stärker tonige Geschiebeton-

oder Geschiebelehm- bzw. -mergeloberflächen -- der Geesthochflächen in Betracht zu ziehen sind, wobei die zeitweilige Durchfeuchtung durch Regen und schneeige Niederschläge (auch während der Schneeschmelze) im Wechsel mit Austrocknungen und regelhafte Sedimentdurchmischungen eine große Rolle gespielt haben. Unter der Voraussetzung der Sedimentverfrachtungen bei hier nahezu alleiniger Vorherrschaft westlicher bis nordwestlicher Winde dürften dabei die weichseleiszeitlich geprägten Areale dieser Art im Bezug zu meinem Untersuchungsgebiet von nur geringer Bedeutung gewesen sein. Andererseits und hauptsächlich wäre aber wohl hier dann in erster Linie die die weichseleiszeitlichen Schmelzwasser abführende Sorgesohlentung anzuführen.

Weit bedeutsamer als die Windgeschwindigkeit und -stärke sind hingegen die Vegetationsverhältnisse vor allem in den Ablagerungsräumen. So dürften die Dünen mit den sie begleitenden Flugsanddecken sowohl im hier behandelten Gebiet als auch im Hinblick auf die norddeutschen Binnendünen- und Flugsandbereiche schlechthin wohl weitestgehend als Kampfzonen des Windes am Rande von Kältewüsten gegen die im Verlaufe des Spätglazials wieder dorthin vordringende Vegetation zu interpretieren sein. Bestimmter Pflanzenbewuchs im Sinne von Tundrenformationen mit Gräsern und Kräutern selbst bis zum Charakter von Strauch- und Baumtundren hin diene als Sandfänger.

Nur so wird aber auch verständlich, daß im Verlaufe des Spätglazials während bestimmter (wärmerer) Abschnitte Formungsruhe mit Bodenbildung über den Dünen und Flugsanden herrschte, die vorausgehenden und nachfolgenden Zeiten mit starker äolischer Aktivität somit ablösend. Das war sicherlich zur Allerödzeit der Fall, wo hier bereits boreale Wälder existierten, Das war möglicherweise aber auch schon früher während der Bölling- und Meiendorf-Zeit der Fall, wo hier bereits Baum- und Strauchtundren oder zumindest aber dichte Tundren-Steppen existierten.

3.2 Altersstellung

Für die Altersstellung der spätglazialen Flugsanddecken in Schleswig-Holstein haben sich die Vorkommen beim Esinger Moor bei Elmshorn-Lieth als eine Art Richtprofil erwiesen. Hinsichtlich der bio-, litho- und klimastratigraphischen Deutung der dargestellten Profile kann man sich an die Bearbeitungen von MENKE (1970), BOKELMANN, HEINRICH & MENKE (1983) und BOCK, MENKE, STREHL & ZIEMUS (1985) halten. Vor diesem Hintergrund bleibt es zunächst ungeklärt, ob der aus der Sandgrube Föhrden und Krummenort beschriebene naßgebleichte und rostfleckige Schuffhorizont im Liegenden des Alleröd-Bodens einer prä-allerödzeitlichen Wärmeschwankung i.S. eines Meiendorf- oder Bölling-Interstadials zuzuordnen ist.

In meinem Untersuchungsgebiet wurde der Alleröd-Horizont über liegenden fluvialen Sanden in den Sandgruben Föhrden (Fig. 3: Schicht 3) und Krummenort (Fig. 4: Schicht 8) durch einen wenig kryoturbat gestörten Paläoboden ausgewiesen. Die darunter anzutreffenden fluvialen Sande erreichen Mächtigkeiten in der Sandgrube Föhrden bis knapp 2 m, in der Sandgrube Krummenort bis knapp über 1 m. Sichere Anzeichen für einen eingeschalteten Bölling-Horizont gibt es offenbar nicht, möglicherweise könnte aber die auf der Fig. 3 dargestellte Schicht 6 als zeitäquivalent interpretiert werden. Bemerkenswert erscheint, daß sich in diesen Sandfolgen neben Sackungsrissen und lagig auftretenden, schwachen kryoturbat Schichtenstörungen auch mehr oder weniger nach unten verlaufende, schmale und mit Feinsanden verfüllte Spalten finden, die wohl als fossilisierte Frostspalten zu interpretieren sind. Dergestalt würden sie dann als im Aufriß sichtbare Zeugnisse von Sandkeilpolygonen bzw. Frostspaltenmakropolygonen nicht nur auf die Existenz von Dauergefrorenis sondern darüber hinaus auch auf recht trockene, arktisch bis subarktische Klimaverhältnisse während des Zeitablaufes dieser Flugsandanwehungen hindeuten.

In meinem Untersuchungsgebiet wurden die Flugsande der Jüngerer Dryaszeit über einem meist gering kryoturbat gestörten Alleröd-Boden in den hier beschriebenen Aufschlüssen mit unterschiedlichen Mächtigkeiten akkumuliert. CLAUSEN & HARTZ (1988) konnten in der Sandgrube Föhrden ein Großpolygonmuster auf ansehnlicher Fläche in basalen Bereichen und unmittelbar dem Alleröd-Boden aufliegend freilegen. Die netzartigen Einfassungen dieser Großpolygonmuster lassen sich, wo sie senkrecht angeschnitten werden, als an den Keilschultern bis einige Dezimeter breite und bis über 0,5 m tiefe senkrecht bis schräg abwärts projizierte Spaltenverfüllungen ausweisen. Da die Spaltenwandungen schon die Oberkante des Alleröd-Bodens vollständig abschneiden, die Füllmassen den Alleröd-Boden von beiden Wandungen her einwärts mehr oder weniger abwärts verbogen haben und selbst dazu hangend schon basale Teile der postallerödzeitlichen Flugsande beinhalten, kann zweifelsfrei als erwiesen gelten, daß diesen Periglazialerscheinungen eine Zeitstellung vom Alter der Jüngerer Dryaszeit zuzumessen ist. Es können kaum Zweifel darüber bestehen, daß solche Spalten mit ihren Verfüllungen als Eiskeilpseudomorphosen zu interpretieren sind, die ihre Entstehung offenbar im Zusammenhang mit Eiskeilpolygonen der Existenz geschlossener Dauergefrorenis verdanken. Über sie kann ferner erschlossen werden, daß die Flugsandaufwehungen der Jüngerer Dryaszeit hier nicht nur unter zumindest zeitweiligen Dauerfrostboden-Bedingungen, sondern durchaus bei klimatischen Verhältnissen erfolgten, die als arktisch bis subarktisch kalt, zugleich aber auch als humid anzusprechen sind.

Zunächst ist wohl - wie in allen hier besprochenen Aufschlüssen belegt - über den spätglazialen Dünen- und Flugsandfolgen ein voll ausgereifter Waldboden im Sinne eines ansehnlichen Humus-Eisen- bzw. Feucht- oder Orterde-Podsols entwickelt worden, dessen Ausbildung mit Beginn des Holozäns eingesetzt haben dürfte und dessen Klimax-Stadium dann sicherlich schon im Mittelholozän erreicht war. Dieser Boden wurde von mir als "Loher Boden" beschrieben (WALTHER 1990) und ist an zwei Stellen palynologisch bearbeitet und radiometrisch datiert worden (vgl. KAISER, MÜHMEL-HORN & WALTHER 1989). Die holozäne Reaktivierung von wohl mehr oder weniger lokalen Windformungen innerhalb meines gesamten Untersuchungsgebietes (einschließlich zwischengeschalteter und übergreifender Bodenbildungen) muß wohl auf anthropogene Verursachungen zurückzuführen sein, wie dies u.a. ausführlich bei KAISER, WALTHER & MÜHMEL-HORN (im Druck) dargelegt wird.

3.3 Spätglazialer Dauerfrost

Das von CLAUSEN & HARTZ (1988) in der Sandgrube Krummenort aufgedeckte und dem Allerödboden aufgesetzte Polygonmuster ist sicherlich bildungsmäßig den Eiskeilpolygonen zuzurechnen. Dies bezeugen senkrechte Aufgrabungen, die echte Eiskeilpseudomorphosen mit den dazugehörigen Spaltenverfüllungen belegen. Sowohl in der Sandgrube Krummenort als auch in der Sandgrube Föhrden wurde wohl erstmalig für Schleswig-Holstein einwandfrei die Existenz eines Dauerfrostbodens vom Alter der Jüngeren Dryaszeit (ca. 10.800 bis 10.300 B.P.) ausgewiesen, da einerseits die Eiskeilpseudomorphosen eindeutig den dort in oberen Keilbereichen bis an die Keilwandungen herantretende allerödzeitlichen Boden durchgreifen und andererseits zumindest obere Verfüllungen von solchen allerödzeitlichen Bodenbildungen mitbestimmt werden.

Vielfach sind aus solchen Dauergefrorenis anzeigenden, periglazialen Formungshinterlassenschaften durch den Vergleich mit den klimatischen Verhältnissen im rezent-periglazialen Raum Temperatur- bzw. Klimarekonstruktionen für die Zeit ihrer Ausbildung angestellt worden. Für die Jüngere Dryaszeit kann man folgendes wohl annehmen:

1. In Anlehnung an die klimatischen Verhältnisse in den nordamerikanischen Dauerfrostbodeengebieten kann man von einer Approximation kontinuierlicher Dauergefrorenis mit einem Jahresmittel von ca. -7° bis -8° C ausgehen. Die heutigen Jahresmitteltemperaturen in den hier angesprochenen Räumen (Schleswig-Holstein, Niederlande, Neuwieder Becken, Aschersleben/nordöstliches Harzvorland) liegen zwischen knapp 8° C bis über 9° C. Daraus ist eine Temperaturdepression (Jahresmittel) von 15 bis 17° C abzuleiten.

2. Die Julitemperaturmittel an der heutigen polaren Waldgrenze bewegen sich zwischen ca. 9° C und 10° C vom ozeanischen bis zum kontinentaleren Übergangsbereich (Nordnorwegen). Palynologische Untersuchungen in den hier angesprochenen Räumen weisen für die Jüngere Dryaszeit (10.800 - 10.300 Jahre B.P.) überwiegend Baum- und Strauchtundren aus (bestenfalls Waldtundren), die außerhalb der polaren Waldgrenze anzusiedeln sind. Heute sind die hier angesprochenen Räume durch Julitemperaturmittel zwischen knapp 17° C und bis über 19° C gekennzeichnet. Daraus läßt sich eine Depression der Julitemperaturmittel von mindestens 7° C bis 10° C herleiten.

3. Aus den unter 1. und 2. rekonstruierten Temperaturmittelwerten läßt sich offenbar ableiten, daß in den hier angesprochenen Räumen während der Jüngeren Dryaszeit die Jahresschwankungen der Temperatur gegenüber heute erheblich größer waren.

Literatur

BIBUS, E. & A. SEMMEL 1977: Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes. - Geologisches Jahrbuch Hessen, **105**: 141-147; Wiesbaden.

BOCK, W., B. MENKE, E. STREHL & H. ZIEMUS 1985: Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein. - Eiszeitalter und Gegenwart, **35**: 161-180; Hannover.

BOKELMANN, K., D. HEINRICH & B. MENKE 1983: Fundplätze des Spätglazials am Hainholz-Esinger Moor, Kreis Pinneberg. - Offa, **40**: 199-239; Neumünster.

BROSCHE, K.U. & M. WALTHER 1991: Untersuchungen zur Lößstratigraphie und jungpleistozänen Formung in Südniedersachsen und im östlichen Westfalen. - Geographica-Oekologica, **2**: 1-52; Berlin.

CLAUSEN, I & S. HARTZ 1988: Fundplätze des Spätglazials am Sorgetal bei Alt-Duvenstedt (Kreis Rendsburg-Eckernförde/ Schleswig-Holstein. - Offa, **45**: 17-41; Neumünster.

DÜCKER, A. 1958: Geologie (Geologische Karte von Schleswig-Holstein, 1:500 000). - Deutscher Planungsatlas, Bd. Schleswig-Holstein; Kiel.

DÜCKER, A. & G.C. MAARLEVELD 1957: Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und den Niederlanden. - Geologisches Jahrbuch, **73**: 215-234; Hannover.

HASSENPFUG, W. 1988: Polygonmuster auf der Schleswiger Geest. - Geogr. Rundschau, **40** (5): 27-32; Braunschweig.

KAISER, K., H.-P. MÜHMEL-HORN & M. WALTHER 1989: Spätglaziale und holozäne Dünen im Rendsburger Staatsforst beiderseits des mittleren Sorgetales zwischen Tetenhusen/ Föhrden und Krummenort (Schleswig-Holstein). - *Meyniana*, **41**: 97-152; Kiel.

KAISER, K., M. WALTHER & H.-P. MÜHMEL-HORN (im Druck): Verbreitung und klimazeitliche Stellung äolischer Formen im mittleren Sorgebereich (Schleswig-Holstein). - Festschr. zum 60. Geburtstag von ULRICH JUX, Sonderveröff. Geol. Inst.; Köln; darin ausführliche Literatur-Angaben.

MENKE, B. 1970: Ergebnisse der Pollenanalyse zur Pleistozän-Stratigraphie und zur Pliozän/ Pleistozän-Grenze in Schleswig-Holstein. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **21**: 5-21; Öhringen.

ROHDENBURG, H. & B. MEYER 1966: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. - *Mitt. dt. Bodenkdl. Ges.*, **5**: 5-131; Göttingen.

SCHÖNHALS, E., H. ROHDENBURG & A. SEMMEL 1964: Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **15**: 199-206; Öhringen.

STREHL, E. 1986: Zum Verlauf der äußeren Grenze der Weichselvereisung zwischen Owschlag und Nortorf. - *Eiszeitalter und Gegenwart* **36**: 37-41; Hannover.

STREHL, E. & G. TONTSCH 1984: Geol. Karte Schleswig-Holstein 1:25000; Bl. Owschlag. - Kiel.

WALTHER, M. 1989: Jungpleistozäne und frühholozäne geomorphologische und vegetationsgeschichtliche Entwicklung Schwansens (Schleswig-Holstein) zwischen Schlei, Ostsee, Ekkernförder Bucht und westlich angrenzender Vorlandbereiche. - *Habilitations-Schrift*, 295 S., 111 Fig., 10 Tab., 21 Fotos; FU Berlin.

WALTHER, M. 1990: Untersuchungsergebnisse zur jungpleistozänen Landschaftsentwicklung Schwansens (Schleswig-Holstein). - *Berliner Geographische Abhandlungen*, **52**: 1-143; Berlin.

WALTHER, M. & K.U. BROSCHE 1982: Zur Bedeutung der Lößstratigraphie für die Rekonstruktion des jungpleistozänen Klimas im nördlichen Mitteleuropa am Beispiel norddeutscher Lößprofile. - *Ber. naturhist. Ges.*, **125**: 97-159; Hannover.

AKTUELLE ÄOLISCHE MORPHODYNAMIK DER BINNENDÜNEN UND FLUGSANDEBENEN IN DER ALLERNIEDERUNG BEI GIFHORN¹

von Matthias Alisch und Ernst Brunotte

Zusammenfassung

In der Allerniederung bei Gifhorn fanden noch bis vor 100 Jahren erhebliche äolische Umlagerungen statt, da die agrarische Wirtschaftsweise in den weiträumigen Heidegebieten nicht den anstehenden hochgradig verwehungsgefährdeten Flug- und Talsanden angepaßt war. Erst ab 1850-70 erfolgten großflächige Aufforstungen zum Schutz vor Wehsanden. Aktuelle äolische Prozesse sind nur vereinzelt zu beobachten, bilden jedoch weiterhin eine große potentielle Gefahr. So stellen sich Ackerflächen mit Schwarzbrache, nicht rekultivierte Sandgruben und Rodungsflächen, unbefestigte Feldwege, Rodelhänge an Dünen sowie offene Heidegebiete mit erhöhtem touristischen Besucherdruck als aktuelle Deflationsareale dar.

Summary

Late Weichselian and Holocene inland dunes and plains of drifted sand in the Aller valley near Gifhorn (Eastern Lower Saxony) are described with respect to topographic changes caused by man and the actual sources of wind erosion. Up to a hundred years ago, significant relief moulding by wind erosion has occurred in the investigated area as the agricultural land-use in the heath regions had not been adapted to the existing drifted sands and Weichselian river deposits which were highly exposed to drifts. Not until 1850-70 were extensive reafforestations measures have been carried out for the protection against blow sands. Today, aeolic processes occur only occasionally, but they still present a great potential threat. Thus, areas of arable land without vegetation can be depicted as actual deflation areas along with non-recultivated sandpits and clearings, non-reinforced cross-field tracks, toboggan-slopes on dunes, or heath areas with an increased number of hiking tourists.

1. Einführung und Forschungsstand

Seit den grundlegenden Arbeiten von PYRITZ (1972) ist der Zeitraum der Binnendünen-Genese im Niedersächsischen Tiefland über das Spätglazial hinaus bis ins späte Holozän eindeutig bewiesen. Auf den ärmsten Standorten, sprich

¹Dieser Beitrag behandelt einen Teilaspekt einer Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität zu Köln (vgl. ALISCH 1990). Die Studien werden gegenwärtig im Rahmen eines Promotionsvorhabens fortgesetzt.

den Dünen und Flugsandebenen der Geestrücken, Sanderflächen und vor allem der Talsandebenen, führten sehr wahrscheinlich schon die ersten Brandrodungen der Jungsteinzeit zu ökosystemverändernden Abnahmen der Humus- und Stickstoffversorgung der Böden. Dieser einmalige Eingriff reichte bereits aus, um über pedologische Rückkopplungen die Wiederentstehung des flächendeckenden Laubmischwaldes auf mehrere Jahrhunderte bis Jahrtausende hinaus auszuschließen.

In Gebieten anstehender verwehungsfähiger Substrate hatten ab ca. 1000 n. Chr. Waldverwüstung, bäuerlicher Plaggenhieb und unkontrollierte Schafhude den flugsandfixierenden Vegetationsbestand stark degradiert oder zerstört mit der Folge ungehinderter Reaktivierung der Binnendünen und Flugsandebenen. Im 150 km² großen Untersuchungsgebiet westlich der niedersächsischen Kreisstadt Gifhorn (vgl. Fig. 1) fand diese quasinatürliche Oberflächenformung bei den weiträumig anstehenden Flug- und Talsanden ihren katastrophale Höhepunkt im 18. und 19. Jahrhundert. Nach Auswertung archivalischer Urkunden und Karten muß das Ausmaß der Wehsandgefährdung zu dieser Zeit als für die Heidebauern existenzbedrohend eingeschätzt werden (ALISCH 1990).

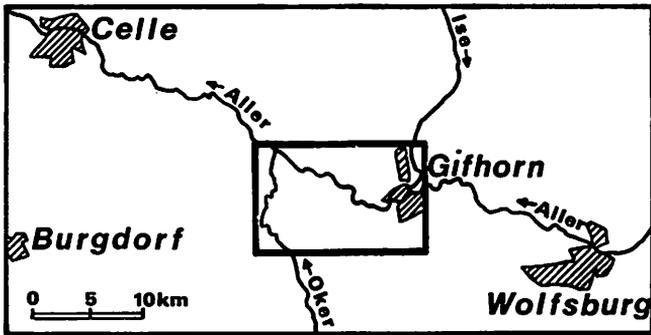


Fig. 1: Lage des Untersuchungsgebietes.

Bohrbefunde an 1200 Dünen des Untersuchungsgebietes vermitteln einen Eindruck vom Umfang der quasinatürlichen Oberflächenformung. Danach wurden ca. 80% der spätglazialen Dünen (Altdünen) und Flugsandebenen übersandet. Die holozänen Dünen (Jungdünen) nehmen mehr als 75% des Dünen-Gesamtbestandes ein. Mächtigkeiten der Jungdünen-sande von über 7 m dokumentieren das erhebliche Ausmaß quasinatürlicher äolischer Morphodynamik. Maximal treten acht Überwehungsphasen auf (vgl. Fig. 2), die

allerdings klein- wie großräumig nicht zu korrelieren sind. Kennzeichen der Bodenprofilrelikte des Aufschlusses "Neueholz" sind Abfolgen von Akkumulationsphasen, die in enge Beziehung zum Rhythmus des Abplaggens der (benachbarten) Heideflächen vergangener Jahrhunderte zu stellen sind. Entscheidende Veränderungen hinsichtlich äolisch-morphodynamischer Aktivitäten erbrachte letztlich erst ein grundlegender Wandel der bäuerlichen Wirtschaftsweise im 19. Jahrhundert. Als Folge von Gemeinheitsteilung, weltwirtschaftlicher Umgestaltungen auf dem (Schaf-)Woll- und Fleischmarkt, der Erfindung des Kunstdüngers durch J. v. LIEBIG sowie der rigorosen preußischen Forstgesetzgebung konnten ab 1850-70 umfangreiche Aufforstungen zum Schutz vor weiteren Verwehungen durchgeführt werden.

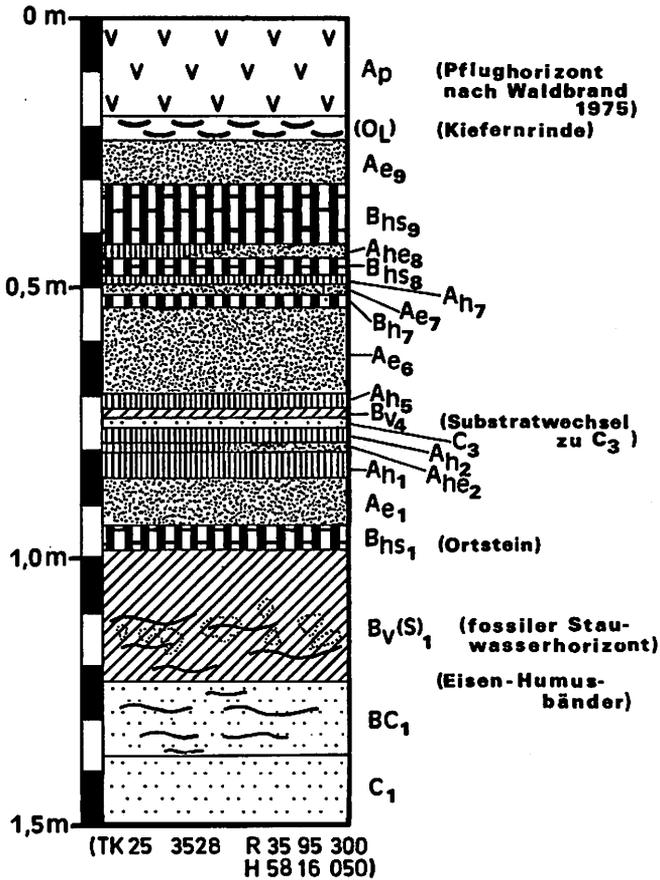


Fig. 2: Aufschlußprofil einer achtfach überwehten Flugsandebene im Gebiet "Neueholz" (SE-Teil des Jagens 373; 9 km westlich Gifhorn).

2. Aktuelle äolische Morphodynamik

Das im einführenden Kapitel aufgezeigte Ausmaß der Sandverwehungen seit dem Mittelalter verdeutlicht das Erosionspotential der in der Gifhorner Allerniederung anstehenden Substrate. Auch gegenwärtig kann im Untersuchungsraum trotz der umfangreichen waldbaulichen Maßnahmen zur Wehsandbekämpfung ab Mitte des 19. Jahrhunderts keineswegs von einer Beseitigung der Deflationsgefahren gesprochen werden. Die Grundvoraussetzungen für umfangreiche Bodenerosionen sind auch weiterhin gegeben, zum einen durch die erosionsanfälligen Fein- und Mittelsande mit ihren geringen Adhäsions- und Kohäsionskräften, zum anderen sind die rezenten klimatischen Einflüsse in Betracht zu ziehen. Mangel an Niederschlägen und heftige Winde in trockenen Frühjahrs- und teils auch Herbstmonaten sind entscheidend für die Auslösung der Winderosion.

Bevorzugt treten Deflationen bei reibungsarmen, d.h. vegetationslosen Ebenen mit großen, freien Anlaufflächen auf. Vegetationslose Äcker und fehlende Windschutzpflanzungen sowie landwirtschaftliche Nutzflächen, bei denen Schwarzbrache vorliegt, die Aussaat noch nicht aufgegangen ist oder die Jungpflanzen noch nicht fest verwurzelt sind, bilden heute mehrheitlich die Gebiete mit den höchsten Verwehungsschäden. Spargelfelder im Westen und Süden des Untersuchungsgebietes sind wegen ihrer spärlichen oder fast völlig fehlenden Vegetationsbedeckung in hohem Maße von Verwehungen betroffen. Anschaulich wird die Reaktion der Sande auf böige Winde alljährlich ab Juni/ Juli auf einer umgebrochenen Erdbeerplantage südlich Gifhorn. Nach entsprechend niederschlagsarmen Phasen steigen aus der dortigen Schwarzbrache ab Windstärke 4 (nach BEAUFORT) helle Schleier auf, die sich zu dunklen Böenwalzen verdichten. Wiederholt sind auf den angrenzenden Flächen, z. T. auch auf der nahen Bundesstraße 4, wenige Millimeter mächtige Sandakkumulationen zu beobachten.

Nach VON GEHRENS (1954, S. 20) Bodenverwehungs-Kartierung Niedersachsens stehen u.a. die Gebiete um Meinersen, Ahnsen und Leiferde (westliches Untersuchungsgebiet) als "ausgeprägte Windnotgebiete nach Umfang und Grad der Verwehungsschäden an erster Stelle". VON GEHRENS Untersuchungen beschreiben vor allem die Nachkriegsjahre 1947-1951 mit sehr hohen Erosionsschäden. RICHTER (1965, S. 29-30) relativiert diese extremen Erscheinungen, verweist aber zugleich auf die nach wie vor bestehende akute Deflationsgefahr. Zwar liegen diese Erhebungen mittlerweile mehr als zwei Jahrzehnte zurück, wurde inzwischen auch von der zuständigen Landwirtschaftskammer Aufklärung betrieben und sind daraufhin einige Windschutzpflanzungen erfolgt, so bleibt dennoch der Untersuchungsraum weiterhin ein hoch gefährdetes Deflationsgebiet.

Bei der Betrachtung der aktuellen äolischen Prozesse ist grundsätzlich festzuhalten, daß die gegenwärtigen Sandverwehungen in ihrer Wirkung nicht denen vergangener Jahrhunderte gleichzusetzen sind. Zur Zeit der Schafhude und des ausgedehnten Plaggenhiebs unterlagen die aus den Heidearealen erwachsenen Wehsandflächen jahrelang, mitunter jahrzehntelang als offene Sandgebiete beständig der Winderosion, wohingegen gegenwärtig die Verwehungen nur punktuell, vor allem auf den Ackerflächen, und lediglich innerhalb der Monate mit erhöhter Trockenheit, gekoppelt mit extremen Windverhältnissen, auftreten. Somit erfolgen rezente Auswehungserscheinungen mehrheitlich in Form von Überwehungen auf. Dünenneubildungen müssen als absolute Ausnahmen bezeichnet werden. An einer in Nutzung befindlichen Sandgrube nordöstlich des Gifhorer Vorortes Neubokel ließen sich allerdings innerhalb dreier Monate im Lee einer dort angeschnittenen Düne rezente initiale Sandakkumulationen von ca. 0,5 bis 1,0 cm ausmachen. Wesentlich umfangreichere aktuelle äolische Prozesse beschreibt PYRITZ (1974) an einer Allerdüne westlich Celle, außerhalb des vorliegenden Untersuchungsgebietes.

Neben vegetationslosen Ackerflächen und Sandgruben treten weitere Deflationsareale in Erscheinung. Von Bedeutung sind insbesondere Rodungsflächen, die noch nicht wiederaufgeforstet worden sind oder deren frische Setzlinge bislang nur ungenügenden Erosionsschutz leisten können. Durch die Rodungsmaßnahmen und das daran anschließende Rücken des Stammholzes, zumeist mit maschineller Unterstützung (Schleppern), werden auch die Vegetationsgesellschaften des Unterwuchses erheblich gestört oder völlig zerstört, was die Gefahr äolischer Erosionen um ein Vielfaches steigert.

Weiterhin fielen unbefestigte Forst- und Wirtschaftswege vornehmlich in weitläufigem Umkreise von Reiterhöfen auf. Die ohnehin weitgehend vegetationslosen Sandwege werden durch das Gewicht der Pferde und die scharfkantigen Hufeisen bis in 10 - 15 cm Tiefe völlig gelockert, der schnellen Austrocknung und der darauf folgenden Verwehung preisgegeben.

An zahlreichen Dünen mit Hangböschungen über 13° zeigten sich außerdem Deflationserscheinungen, die in direktem ursächlichen Zusammenhang mit der Nutzung dieser Erhebungen als winterliche Rodelhänge und Steigungsparcours für Geländewagen, Motorräder oder Fahrräder stehen (z.B. östliche Düne "Im Weilandsmoor"/ Stadtgebiet Gifhorn). Hier vernichtet die rollende Bewegung der Fahrzeugreifen jeden Ansatz eines Pionierbewuchses, der die Wehsande langfristig festlegen könnte.

Offene, vegetationslose Flugsandflächen finden sich aber auch dort, wo Wandärwege einer ausgesprochen intensiven Frequentierung unterliegen. Als Extrembeispiel sei das Naturschutzgebiet (NSG) "Gifhorer Heide" nahe Gifhorn beschrieben. Diese im Naherholungsraum mittlerweile letzte offene Heidefläche mit guter touristischer Anbindung wird an sonnigen Sommer- und

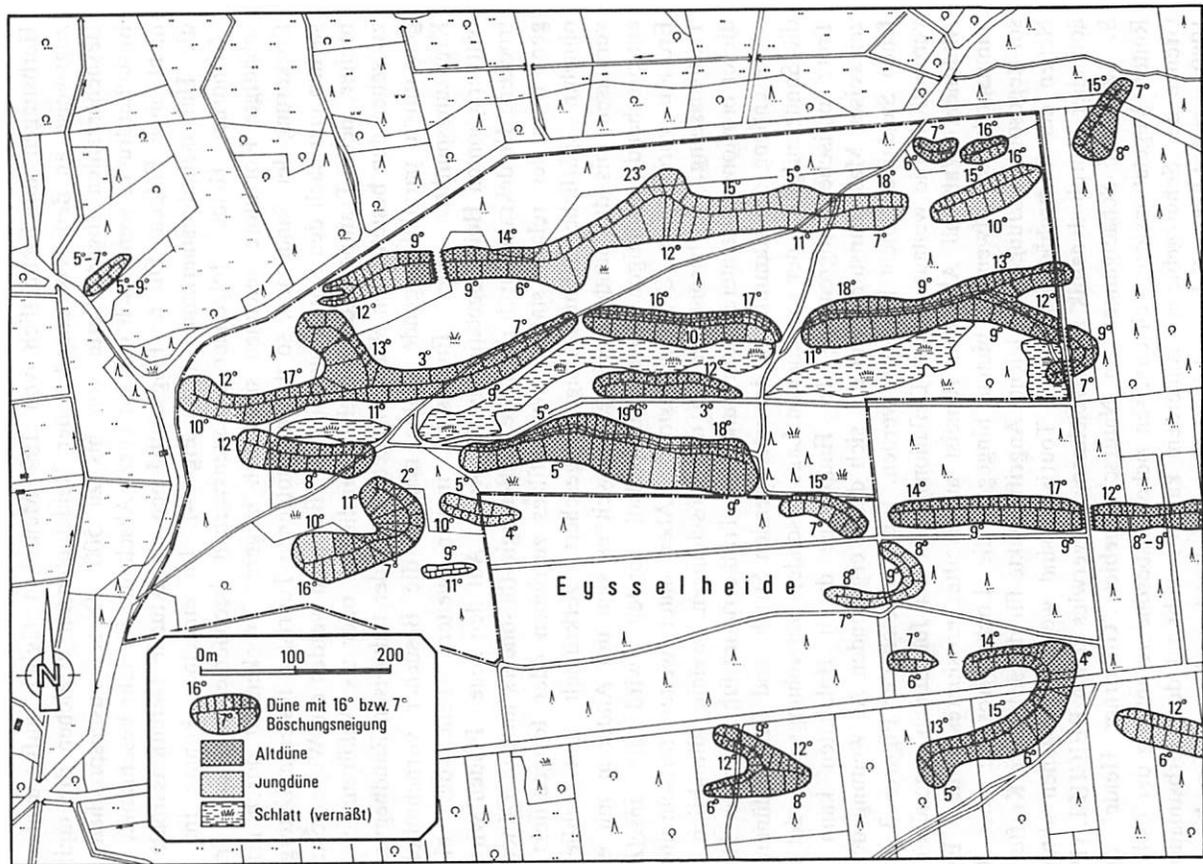


Fig. 3: Physiognomie und Alter der Binnendünen in der Eyselheide bei Gifhorn (einschließlich Naturschutzgebiet "Gifhorne Heide"; 1km westlich Gifhorn).

Herbsttagen durchschnittlich von 100 Menschen täglich aufgesucht. Vorzugsweise an den Wochenenden der Heideblütenzeit erreichen die täglichen Besucherzahlen sogar Werte von bis zu 500. Dieser ausgesprochen hohe Besucherdruck, wenn auch nur auf kurze Abschnitte im Jahr beschränkt, bleibt nicht ohne Folgen. Offene Flugsandflächen als aktuelle Deflationsareale sind die Hauptschadensmerkmale (vgl. Fig. 4). Im einzelnen konnte im NSG "Gifhorner Heide" folgender Schadensverlauf beobachtet werden: Trittschädigte Korridore zeichnen sich nach längerer Trockenheit durch erhöhte Lockerung der Sande aus, so daß nachfolgende Touristen festeren Untergrund suchen und nach den Seiten ausweichen. Hierdurch werden die Wege beständig breiter, neue Trampelpfade entstehen parallel zu oder als Abkürzungen quer zwischen den bestehenden Wanderwegen. Trotz der teilweisen Randbegrenzungen durch parallel liegende Pfähle nehmen die Besucher vornehmlich an Kreuzungspunkten oder Engpässen immer weitere Teile der bislang trittverschonten Heidevegetation in Anspruch. Auf den neuen Pfaden wird das trockene Heidekraut durch die hohe Trittenenergie (besonders an den Dünenhängen) trotz des relativ starken Wurzelfilzes zerrieben oder fortgedrückt, die ohnehin spärliche Humusaufgabe abgeschert, zerkrümelt und schließlich verblasen, bis die Sande freiliegen. Soweit es sich um Altdünen mit einem entsprechend mächtigen Eisenhumuspodsol handelt, wird die ansetzende Erosion vorerst am Ortstein gestoppt. Aber unter weiter fortschreitender Trittbelastung, im besonderen an den Böschungen, weicht allmählich auch dieser erosionsresistentere Untergrund. Die Trittkorridore führen in der Hauptsache entlang der Kammlinien der vorliegenden Strich- und Parabeldünen, wo die Sande aufgrund der exponierten Lage besonders verwehungsgefährdet sind. Trotz optischer Abgrenzung der Hauptwege durch Holzlatten kann dem zeitweisen Massenansturm und der sich damit ergebenden Ausweitung der offenen Sandareale nicht begegnet werden. Ein Vergleich der Figuren 3 und 4 verdeutlicht die weitaus höhere Deflationsgefahr der Jungdünen gegenüber den Altdünen. Während Altdünen zumeist ausgereifte, erosionsresistentere Eisenhumuspodsole aufweisen, bieten hingegen die Lockersyrose oder Podsol-Regosole der Jungdünen leichte Angriffspunkte für die äolischen Kräfte. Neben der Trittschädigung durch Touristen sind weitere Ursachen aktueller äolischer Morphodynamik zu verzeichnen. So verwies schon REICHEL (1977, S. 120) auf Schädigungen im Naturschutzgebiet "Gifhorner Heide" durch Reiter. Vegetationslose Reitschneisen ziehen insbesondere entlang der östlichen Grenze des Schutzgebietes. Außerdem kam es während des Herbstmanövers 1989 zu erheblichen Fahrzeugbewegungen der Bundeswehr auf dem Areal des Naturschutzgebietes.

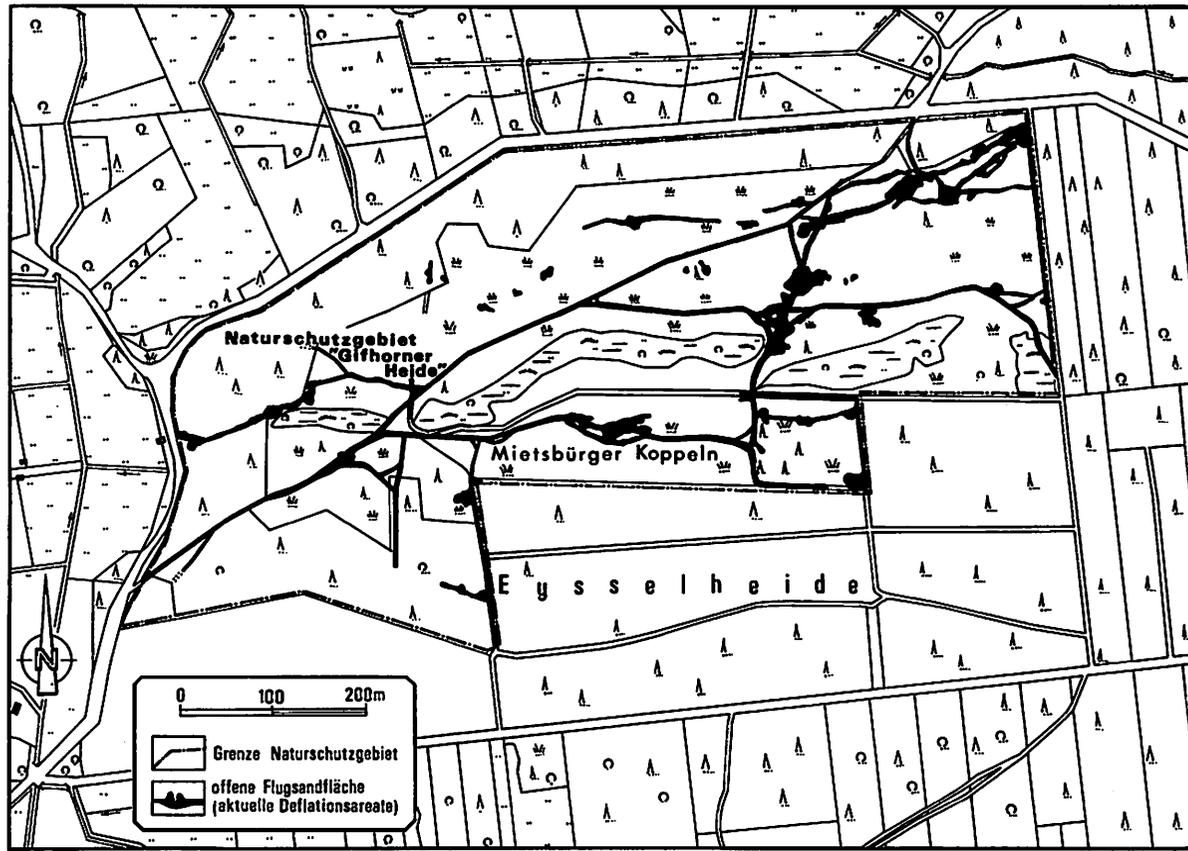


Fig. 4: Offene Flugsandflächen im Naturschutzgebiet "Gifhorner Heide".

Um das aktuelle Deflationspotential in den touristisch genutzten Heideresiduen eines Naturschutzgebietes faßbar machen zu können, wurde die in Figur 4 dokumentierte Kartierung der offenen Flugsandflächen quantifiziert. Das Naturschutzgebiet mit einer Gesamtfläche von rund 32 ha weist ca. 20 ha potentiell trittgefährdete Fläche auf. Aus der Berechnung fielen die Nadelwaldanteile heraus, da diese von den Touristen nur zwecks Zugang zur Heidefläche geringfügig betreten werden; desgleichen entfallen die vermoorten Deflationsmulden (Schlatts) zwischen den Dünen, die die Wanderer aufgrund der Vernässung meiden. Planimetrische Messungen der offenen Sandflächen ergaben schließlich eine Größe von rund 2,2 ha. Damit sind 11% der trittgefährdeten Heidefläche bei der hier angetroffenen hohen touristischen Frequentierung in höchstem Maße aufgrund der dauerhaften Vegetationslosigkeit erosionsgefährdet bzw. bei anhaltender Trockenheit erosionsfähig. Ein Abgleich der in Figur 3 gekennzeichneten potentiellen Auswehungsbereiche mit denen eines Luftbildes aus dem Jahre 1963 verzeichnet eine Erhöhung dieser Flächenanteile um ca. 30% innerhalb von 25 Jahren. Diese Ausweitung kann dem erhöhten touristischen Aufkommen zugeschrieben werden; doch von nicht geringerer Bedeutung ist die eigendynamisch fortschreitende Ausdehnung der offenen Sandflächen durch Überwehung und anschließender Erstickung benachbarter Heidestandorte.

Es bleibt festzuhalten, daß die Sande unter der gegenwärtigen touristischen Nutzung der Heidelandschaft auf immerhin rund 1/10 der Fläche den äolischen Erosionskräften dauerhaft ausgeliefert sind. Für den gegenwärtigen Naturschutzanspruch in den Relikten der historischen Kulturlandschaft Heide ist den konstatierten Schäden die Bedeutung einer erheblichen Gefährdung des bestehenden natur- und kulturwissenschaftlichen Interesses am Erhalt offener Heidelandschaften beizumessen.

3. Resümee

Die Wehsande vergangener Jahrhunderte entstammen gegenüber aktuellen Gegebenheiten weitaus größeren vegetationsfreien Deflationsgebieten. Dennoch darf in Landschaftsplanung und Landwirtschaft auch über 100 Jahre nach der erfolgreichen Heideaufforstung die erhebliche äolische Morphodynamik vergangener Jahrhunderte nicht unberücksichtigt bleiben. Der Trugschluß, die rezenten Reliefformen seien in ihrer Ausprägung auf Dauer irreversible, muß im labilen Ökosystem der Binnendünenlandschaft mit seinem Gefahrenpotential anstehender verwehungsfähiger Substrate zwangsläufig umfangreiche landschaftsökologische und volkswirtschaftliche Schäden zur Folge haben.

Literatur

ALISCH, M.: Landschaftsgenese der Allerniederung bei Gifhorn unter besonderer Berücksichtigung der Binnendünen und Flugsandebenen. Unveröff. Diplomarbeit, Geogr. Inst. Univ. zu Köln. Köln 1990.

GEHREN, R. VON: Die Bodenverwehungen in Niedersachsen 1947-1951. Veröff. Nieders. Amtes f. Landesplanung u. Statistik Bd. G 6. Hannover 1954.

PYRITZ, E.: Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. Göttinger Geogr. Abh. 61. Göttingen 1972.

PYRITZ, E.: Äolische Prozesse an einer Binnendüne im Allertal. In: Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. Folge, 29, S. 219-225. Göttingen 1974.

REICHEL, D.: Naturschutzgebiete, ihre Bedeutung und Probleme dargestellt an Beispielen aus Niedersachsen. Dissertationes Botanicae 42. Vaduz 1977.

RICHTER, G.: Bodenerosion, Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland. Forsch. z. Dt. Landeskunde 153. Bad Godesberg 1965.

JUNGQUARTÄRE LANDSCHAFTS- UND BODENENTWICKLUNG IM CHILENISCHEN ANDENVORLAND ZWISCHEN 27-33°S

von Heinz Veit

Zusammenfassung

Relief- und Bodenentwicklung belegen eine wechselvolle, jungquartäre Landschafts- und Klimageschichte im nordchilenischen Andenvorland zwischen 27-33°S. Eine trocken-kalte Früh- bis Hochkaltzeit mit morphodynamischer Aktivität wird abgelöst durch ein feucht-kühles Spätglazial mit Bodenbildung. Der Übergang Pleistozän-Holozän bringt einen Wechsel zu erhöhter Aridität, die verstärkt während des Früh- bis Mittelholozäns anhält und zu verbreitetem Abtrag der spätglazialen Böden führt. Danach kommt es zur Ablagerung einer Schuttdecke, in der sich im Jungholozän unter etwas feuchteren, semiariden Verhältnissen wieder Böden entwickeln.

Summary

Relief history and soil development in the Andean foreland of northern Chile reflect pluctuations of landscape and climate during the Upper Quaternary. A dry-cold early to full-glacial period, characterized by morphodynamic activity, was succeeded by the humid-cold late-glacial time with soil development. At the Pleistocene-Holocene transition aridity increased and led to widespread soil erosion. These conditions prevailed throughout the Early to Mid-Holocene. At the end of this period, cover sediments were deposited. Under the more humid but semi-arid climate of the Upper Holocene, soils have been developed.

1. Einleitung

Zur jüngeren Landschaftsentwicklung am Südrand der Atacamawüste in Nord-Chile liegen bislang relativ wenige Angaben vor, die sich vor allem auf die marinen Terrassen (Übersicht in PASKOFF 1970, RADTKE 1989) und die Gletscherschwankungen in der Kordillere (Zusammenfassung in PASKOFF 1977, VEIT 1991b) beziehen. Arbeiten zur jungquartären Genese von Relief und Böden und deren paläoklimatischen Aussagewert wurden kaum durchgeführt. So wundert es nicht, daß die Klimageschichte im westlichen Südamerika äußerst kontrovers diskutiert wird. Allein für das letztkaltzeitliche Temperaturminimum (LGTM) um 19.000 B.P. werden für das Untersuchungsgebiet humide (z.B. PASKOFF 1970, HASTENRATH 1971, HEUSSER 1983, 1989) bzw. aride (z.B. MARKGRAF 1989, VEIT 1991a, b) Verhältnisse angenommen. Entsprechend werden sich widersprechende Verlagerungen der Klimagür-

tel für das LGTM daraus abgeleitet. Der folgende Beitrag möchte in einem Überblick die landschaftliche Entwicklung des Kleinen Nordens und deren paläoklimatischen Hintergrund skizzieren.

2. Zum Klima des Untersuchungsgebietes

Zwischen 27-33°S liegt der "Kleine Norden" Chiles (Fig.1). Er ist ein klimatischer Übergangsbereich zwischen dem humideren mediterranen Zentralchile und der vollariden Atacamawüste. Entsprechend nehmen die Niederschläge von rund 400mm bei Valparaiso (33°S) auf 15mm bei Caldera (27°S) ab. Sie fallen

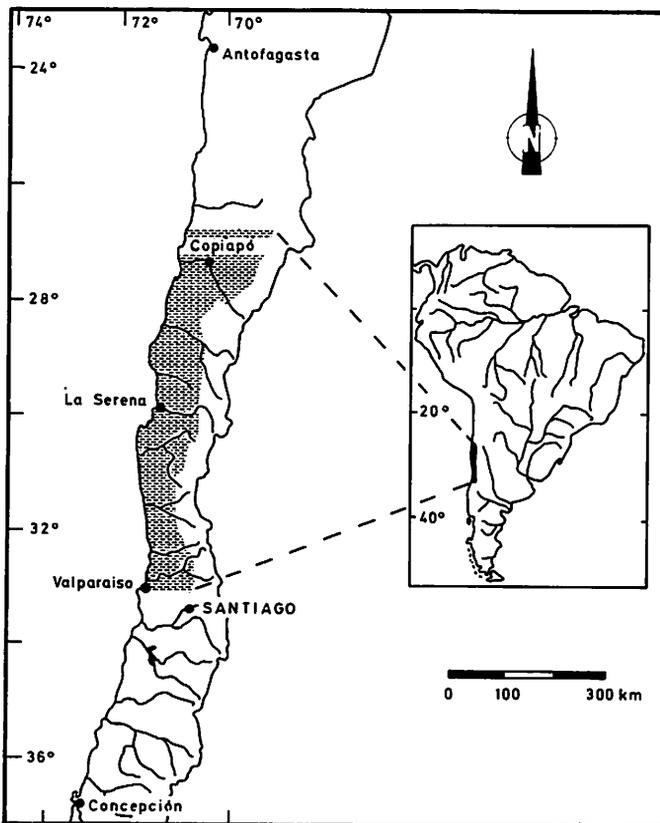


Fig.1: Lage des Untersuchungsgebietes.

ausschließlich als Winterregen und stehen im Zusammenhang mit Ausläufern der Westwindzone, die periodisch nach Norden ausgreifen. Typisch sind die für Trockengebiete starken Schwankungen der Niederschlagsmenge. Starkniederschläge treten in der Regel im Zusammenhang mit "El Niño-Ereignissen" auf. Hier fällt oft in wenigen Stunden mehr als der gesamte langjährige Durchschnitt, während Trockenjahre häufig durch "Anti-Niños" verursacht werden (CAVIEDES & WAYLEN 1991). Der kühle Humboldt-Strom beeinflusst durch seine Wolkendecke und Nebelhäufigkeit einen unterschiedlich breiten Küstenstreifen. Um 30°S beispielsweise stehen 180 Sonnentagen/ Jahr in Küstennähe mehr als 300 Sonnentage im Inland gegenüber (SANTIBANEZ & MERLET 1986). Entsprechend verdoppelt sich in gleicher Richtung die Einstrahlung und die potentielle Verdunstung. Trotz vergleichbarer Niederschlagsmengen resultieren daraus im Inland erheblich aridere Verhältnisse.

3. Böden und Schuttdecken

3.1 Küste und Bergland unterhalb 800m ü.M.

Die vorherrschenden Böden des Untersuchungsgebietes werden in der Literatur beschrieben als Luvisols, Cambisols und Aridisols (FAO-UNESCO 1971), Brown soils, Calcic Brown soils und Lithosols (DIAZ & WRIGHT 1965), sowie als Torriorthents und Camborthids (ALCAYAGA & LUZIO 1986). Die Fig. 2 zeigt schematisch eine typische Abfolge aus dem Kleinen Norden. Gemeinsam ist allen Profilen, daß eine erodierte Parabraunerde aus Gesteinszersatz oder Schuttdeckenmaterial überlagert wird von einer jüngeren Schuttdecke, in der maximal Ah-C-Böden oder schwache Braunerden auftreten. Entwicklungstiefe und Ausbildungsgrad der Parabraunerden nehmen von Süden nach Norden, also entsprechend den heutigen Niederschlagsverhältnissen, ab. Bei karbonathaltigem Ausgangsmaterial schließt sich in der Regel unter dem Bt ein Cc-Horizont an. Nördlich 28°30'S treten Cc-Horizonte zunehmend auch auf primär karbonatfreien Gesteinen auf. Bei 27°S enden die Parabraunerden und werden von Salz- und Natriumböden der Extremwüste abgelöst.

Schon der Ausbildungsgrad der Parabraunerden gibt einen Hinweis darauf, daß sie nicht unter den aktuellen Klimaverhältnissen (15-400mm Niederschlag) gebildet werden. Dies vermuten bereits FUENZALIDA (1951), PASKOFF (1970) und FLORES (1983). Die Böden sind nahezu flächendeckend erodiert. Vollständige Profile treten vereinzelt erst im südlichen Randbereich bei 33°S auf. Den deutlichsten Hinweis auf den fossilen/ reliktschen Charakter der Parabraunerden geben die Schuttdecken im Hangenden (Fig. 2). In ihnen sind

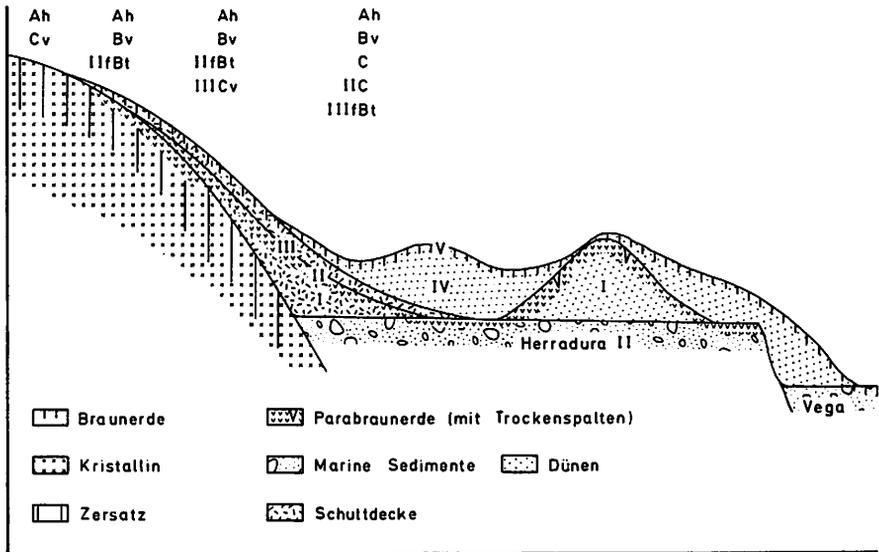


Fig. 2: Schematische Boden- und Sedimentabfolge im Küstenbereich des Kleinen Nordens (Herradura II = marine Terrasse des letzten Interglazials, Vega = marines Holozän, I-V = jungquartäre Phasen, entsprechend Tab. 1).

in der Regel schwache Braunerden, oder, bei stärkerem Einfluß der Küstenebel, schwarzerdeähnliche Böden mit 30-40cm mächtigem Ah-Horizont entwickelt, die an Mächtigkeit und Humusgehalt mit der Höhe zunehmen. Typisch sind sie beispielsweise für die Hochlagen der Küstenkordillere in den "Altos de Talinay" und "Fray Jorge" (30°S, 700-800m ü.M.). In Küstennähe liegt auf der Schuttdecke häufig noch eine Flugsanddecke, die dann das Ausgangsmaterial für die jüngeren Bodenbildungen darstellt. Zwischen Schuttdecken- und Flugsandakkumulation ist keine Bodenbildungsphase repräsentiert.

In reinen Flugsandgebieten verlief die Entwicklung ähnlich Auch hier haben sich Bt-Horizonte entwickelt, die in der Regel stark verfestigt sind. Unterhalb des massiven Bt's treten Ton- Eisen-Bänder bis in mehrere Meter Tiefe auf. Häufig ist der Bt durch tiefe Trockenrisse gegliedert, die mit den schon geschilderten jüngeren Flugsanden verfüllt sind. In diesen sind ebenfalls Braunerden und Ah-C-Böden entwickelt. Bezüglich Schuttdecken- und Bodenbildung kann man also fünf Phasen differenzieren (Tab. 1, Fig. 2).

Tab. 1: Geomorphologische und klimatische Phasengliederung des chilenischen Andenvorlandes zwischen 27-33°S.

Phase	Klima	Beschreibung	Altersstellung
I	arid-semiarid kühl	Schuttdecken, Schwemmfächer	Früh- bis Hochglazial
II	feucht-kühl	Bodenbildung	Spätglazial
III	arid-warm	Bodenerosion, Schuttdecken, Schwemmfächer	Früh- bis Mittelholozän
IV	arid-warm	Dünenbildung in Küstennähe durch relative Meeresspiegel- absenkung	Mittel- bis Jungholozän
V	semiarid-warm	Bodenbildung, zunehmender anthropogener Einfluß	Jungholozän

Auf der, sowohl stratigraphisch wie auch durch ESR-Datierungen, eindeutig in das letzte Interglazial eingestufeten Herradura II - Terrasse (HERM & PASKOFF 1967, PASKOFF 1970, RADTKE 1989, Fig. 2) liegen mächtige Dünen (Phase I). Sie müssen jünger sein und gehören damit sicher in die letzte Kaltzeit, als der Meeresspiegel bis über 100m tiefer lag. Diese Verhältnisse existierten bis einschließlich des LGTM. Danach stieg der Meeresspiegel rasch an. Weder unter diesen Dünen, noch darin eingeschaltet, findet man Hinweise auf Bodenbildungen. Diese setzen erst nach Stabilisierung der Dünen ein (Phase II). Als Maximalalter für die Parabraunerden ist demnach das LGTM anzunehmen. Auf der holozänen Küstenterrasse und auf dem Herradura II - Kliff treten die Parabraunerden nicht auf. Nach Angaben und Datierungen von MONTANÉ (1964) und PASKOFF (1970) lag die Küstenlinie im Mittel- bis Jungholozän im Bereich des Klifffußes: ein Minimalalter für die Parabraunerden. Bedenkt man nun noch die Tatsache, daß die nach dem mittelholozänen Hochstand gebildeten Dünen (Phase IV) bereits stark erodierte und von Schuttdecken überlagerte Bodenprofile vorfanden, so kann man den Zeitraum der Parabraunerde-Bildung auf das Spätglazial begrenzen.

Im südlichen Teil des Arbeitsgebietes, bei 33°S, tragen die Parabraunerden - vor allem in Küstennähe - deutliche Pseudogley-Merkmale. In Mulden gehen sie sogar in Anmoor-Pseudogleye über, die von der jüngeren Schuttdecke (Phase III) überdeckt sind. Bislang liegt erst ein 14C-Datum eines fSwAa-Horizontes vor. Mit 8.065 +/- 205 B.P. (Hv 16.951) ist es relativ jung. Möglicherweise konnten sich südlich 33°S in Depressionen, und unter dem Einfluß der Küstennebel, die spätglazial feuchten Verhältnisse länger halten. Weitere Datierungen hierzu sind in Bearbeitung.

Außerhalb der Dünengebiete sind die Parabraunerden in Schuttdecken entwickelt (Phase I), die häufig auf der letztinterglazialen Herradura II - Terrasse auslaufen. Die Schuttdecken sind damit ebenfalls letzkaltzeitlich und wurden durch die spätglaziale Bodenbildung stabilisiert.

Der starke Bodenabtrag, die jüngere Schuttdeckenbildung und die Entstehung der Trockenrisse (Phase III) auf den jungpleistozänen Dünen erfolgte, wie bereits erwähnt, vor der mittel- bis jungholozänen Meeresregression mit Dünenbildung (Phase IV), und damit im Früh- bis Mittelholozän.

Die Bodenbildungen der Phase V sind auf den jungholozänen Dünen und in den holozänen Schuttdecken vergleichbar. Unter Dünen der Phase V treten sie nie auf. Sie sind also jünger und damit jungholozän. Indianische Kolluvien auf Dünen der Phase V ergaben bislang Maximalalter von 2325 +/- 95 B.P. (Hv 16.950). Die Stabilisierung der Dünen und der Beginn der Bodenbildung liegt also um diesen Zeitpunkt.

3.2 Das Bergland oberhalb 800m ü.M.

Im "Kleinen Norden" steigt das Gelände landeinwärts, d.h. nach Osten zu, sehr schnell an und bildet ein bis zu 2.500m hohes Bergland. Oberhalb 800m ü.M. erfahren Relief und Böden eine Abwandlung der geschilderten Verhältnisse. Nördlich 31°S ist diese Höhenstufe häufig durch ein Muster weißer Flecken an der Oberfläche gekennzeichnet. Es handelt sich um freigelegte Cc-Horizonte der spätglazialen Böden. Im Unterschied zur Höhenstufe unterhalb 800m ü.M. treten hier die Kalkanreicherungen auch auf primär karbonatfreien Gesteinen auf. Reste der B-Horizonte sind nur ausnahmsweise, in besonders geschützten Reliefpositionen, zu finden. Es sind Braunerde-Parabraunerden, die mit der Höhe zunehmend Tonbeläge auf den Aggregatoberflächen aufweisen und Parabraunerde-Charakter annehmen.

Sowohl die verbreitete Kalkkruste, als auch der starke Bodenabtrag in dieser Höhenstufe zeigen, daß im Spätglazial und Holozän diese Höhenstufe durch relativ stärkere Aridität im Vergleich zum Bereich unterhalb 800m ü.M. gekennzeichnet ist. Diese erklärt sich mit der durch den kalten Humboldt-Strom verursachten Inversion in dieser Höhenlage (SANTIBANEZ & MERLET 1986). Unmittelbar oberhalb dieser Inversion nimmt die Aridität durch die größere Wolkenfreiheit, Einstrahlung und Evapotranspiration sprunghaft zu, obwohl die Niederschläge auf gleichem Niveau wie unterhalb davon liegen. Die "Kalkfleckenzone" verschwindet oberhalb 1900m ü.M. Hier sind in zunehmendem Maße die Bt's noch erhalten, so daß die Kalkkrusten nicht an die Oberfläche kommen. Dies ist eine Folge der mit der Höhe zunehmenden Niederschläge und Vegetationsbedeckung.

4. Fluviale Morphodynamik, Schwemmfächer

Einen weiteren Hinweis auf jungquartäre paläökologische Verhältnisse können Schwemmfächer geben, die vor allem in der Küstenkordillere und in den großen Quertälern eine auffallende Erscheinung darstellen. Im südlichen Teil des Arbeitsgebietes sind die Schwemmfächer unter natürlichen Bedingungen weitgehend inaktiv. Ihre Aktivität nimmt nach Norden zu. Dies ist eine Folge der Kombination von sehr spärlicher Vegetationsbedeckung und intensiven Starkregen, worauf schon ABELE (1981) hinweist. Aktualistisch betrachtet ist mit einer Steigerung der Schwemmfächeraktivität außerhalb der Anden in der Vergangenheit zu rechnen, wenn die Vegetation aufgelichtet wurde, gleichzeitig aber Starkregen auftraten, d.h. ökologische Aridität bei Akzentuierung der Niederschläge.

Südlich 30°S sind auf den Schwemmfächern der Küstenkordillere die spätglazialen Parabraunerden verbreitet erhalten. Sie werden nur von der holozänen Schuttedecke überlagert. Die Bildung der Schwemmfächer in den südlichen Abschnitten der Küstenkordillere endete also weitgehend im LGTM. Da viele Schwemmfächer auf der letztinterglazialen marinen Herradura II - Terrasse auslaufen, dürfte ihr Bildungszeitraum große Teile des Jungpleistozäns umfassen.

Nördlich 30°S werden die spätglazialen Bodenbildungen auf den Schwemmfächern immer spärlicher, ein Zeichen für die bis ins Holozän andauernde Aktivität. Dies gilt ebenfalls für küstenferne Bereiche, wo die ökologische Sondersituation der Küstennebel wegfällt. Dadurch ist es trockener und die Vegetationsbedeckung geringer als an der Küste. Entsprechend fehlen

auch hier die spätglazialen Böden bzw. sie sind von jüngeren Sedimenten bedeckt.

Die Schwemmfächer im Bergland treten vor allem dort auf, wo Nebentäler in die großen Quertäler münden, die aus den Hochanden kommen. Bedingt durch diese Reliefsituation kam es während Aktivitätsphasen zum Aufstau des Vorfluters im Haupttal. Feingeschichtete fluviale bis limnische Sedimente mit organischen Ablagerungen ermöglichen eine Datierung dieser Aktivität. Morphodynamische Aktivität der Schwemmfächer hat unterschiedliche Ursachen, je nachdem ob ihr Einzugsgebiet in die Hochkordillere reicht, oder ob es unterhalb rund 3.000m ü.M. endet, weil oberhalb davon praktisch der gesamte Jahresniederschlag als Schnee fällt. Entsprechend reagieren Schwemmfächer mit niedrigem Einzugsgebiet vor allem auf Starkregenereignisse bei geringer Vegetationsbedeckung. Bei hoch reichendem Einzugsgebiet ist die Jahressumme entscheidend, so daß feuchte Jahre zu einer starken Schneeschmelze führen. Je nach Lage und Reliefsituation der Schwemmfächer ist ihre Morphodynamik also unterschiedlich zu interpretieren.

Außerhalb der Kordillere gelang bislang nur die Datierung eines Sedimentkomplexes am Río Copiapó, unterhalb von "Los Loros" (27°44'S). Über mehrere Kilometer zwischen Los Loros und San Antonio wird das Tal von einer rund 25m hohen Terrasse begleitet, die aus feingeschichteten fluvialen bis limnischen Sedimenten besteht. Etwa 2km unterhalb Los Loros münden mehrere Schwemmfächer von beiden Seiten in das Haupttal und haben zum Aufstau geführt. Organisches Material 1m unter der Oberfläche der 25m-Terrasse ergab ein ¹⁴C-Alter von 3.860+/-60 B.P. (Hv 16.675). 6m unter der Oberfläche wurde ein Alter von 5.035+/-95 B.P. (Hv 17.374) erzielt. Dies bedeutet Schwemmfächeraktivität bis 3.800 B.P. Da unter der Probe mit 5.035 B.P. noch 20m Sedimente folgen, erfolgte die Schwemmfächertätigkeit wahrscheinlich vom Früh- bis Mittelholozän. Nach 3.800 B.P. war der aus den Hochanden kommende Río Copiapó in der Lage sich einzutiefen und hat diese Terrasse rund 25m tief zerschnitten. Danach kam es nochmals zur Bildung einer jüngeren 10m-Terrasse, zu der allerdings noch keine Datierungen vorliegen.

Ein Umschwung in der Niederschlagscharakteristik zum Jungholozän ist ja auch durch die einsetzende Bodenbildung angezeigt (Kap. 3).

5. Floristische und faunistische Klimaindikatoren

Aus dem Untersuchungsgebiet liegen Pollenprofile ausschließlich von Küstenstandorten vor und zwar von den Lokalitäten Quereo (31°55'S) und Quintero (32°47'S, VILLAGRAN & VARELA 1990). Demnach erfolgte um 10.000 B.P. ein Wechsel von feuchteren zu deutlich trockeneren Verhältnissen, die bis 3.000 B.P. anhielten. Danach wird es wieder etwas feuchter und semiaride Bedingungen stellen sich ein. Ein Wechsel von äolischer Sandlieferung zu Torfbildungen zeichnet sich im Profil Quereo jedoch schon um 3.800 B.P. ab. Dies stimmt genau mit der beginnenden Zerschneidung der 25m-Terrasse des Río Copiapó überein (vergl. Kap. 4).

Einen weiteren Hinweis auf spätglazial höhere Feuchtigkeit im Untersuchungsgebiet liefern Großsäuger, die entlang der Küste lebten (z.B. in Quereo, NUNEZ et al. 1983) und um 10.000 B.P. ausgestorben sind. 1990 wurde auch im Elqui-Tal bei Las Rojas (29°57'S), ca. 25km von der Küste entfernt, in einer Terrasse des Río Elqui der Kopf eines Mastodonten und weitere Knochen von Großsäugern gefunden. Datierungen hierzu sind in Bearbeitung.

Ein Inland-Pollenprofil liegt von Tagua-Tagua (34°30'S), südlich des Untersuchungsgebietes vor (HEUSSER 1983). Es reicht weiter in die letzte Kaltzeit zurück. Gerade der Informationsgehalt über das LGTM wird aber kontrovers diskutiert. Während HEUSSER (1983, 1989) feuchtere Verhältnisse zu diesem Zeitpunkt und damit eine Nordverschiebung der Westwindzone annimmt, erklärt MARKGRAF (1989) das Pollenspektrum als temperaturbedingte Höhenstufendepression und läßt aufgrund der Untersuchungen von VILLAGRAN (1985, 1988) in Südchile den hochkaltzeitlich verstärkten Einfluß der Westwindzone bei 42°S enden.

6. Zusammenfassung und paläoklimatische Interpretation

Faßt man das oben Gesagte zusammen und stellt es in eine chronologische Reihenfolge, so ergibt sich das in Tab. 1 dargestellte Bild. Zirkulationsdynamische Überlegungen hierzu können bislang nur als Arbeitshypothese und Diskussionsgrundlage verstanden werden.

Phasen mit gesteigerter morphodynamischer Aktivität sind durch Starkregen und schütterere bis fehlende Vegetation charakterisiert. Verstärkte Trockenheit ist

zu erwarten bei höheren Temperaturen mit gesteigerter Verdunstung und/ oder bei einer Intensivierung des Humboldt-Stroms (Anti-Niño).

Im Pleistozän (Phase I) dürfte der intensivierte Humboldt- Strom für gesteigerte Trockenheit verantwortlich sein, wobei aber gelegentlich Starkregen auftraten (El Niño?). Ein stärkerer Einfluß der Westwindzone zu diesem Zeitpunkt, wie er von verschiedenen Autoren postuliert wird (siehe Kap. 1), kann nicht festgestellt werden. Läßt man das Profil Tagua-Tagua wegen seiner kontroversen Interpretation für diesen Abschnitt außer acht (vergl. Kap. 5), so gibt es sichere palynologische Hinweise eines verstärkten Westwindeinflusses zur Zeit des LGTM südlich von 42°S (VILLAGRAN 1985, 1988, 1990). Zu klären bleibt also, wo genau die hochkaltzeitliche Grenze zwischen verstärkter Westwindzirkulation (feucht) und nördlich davon anschließendem Trockengebiet lag. Sie ist in dem Bereich zwischen 33-42°S zu suchen. An Hand von ersten Übersichtsbegehungen des Autors ist - begründet auf die nicht mehr festzustellende letzkaltzeitliche aride Schuttdeckenbildung - diese Grenze auf der Höhe Pichilemu-San Fernando (34°30'S) zu lokalisieren.

Im Spätglazial (Phase II) destabilisiert sich der Humboldt- Strom und die Ausläufer der Westwindzone bringen mehr Niederschlag in den Kleinen Norden, wo bis 27°S Bodenbildung möglich war und verbreitet Großsäuger auftraten.

An der Wende Pleistozän/ Holozän wird es wärmer und trocken, die Großsäuger sterben aus (evtl. beschleunigt durch indianische Jäger) und kräftige Bodenerosion, Schuttdeckenbildung und Schwemmfächeraktivität kennzeichnen das Früh- bis Mittelholozän (Phase III). Nach Untersuchungen in der Hochkor-dillere (VEIT 1991b) fällt in diese Phase das holozäne "Klimaoptimum" mit bis zu 3°C wärmeren Temperaturen, was zu entsprechender Steigerung der Verdunstung, leichter Südverlagerung der Atacama und insgesamt arideren Verhältnissen führt. Die südpazifische Hochdruckzelle lag möglicherweise etwas weiter südlich und verstärkte den Humboldt-Strom, das kalte Auftriebswasser und damit die Aridität. El Niño-Ereignisse brachten auch in dieser Phase Starkregen. Der verstärkte Gegensatz von warmem Festland und kaltem Meerwasser muß zu einer intensiveren Nebelbildung an der Küste geführt haben. Dies würde auch erklären, warum es hier zwar zur Erosion der spätglazialen Böden, nicht aber zu einer Aktivierung der Schwemmfächer - wie weiter im Inland - gekommen ist. Eine nähere Unterteilung dieses Zeitraumes kann bislang nicht durchgeführt werden.

Ab 3.800 B.P. wird es etwas feuchter und semiaride Klimaverhältnisse mit stabileren Hängen und Bodenbildung stellen sich ein.

7. Danksagung

Die Untersuchungen wurden von der Alexander von Humboldt- Stiftung (Bonn, Deutschland) und der Universität von La Serena (Chile) finanziert. Für gemeinsame Geländebegehungen und zahlreiche Hinweise und Diskussionen danke ich Frau Dr. Carolina Villagrán (Universidad de Chile). Herr Prof. Dr. M. Geyh führte freundlicherweise die 14C-Datierungen durch.

Literatur

- ABELE, G. (1981): Trockene Massenbewegungen, Schlammströme und rasche Abflüsse; dominante morphologische Vorgänge in den chilenischen Anden. - Mainzer Geogr. Studien, 23, 102 S.
- ALCAYAGA, S. & W. LUZIO (1986): Clasificación taxonomica de los suelos de regiones desérticas y áridas del norte de Chile. - Soc. Chil. de la Ciencia del suelo, Boletín, 5: 141-144
- CAVIEDES, C. N. & P. R. WAYLEN (1991): Chapters for a climatic history of South America. - Freib. Geogr. Hefte, 23: 149-180
- DIAZ, V. & A. C. WRIGHT (1965): Soils of the arid zones of Chile. FAO Soils Bull., 42, 42 S.
- FAO-UNESCO (1971): Soil map of the world - 1:5.000.000, South America, IV. - 193 S., 2 Ktn., Paris
- FLORES Z., R. (1983): Pedogénesis de cuatro Aridisols en el seco costero de la IV Región de Chile. - Univ. de Chile, Fac. Ciencias Agrarias, Veterinarias y Forestales, 61 S., Santiago
- FUENZALIDA, H. (1951): Pedálferes en el Norte Chico y sus relaciones con relíctos vegetacionales. - Inf. Geogr., 3/4: 62-64
- HASTENRATH, S. L. (1971): On the pleistocene snow-line depression in the arid regions of the South American Andes. - J. Glaciology, 10 (59): 255-267
- HERM, D. & R. PASKOFF (1967): Vorschlag zur Gliederung des marinen Quartärs in Nord- und Mittel-Chile. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 10: 577-588

- HEUSSER, C. J. (1983): Quaternary pollen record from Laguna Tagua Tagua, Chile. - *Science*, 219: 1429-1432
- HEUSSER, C. J. (1989): Southern Westerlies during the Last Glacial Maximum. - *Quat. Res.*, 31: 423-425
- MARKGRAF, V. (1989): Reply to C. J. Heusser's "Southern westerlies during the Last Glacial Maximum". - *Quat. Res.*, 31: 426-432
- MONTANÉ, J. C. (1964): Fechamiento tentativo de las ocupaciones humanas en dos terrazas a lo largo del litoral chileno. - *Arqueología de Chile Central y áreas vecinas*, III. Congreso Int. Arqueología Chilena, III: 109-124
- NUNEZ, A. L. & J. VARELA & R. CASAMIQUELA (1983): Ocupación paleoindio en Quereo: reconstrucción multidisciplinaria en el territorio semi-árido de Chile (IV Región). - *Univ. del Norte, Antofagasta*, 131 S.
- PASKOFF, R. (1970): *Le Chili semi-aride*. - 420 S., Bordeaux
- PASKOFF, R. (1977): Quaternary of Chile: The State of Research. - *Quat. Research*, 8: 2-31
- RADTKE, U. (1989): Marine Terrassen und Korallenriffe - Das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados. - *Düsseldorfer Geogr. Schriften*, 27, 246 S.
- SANTIBANEZ, F. & H. MERLET (1986): *Agroclimatología de la zona pisquera chilena*. - 67 S., La Serena
- VEIT, H. (1991a): Upper Quaternary soil and landscape evolution in the lower Elqui Valley between La Serena and Rivadavia (Chile, 30°S): a guide to the field trip. - in: *Mountain geoecology of the Southern Andes*, Int. workshop, Santiago 21.10.-4.11.1991, *Exkursionsführer* S. 133-162
- VEIT, H. (1991b): Jungquartäre Relief- und Bodenentwicklung in der Hochkordillere im Einzugsgebiet des Río Elqui (Nordchile, 30°S). - *Bamberger Geogr. Schriften*, 11: 81-97
- VEIT, H. (im Druck): Upper Quaternary landscape and climate evolution in the "Norte Chico" (Northern Chile): an overview. - erscheint in: *Mountain Research and Development*
- VEIT, H. & H. STINGL (1991): Landschafts- und Klimageschichte der Ariden Diagonale im Bereich von 27-33°S, unter besonderer Berücksichtigung geomorphologischer und bodenkundlicher Befunde. - in: GARLEFF, K. & F. SCHÄBITZ & H. STINGL & H. VEIT: Jungquartäre Landschaftsentwicklung und Klimageschichte beiderseits der Ariden Diagonale Südamerikas. - *Bamberger Geogr. Schriften*, 11: 359-394

VILLAGRAN, C. (1985): Análisis palinológico de los cambios vegetacionales durante el Tardiglacial y Postglacial en Chiloé, Chile. - Rev. Chil. Hist. Nat., 58: 57-69, Santiago

VILLAGRAN, C. (1988): Expansion of magellanic moorland during the Late Pleistocene: Palynological evidence from northern Isla de Chiloé, Chile. - Quat. Res., 30: 304-314

VILLAGRAN, C. (1990): Glacial climates and their effects on the history of the vegetation of Chile: a synthesis based on palynological evidence from Isla de Chiloé. - Review of Palaeobotany and Palynology, 65: 17-24, Amsterdam

VILLAGRAN, C. & J. VARELA (1990): Palynological evidence for increased aridity on the central Chilean coast during the Holocene. - Quat. Res., 34: 198-207

INTERGLAZIALE ABLAGERUNGEN IN EINER SUBROSIONSENKE BEI WÖLLMARSHAUSEN, SÜDNIEDERSACHSEN

von Karl-Heinz Pörtge und Frank Schäbitz

Zusammenfassung

Die erbohrten ca. 9m mächtigen quartären Sedimente einer vermutlich auf Subrosionsvorgänge im Zechsteinsalinar zurückzuführenden Senke bei Wöllmarshausen (TK 25: Blatt 4526 Gleichen; R³⁵76850 H⁵⁷07360) zeigen in einer Tiefe von 3.90 - 6.35 m eine reiche Pollenführung bei insgesamt guter Pollenerhaltung. Das vorzustellende Pollendiagramm läßt sich grob in vier Diagrammabschnitte (DA) unterteilen, die eine Abfolge kaltzeitlicher (DA1), frühwarmzeitlicher (DA2), warmzeitlicher (DA3) und wieder kaltzeitlicher (DA4) Vegetationsentwicklung zu erkennen geben.

Die zeitliche Einordnung der pollenführenden Sedimente und damit auch die genaue Datierung der geomorphologischen Prozesse der Absenkung bzw. der Verfüllung der Senke werden zur Diskussion gestellt. Die stratigraphische Position und zwei fast gleich alte ¹⁴C-Datierungen von ca. 47.000 Jahren v.h. an der Grenze der DA 3/4 deuten auf ein eemzeitliches Alter der interglazialen Ablagerungen hin. Die oberen Bereiche der warmzeitlichen Pollensequenz scheinen jedoch durch Erosionsprozesse gestört zu sein, so daß die im Diagramm dokumentierte Vegetationsentwicklung nicht vollständig mit den bisher bekannten quartären Interglazialen zu vergleichen ist.

Summary

Drilling at a depth of 3.90-6.35 m, exposed a layer rich in well conserved pollen enclosed in 9 m thick Quarternary sediments, which were deposited in a depression near Wöllmarshausen (TK 25: sheet 4526 Gleichen). The depression presumably originates from processes of subrosion in the Zechstein saliniferous. The following pollen diagram can roughly be divided into four diagram sections (= Diagrammabschnitte - DA). The sequence indicates a glacial (DA 1), an early interglacial (DA 2), an interglacial (DA 3) and again a glacial (DA 4) period of the development of vegetation.

The sedimentation period of the layer containing pollen and the exact timing of the geomorphological processes which led to the development of the depression or its filling are to be discussed. The stratigraphical position and two almost corresponding datings of about 47,00 years B.P., according the ¹⁴C method between the layers DA 3/4 indicate an interglacial deposition during the Eemian stage. The upper parts of the pollen sequence of interglacial episodes seem to have been disturbed by processes of erosion. Thus the vegetation development shown in the diagram cannot be completely compared with the present-day knowledge of Quarternary interglacial periods.

Einführung und Fragestellung

Das vom Zechsteinsalinär unterlagerte Eichsfeld in Südostniedersachsen ist gekennzeichnet durch subrosiv entstandene Becken und Senken (Hempel 1956), in denen häufig gut erhaltene quartäre Sedimentserien seit längerem Anlaß für paläoökologische Untersuchungen bieten (Steinberg 1944; Chanda 1962; Willerding 1971; Borg 1983, 1985; Chen 1988; Ricken & Grüger 1988). Pollenanalytische Arbeiten befassen sich insbesondere mit dem Profil von Bilshausen, das interglaziale Ablagerungen aus der Cromerzeit enthält (Lüttig & Rein 1954; Chanda 1962; Averdiek & von der Brelie 1963; Müller 1965). Das in diesem Beitrag vorzustellende Quartärprofil stammt aus dem westlichen Teil des Unter-Eichsfeldes (Fig. 1). Es wurde in einer flachen Senke zwischen den Orten Wöllmarshausen, Rittmarshausen und Sattenhausen erbohrt (TK 25: Blatt 4526 Gleichen; R 3576850 H 5707360; 225 m NN). Diese vermutlich ebenfalls auf Subrosionsvorgänge zurückzuführende ca. 3 km² große, schalenförmige Hohlform ist nach Untersuchungen von Pörtge (1979), der mehrere Querprofile mit Linnemann-Gestänge abbohrte, im mittleren Bundsandstein (sm1) ausgebildet und mit maximal bis zu 12 m mächtigen Lockersedimenten erfüllt (Fig. 2). Die Bohrprofile durchteuften an den Hängen der Senke zwischen 5 und 3 m Tiefe mehrmals geringmächtige Torfschichten, die zunächst von Prof. Dr. E. Grüger (Göttingen) auf ihren Pollengehalt hin

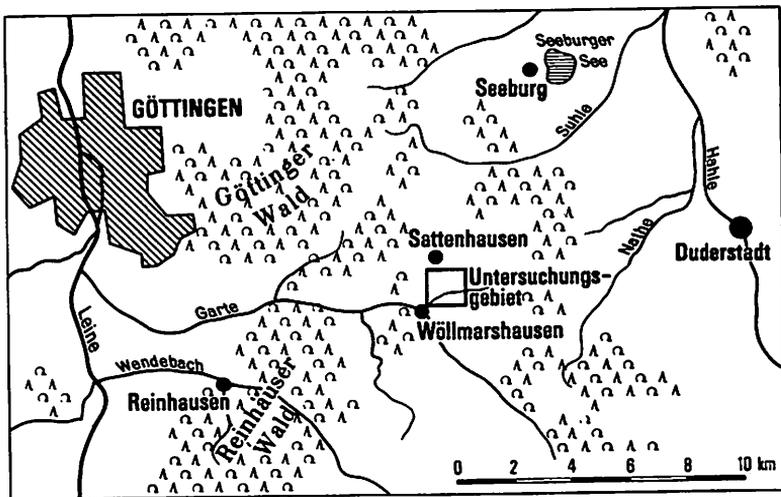


Fig. 1: Lage des Untersuchungsgebietes.

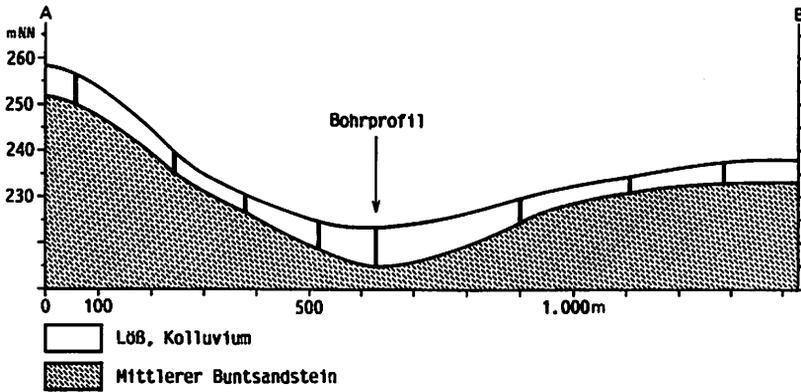
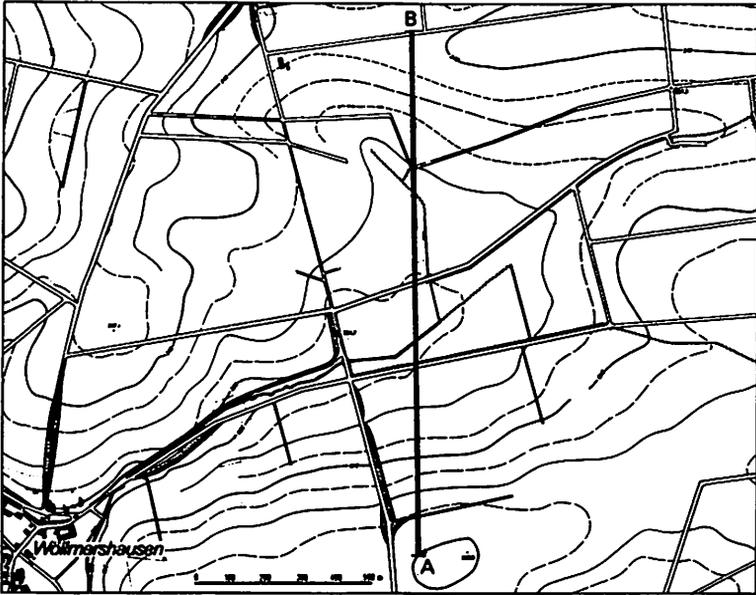


Fig. 2: Profil durch die Senke von Wöllmarshausen.

untersucht wurden. Er ordnete die nur lückenhaft vorliegenden Proben Interstadialen der letzten Kaltzeit zu (Pörtge 1979). Schluffige Torflagen, die im Senkentieftsten zwischen 35 und 280 cm unter Flur anstehen, konnte er darüber-

hinaus mit Hilfe der Pollenanalyse als eindeutig holozän einstufen (Pörtge 1979).

Im Jahr 1988 wurden die Arbeiten in der Senke mit dem Ziel wieder aufgenommen, die paläoökologischen Veränderungen der Hohlform mittels sedimentologischer und palynologischer Analysen genauer zu untersuchen. Dabei stand die Frage, ob es mittels der Pollenanalyse der älteren Torfschichten möglich ist, die Entwicklungsgeschichte der Subrosionssenke zeitlich enger einzuzugrenzen und ob die Torfe Interstadialen oder Interglazialen zuzuordnen sind, im Vordergrund. Zu diesem Zweck wurde versucht ein lückenloses Bohrprofil aus dem unteren Hangbereich der Senke zu gewinnen, das die älteren Torfschichten möglichst komplett erfaßt.

Methodik

Ein solches Profil wurde schließlich am unteren nördlichen Hang der Senke erbohrt (Fig. 2), bzw. im oberen Teil bis auf ca. 200 cm Tiefe aufgegraben. Die Bohrung wurde zunächst mittels Schneckenbohrer und ab 5 m Tiefe mit dem Linnemann-Gestänge durchgeführt. Die Proben wurden vor Ort einzeln verpackt, die aus dem Schneckenbohrer in 3 cm Intervallen, die aus der Linnemann-Sonde als 5 cm Mischproben. Für die Pollenanalysen wurden die Proben nach den gängigen Verfahren mit HCl, KOH, HF und Acetolysegemisch behandelt. Die Korngrößenanalysen wurden mit Hilfe der KÖHN-Pipettiermethode durchgeführt, der Kalkgehalt konnte mit dem SCHEIBLER-Verfahren ermittelt werden und über die Bestimmung des Glühverlusts wurde der Humusgehalt errechnet. Insgesamt wurden zwei Radiokarbondatierungen durchgeführt, eine Mischprobe stammt aus 410-440 cm (Hv16087)¹, die andere aus 415-420 cm Tiefe (UZ2468-ETH4571)². Die Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen zeigt Fig. 4, das Pollenprofil mit den Datierungen ist in Fig. 3 dargestellt. Im Pollendiagramm

¹Für die Datierung möchten wir uns bei Herrn M.A. Gey vom Niedersächsischen Amt für Bodenforschung bedanken.

²Die für die Altersbestimmung erforderliche Präparierung und Aufbereitung des Probenmaterials erfolgte im Radiokarbonlabor des Geographischen Instituts der Universität Zürich (GIUZ). Die anschließende Datierung wurde mittels der AMS-Technik (accelerator mass spectrometry) auf dem Tandem-Beschleuniger des IMP (Institut für Mittelenergiephysik) der ETH-Hönggerberg durchgeführt. Den beteiligten Wissenschaftlern sei an dieser Stelle ebenfalls gedankt.

beziehen sich die einzeln aufgeführten Prozentwerte der verschiedenen Gehölzarten auf die Summe der Baumpollen.

Ergebnisse

Die quartären Sedimente zeigen eine vorwiegend schluffige Zusammensetzung mit deutlich wechselndem Carbonat- und Humusgehalt. In 4 m Tiefe liegt ein nur etwa 50 cm mächtiger Torf, dessen obere Abschnitte noch schluffig-tonige, zum Teil auch sandige Mineralbeimengungen enthalten. Das Torfband lagert auf einem bis in 6,35 m Tiefe reichenden, sehr stark humosen Schluff. Nur diese beiden Sequenzen sind stark pollenführend bei einer ausgezeichneten Pollenerhaltung und wurden deshalb palynologisch bearbeitet.

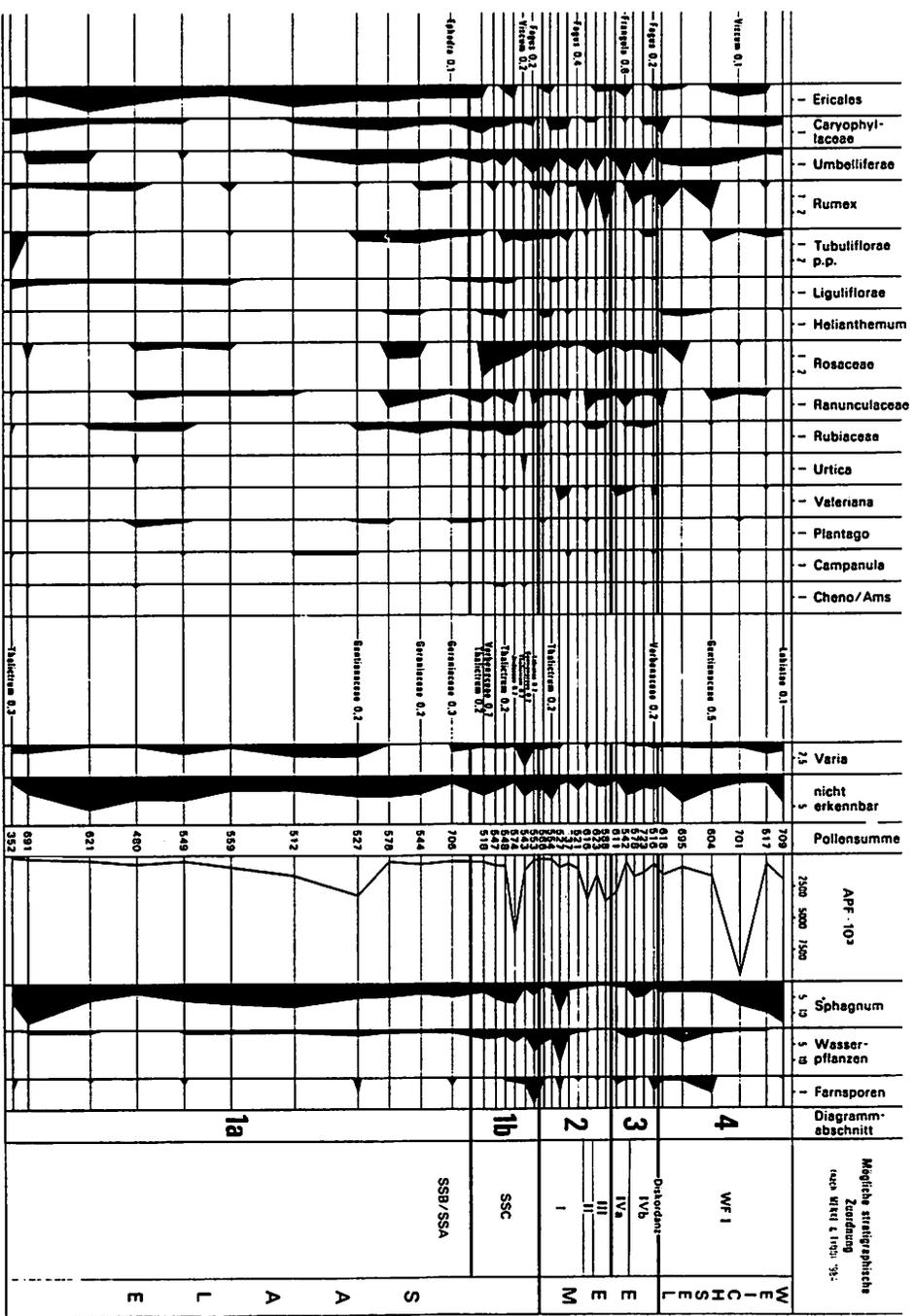
Im Liegenden dieser Sedimentabfolge schließt sich zunächst ein fast kalkfreier, toniger, zur Basis hin immer sandreicher werdender Schluff an. Ab ca. 860 cm folgt verwitterter Buntsandstein (sml).

Im Hangenden der pollenhaltigen Sedimente liegt dagegen ein stark toniger, fast kalkfreier Schluff, der ab ca. 260 cm in stark kalkhaltigen, weniger tonigen Schluff übergeht. Oberhalb und unterhalb des Laacher-See Tuffbandes (120 cm Tiefe), dessen Identifizierung dankenswerterweise durch Prof. Nitsch (Mineralogisches Institut Universität Göttingen) durchgeführt wurde, folgt wieder kalkarmer, etwas tonreicher Schluff. Über den ersten Meter mit einem holozänen Kolluvium liegen bisher noch keine Analysedaten vor.

Das Pollendiagramm läßt sich grob in vier Diagrammabschnitte (DA 1 - DA 4) unterteilen. Der Diagrammabschnitt 1 (6,35 - 4,65 m, Probennr. 69 - 34) ist geprägt durch relativ hohe Nichtbaumpollenwerte (NBP ca. 30-40%), unter denen insbesondere Gramineae vorherrschen. Bei den Gehölzen dominieren weitgehend Kiefern und Birken. Auch der Pollengehalt der Fichte erreicht stellenweise bis zu 10%. Die Kurven des Ericaceen- und des Salix-Pollens sind bis kurz vor dem Ende dieses Abschnitts geschlossen. Auffallend ist weiterhin der durchgängig vorhandene Juniperus-Pollen, der im DA 1b maximale Werte erreicht. In dieser Phase taucht auch Larix-Pollen auf, der synchron mit den Juniperus-Werten kulminiert. Das Ende dieses Abschnitts wird an das Abreißen der Juniperus-Kurve gelegt.

Bei nun höherem Baumpollengehalt (BP) im DA 2 (4,65 - 4,43 m, 33 - 25) kommt es zunächst zum Anstieg der Betula-, später auch der Pinus-Pollenanteile. Kurz danach nehmen zunächst der Corylus- und dann der Quercus-Pollengehalt zu. Die Larix-Pollenkurve endet in diesem Diagrammabschnitt.

Fig. 3: "Pollenprofil" Wöllmarshausen (siehe folgende Seiten).



Mögliche stratigraphische Zuordnung nach Mittel & Ingh. '91:

Diagnostik

Farnsporen

Wasser-pflanzen

Sphagnum

APF-10²

Pollensumme

nicht erkennbar

Varia

Cheno/Ams

Campanula

Plantago

Valeriana

Urtica

Rubiaceae

Ranunculaceae

Rosaceae

Helianthemum

Liguliflorae

Tubuliflorae p.p.

Rumex

Umbelliferae

Caryophyllaceae

Ericales

WF I

4

3

2

1b

1a

SSB/SSA

S

A

A

L

E

M

E

E

L

S

SSB/SSA

1b

1a

SSB/SSA

S

A

A

L

E

M

E

L

S

SSB/SSA

1b

1a

SSB/SSA

S

A

A

L

E

709

617

701

604

695

618

739

629

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

611

Tabularum 0.1

Geraniaceae 0.5

Urticaceae 0.2

Valeriana 0.2

Thalictrum 0.2

Geraniaceae 0.2

Urticaceae 0.2

Valeriana 0.2

Thalictrum 0.2

Tabularum 0.1

Geraniaceae 0.5

Urticaceae 0.2

Valeriana 0.2

Thalictrum 0.2

Figur 0.1

Figur 0.2

Figur 0.3

Figur 0.4

Figur 0.5

Figur 0.6

Figur 0.7

Figur 0.8

Figur 0.9

Figur 1.0

Figur 1.1

Figur 1.2

Figur 1.3

Figur 1.4

Figur 1.5

Figur 1.6

Figur 1.7

Figur 1.8

Figur 1.9

Figur 2.0

Figur 2.1

Figur 2.2

Figur 2.3

Figur 2.4

Figur 2.5

Figur 2.6

Figur 2.7

Figur 2.8

Figur 2.9

Figur 3.0

Figur 3.1

Figur 3.2

Figur 3.3

Figur 3.4

Figur 3.5

Figur 3.6

Figur 3.7

Figur 3.8

Figur 3.9

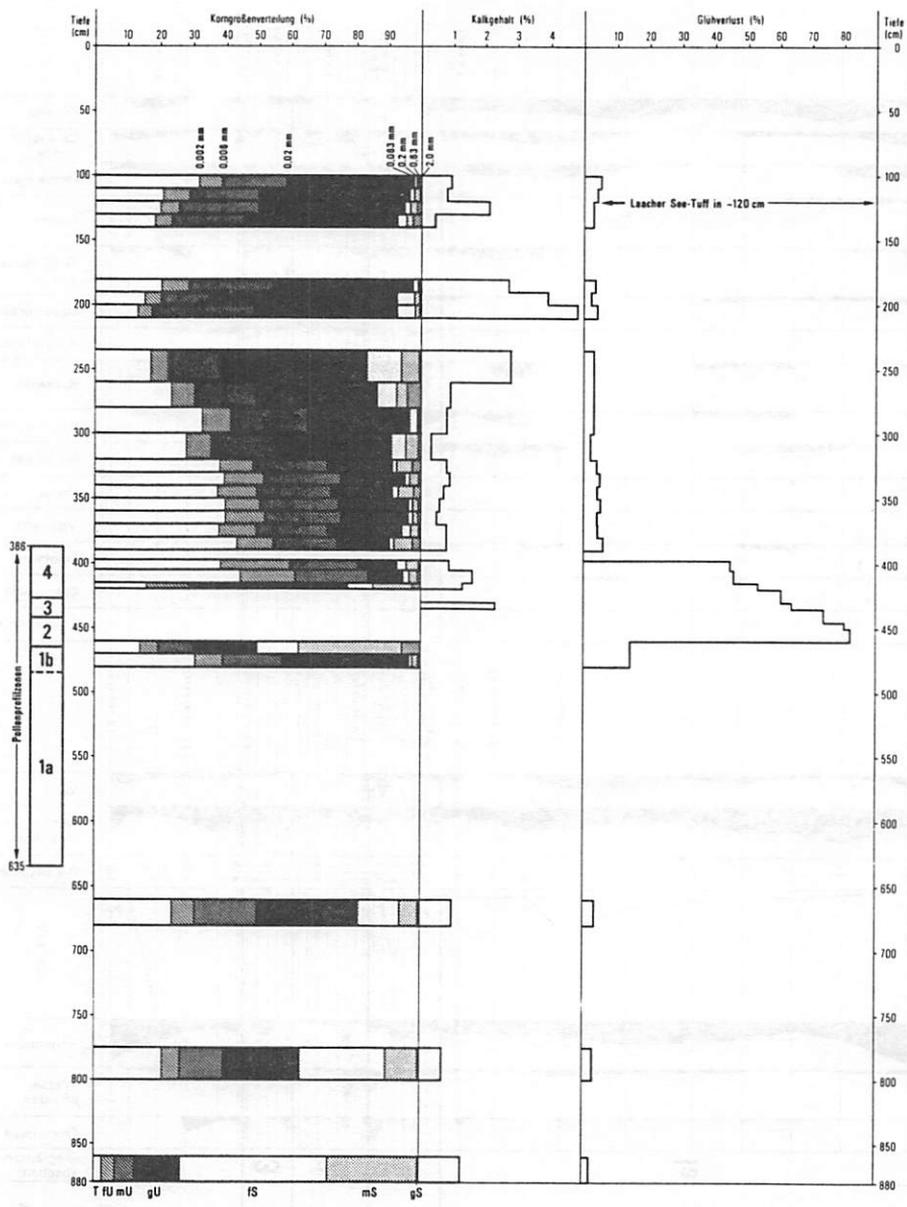


Fig. 4: Korngrößenverteilung, Kalkgehalt und Glühverlust der Bohrung Wöllmarshausen.

Im DA 3 (4,43 - 4,27 m, 24 - 20) kulminieren die BP-Werte anfänglich auf über 90%, wobei Eiche und Haselnuß dominieren. Auch die Tilia-, Ulmus-, Fraxinus-, Alnus- und Abies-Anteile erreichen in diesem Abschnitt Maximalbeträge. Carpinus-Pollen tritt etwas häufiger auf als im DA 2.

Der oberste Diagrammabschnitt (DA 4, 4,27 - 3,87 m, 18 - 1) ist wie der unterste gekennzeichnet durch hohe NBP-Gehalte von über 40%, die in erster Linie durch einen steigenden Süßgräser-Pollenanteil verursacht werden. Auch Artemisia-Pollen erreicht relativ große Anteile an der Gesamtsumme. Unter den Baumpollenkörnern herrschen besonders Betula und Pinus vor, auch Alnus ist noch stark vertreten. Der Gehalt an Eichen- und Corylus-Pollen geht dagegen abrupt zurück, was zusammen mit den sedimentologischen Befunden auf eine Diskordanz im Profil hindeutet.

Diskussion

Im Pollenprofil von Wöllmarshausen wird eine Abfolge kaltzeitlicher, frühwarmzeitlicher, warmzeitlicher und wieder kaltzeitlicher Vegetationsentwicklung deutlich, die sich aufgrund der nur unvollständig erhaltenen warmzeitlichen Vegetationsabfolge und einiger Besonderheiten in den Pollenspektren mit den bisher bekannten quartären Interglazialen in Mitteleuropa nicht einfach vergleichen läßt. Daß es sich aber um interglaziale und nicht nur um interstadiale Ablagerungen handelt, ist durch die beschriebene Vegetationssequenz mit großer Sicherheit anzunehmen. Welches Interstadial (vgl. Behre 1989 und dort zitierte Literatur) weist denn auch schon Eichenanteile bis zu 30% auf?

Der DA 1 repräsentiert aufgrund seiner Pollenzusammensetzung kaltzeitliche Klimabedingungen mit vereinzelt, lockeren Kiefern- und Birkenbeständen in der Umgebung der Wöllmarshausener Senke, während im Senkentiefsten wohl ein schütter mit Erlen beständenes Anmoor ausgebildet war. Der durchgängig im DA 1 vorhandene Pollen wärmeliebender Gehölze, hier fallen insbesondere die geschlossenen Kurven für Eiche, Linde und Hainbuche auf, lassen sich im Zusammenhang mit den sedimentologischen Befunden nur durch Verlagerungen warmzeitlicher (Boden-?) Materialien aus höher gelegenen Hangbereichen erklären. Vermutlich ist ein großer Teil des Kiefern-Pollens mittels Ferntransport angeliefert worden, was durch die grundsätzlich niedrigen Pollenkonzentrationswerte (APF) im DA 1, speziell im DA 1a, demonstriert wird. Nur zweimal sind recht hohe APF-Gehalte zu verzeichnen, die jedesmal mit einem Anstieg der Betula-Werte einhergehen. Ob als Ursache eine überreiche Pollenproduktion der Birken oder eine klimatische Veränderung angenommen werden darf, ist nicht zu entscheiden. Zumindest für den DA 1b sprechen die

Pollenspektren mit einsetzender Larix-Kurve und maximalem Juniperus-Gehalt für einen leichten Temperaturanstieg im Übergang der Kalt- zur Warmzeit.

Der DA 2 kennzeichnet frühwarmzeitliche Klimabedingungen, mit einsetzendem Torfwachstum und einer typischen Einwanderungsfolge von Betula über Pinus zu Corylus und Quercus. Dabei ist bemerkenswert, daß die Haselnuß und die Eiche beinahe synchron auftreten.

Im DA 3 herrschen dann warmzeitliche Klimaverhältnisse vor unter denen sich ein wärmeliebender Eichenwald einstellt, der durch hohe Corylus-Werte charakterisiert wird. Im Unterschied zur Ulme treten Tilia und Fraxinus in diesem Wald viel häufiger auf. Auf dem vermoorten Senkenboden stockt vermutlich ein Erlenbestand.

Der oberste DA 4 zeigt eine Pollenzusammensetzung, die wieder glazialem Klima entspricht, mit hohem NBP-Gehalt in einer Birken- und Kieferntundra. Der kurzfristig höhere Gehalt an Quercus- und später auch an Corylus-Pollen, sowie der fast durchgängig recht hohe Tilia-Anteil ist wohl durch Abtragungsprozesse in oberen Hangbereichen der Senke zu erklären.

Es stellt sich nun die Frage, welches Alter die quartären Sedimente, insbesondere die pollenführenden Sequenzen im Profil Wöllmarshausen haben.

Unter dem noch nicht durch Analysedaten erfaßten Kolluvium (0-1 m), dessen untere Teile deutliche Spuren von Vergleyung zeigen, folgt von 100 bis ca. 140 cm Tiefe ein ebenfalls hydromorph beeinflusstes, entkalktes, lößartiges Sediment, das zwischen 120-130 cm eine sekundäre Kalkanreicherung und das Laacher-See Tuffband aufweist. Durch diese Zeitmarke ist der liegende, bis in eine Tiefe von 260 cm stark kalkhaltige Löß dem Jungwürm zuzuordnen. Auffällig ist der recht hohe Sandanteil in den basalen Teilen dieses Lößpakets (240-260 cm), was auf Umlagerungen zu Beginn der Lößakkumulation hindeutet.

Im Liegenden schließt sich bis in den oberen Bereich der pollenführenden Sedimente hinein ein von höheren Hangbereichen stammendes, kaltzeitlich umgelagertes Bodenmaterial an, dessen basale Lagen aus dem Eem stammen könnten. Dafür spricht auch der im Sediment des DA 4 auftretende Pollen thermophiler Baumarten in Kombination mit kaltzeitlichen Kräutern. Die beiden aus diesem Bereich stammenden Radiokarbondatierungen von etwa 47ka vor heute stellen sehr wahrscheinlich nur ein Minimalalter der obersten Torflagen dar.

Die interglaziale Vegetationsentwicklung, die sich im Pollendiagramm widerspiegelt, ist aufgrund der fehlenden Endphase und des anfänglich noch umgelagerten Materials nicht eindeutig in eine bisher bekannte Abfolge quartärer Warmzeiten einzuordnen. Aufgrund der stratigraphischen Position, der fast gleichzeitigen Ausbreitung der Eiche und der Hasel sowie den zunächst relativ

hohen Tilia-Werten könnte die dokumentierte frühe mesokartische Phase aus dem Eem stammen.

Gegen die Einstufung der Wöllmarshausener Torfe als eemzeitliche Ablagerung spricht jedoch z.B. das völlige Fehlen von Taxus-Pollen. In typisch eemzeitlichen Pollendiagrammen aus der näheren Umgebung (vgl. Rabien 1953; Ricken & Gröger 1988) und aus dem norddeutschen Tiefland (vgl. Menke & Tynni 1984 und die darin zitierte Literatur) ist zudem ein wesentlich höherer Gehalt an Abies-, Corylus- und Carpinus-Pollen festzustellen. Nun kann man vermuten, daß die interglaziale Vegetationsabfolge im Profil Wöllmarshausen durch spätere Erosionsvorgänge gerade das Ende der mesokratischen und die komplette telokratische Phase der Eemwarmzeit nicht mehr aufweist. Dann bleibt immer noch das völlige Fehlen von Taxus zu klären, da die Eibe in Eem-Standardprofilen aus Nordwestdeutschland (Menke & Tynni 1984) typischerweise noch vor dem Tilia-Gipfel der Eichenwaldphase auftritt. Allerdings wird von den genannten Autoren (S. 39) auch auf starke lokale Schwankungen u.a. der Taxus-Anteile in letztinterglazialen Profilen hingewiesen.

Im Profil von Wöllmarshausen ist der Larix-Gipfel im DA 1b noch besonders erwähnenswert. Die Lärche ist zu Beginn des Eem-Interglazials aus Mittelrußland weit nach Westen vorgestoßen, sichere Funde liegen bisher jedoch nur aus Ostpolen vor (frdl. Mitteilung von Prof. Frenzel). Falls die zeitliche Einordnung der Wöllmarshausener Torflagen richtig ist, würden die hohen Larix-Werte nach Meinung von Prof. Frenzel einen der am weitesten nach Westen vorgestoßenen Wanderwege der Lärche anzeigen.

Wenn auch die Übereinstimmung der Pollensequenz des Profils Wöllmarshausen mit anderen eemzeitlichen Profilen nicht voll befriedigt, so ist eine Korrelation mit älteren Interglazialen wegen der abweichenden Vegetationsentwicklung noch schwieriger. Die Rügen- und die Dömnitz-Warmzeit, die beide nach Erd (1970, 1973) die Saalekaltzeit gliedern, sind durch geringere Eichen-, Haselnuß- und Linden-Werte sowie das völlige Fehlen von Abies gekennzeichnet und weisen vor allem auch wieder Taxus-Pollen auf. Für das Holstein-Interglazial werden dagegen höhere Fichten-, Hainbuchen- und Tannen-Anteile beschrieben, während Eichenpollen geringer vertreten war (Frenzel 1968; Cepek & Erd 1975; Nilsson 1983; Erd et al 1987).

Die Bedeutungslosigkeit der Ulme und der Fichte, die hohen Betula-Werte sowie das Fehlen von Tertiärflorenelementen im Pollenprofil von Wöllmarshausen machen u.a. ein frühpleistozänes Alter (Cromer-Komplex oder noch älter) ebenso unwahrscheinlich (Müller 1965; Frenzel 1968; Menke 1975; Nilsson 1983). Außerdem müßte man sich dann fragen, warum eine derart alte Torflage in nur 4 m Tiefe am Unterhang einer heute fast 40 m tiefen Senke angetroffen wird. Als mögliche Erklärung wäre eine starke Abtragung aller

jüngeren Sedimente bis zur Weichselkaltzeit zu fordern, was in dieser Hangposition sehr unwahrscheinlich sein dürfte.

Zusammenfassend läßt sich also festhalten, daß die stratigraphische Position der pollenführenden Sedimente aus Wöllmarshausen, die kalkhaltige Lößauflage mit dem allerödzeitlichem Tuffband in 1,2 m Tiefe, das Fehlen von Fagus-Pollen und die Radiokarbonatierungen eine holozäne Einstufung der Torfe unmöglich machen. Streng genommen kann aufgrund der dargestellten Befunde nur auf das prä-weichselzeitliche Alter der eindeutig warmzeitlichen Ablagerungen geschlossen werden. Wenn man nicht annehmen will, daß es sich hier um ein bisher unbekanntes Interglazial handelt, erscheint aufgrund der Vegetationsabfolge eine Parallelisierung mit der Eem-Warmzeit noch am wahrscheinlichsten. Am Rand des Pollendiagramms (Fig. 4) ist demzufolge eine mögliche Zuordnung zu den eemzeitlichen Pollenzonen nach Menke & Tynni (1984) erfolgt, wobei die Zonen V bis VII aus den oben erläuterten Gründen im Profil Wöllmarshausen nicht mehr auftreten. Der DA 1a dürfte demnach im ausgehenden Saale-Glazial abgelagert worden sein, der DA 4 vermutlich zu Beginn der Weichselkaltzeit. Die im DA 1 vorhandenen Pollenkörner wärmeliebender Gehölzarten könnten aus prä-eemzeitlichen Interglazialen stammen.

Die Zeitstellung des liegenden Lößpakets bzw. der sandigen Lößderivate (unterhalb von 6,35 m) ist aufgrund fehlender weiterer, eindeutig interglazialer Materialien nicht näher zu bestimmen. Damit kann der Beginn der Auslaugung im Zechsteinsalinar und die damit verbundene Eintiefung der Wöllmarshausener Senke nicht festgelegt werden. Festhalten läßt sich nur, daß es jeweils während der Kaltzeiten durch Umlagerungsprodukte aus höheren Hangbereichen und lößartigen Ablagerungen zu einem starken Aufwachsen der Sedimentlagen in der Senke gekommen ist.

Danksagung

Die Autoren bedanken sich für die finanzielle Unterstützung durch die Forschungsförderung der Universität Bamberg. Herrn Prof. Dr. B. Frenzel (Stuttgart-Hohenheim) und Herrn Prof. Dr. E. Grüger (Göttingen) sei für vielfältige Diskussionsmöglichkeiten und inhaltliche Anregungen gedankt.

Literatur

AVERDIEK, F.R. u. BRELIE, Von Der, G.: Neue Beiträge zur pollenanalytischen Untersuchung des Interglazials von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). In: Geol. Jb. 80, 1963, 437-446.

BEHRE, K.E.: Biostratigraphy of the Last Glacial Period in Europe. In: *Quat. Science Rev.*, Vol. 8, 1989, 25-44.

BORK, H.R.: Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lößgebieten. Beispiele aus dem südöstlichen Niedersachsen. In: *Catena Suppl.* 3, 1983, 1-93.

BORK, H.R.: Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Relief- und Bodenentwicklung im Bereich der Wüstung Drudevenshusen bei Landolfshausen, Lkr. Göttingen. In: *Nachrichten aus Niedersachsens Urgeschichte*, Bd.54, 1985, 59-75.

CEPEK, A. u. ERD, K.: Das Holsteininterglazial im Raum Neuruppin - ein neues pollenstratigraphisches Richtprofil und seine quartärgeologische Bedeutung. In: *Z. geol. Wiss.* Berlin 3, 9, 1975, 1151-1178.

CHANDA, S.: Untersuchungen zur pliozänen und pleistozänen Floren- und Vegetationsgeschichte im Leinetal und im südwestlichen Harzvorland (Untereichsfeld). In: *Geol. Jb.*, Bd. 79, 1962, 783-844.

CHEN, S.H.: Neue Untersuchungen über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte im Gebiet zwischen Harz und Leine (BRD). In: *Flora* 181, 1988, 147-177.

ERD, K.: Pollenanalytical classification of the middle Pleistocene in the German Democratic Republic. In: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 8, 1970, 129-145.

ERD, K.: Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. In: *Z. geol. Wiss.* Berlin, 9, 1973, 1087-1103.

ERD, K; PALME, H. u. PRÄGER, J.: Holsteininterglaziale Ablagerungen von Rossendorf bei Dresden. In: *Z. geol. Wiss.* Berlin, 15, 3, 1987, 281-295.

FRENZEL, B.: Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. Wiesbaden, 1968.

LÜTTIG, G. u. REIN, U.: Das Cromer-(Günz/Mindel-) Interglazial von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). In: *Geol. Jb.*, Bd. 70, 1954, 159-166.

MENKE, B. u. TYNNI, R.: Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/ Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. In: *Geol. Jb.*, A 76, 1984, 3-120.

MÜLLER, H.: Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazialprofils von Bilshausen (Unter-Eichsfeld): In: *Geol. Jb.*, A 83, 1965, 327-352.

NILSSON, T.: *The Pleistocene. Geology and life in Quaternary Ice Age.* Stuttgart 1983.

PÖRTGE, K.H.: Oberflächenabfluß und aquatischer Materialtransport in zwei kleinen Einzugsgebieten östlich Göttingen. Diss. Göttingen 1979.

RABIEN, J.: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Wallensen in der Hilsmulde. In: *Eiszeitalter und Gegenwart*, 3, 1953, 96-128.

RICKEN, W. u. GRÜGER, E.: Vegetationsentwicklung, Paläoboden, Seespiegelschwankungen: Untersuchungen an eem- und weichselzeitlichen Sedimenten vom Südrand des Harzes. In: *Eiszeitalter und Gegenwart*, 38, 1988, 37-51.

STEINBERG, K.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Untereichsfeldes. In: *Hercynia* 3, 1944, 529-587.

WILLERDING, U.: Ergebnisse vegetationsgeschichtlicher und paläoethnobotanischer Untersuchungen im südlichen Niedersachsen. In: *Göttinger Jb.*, 19, 1971, 5-20.

AUTORENVERZEICHNIS

- Dipl.-Geogr. Matthias Alisch Geographisches Institut der Universität Köln
Albertus-Magnus-Platz
5000 Köln 41
- Prof. Dr. Konrad Billwitz Ernst-Moritz-Arndt-Universität
Sektion Geographie
Ludwig-Jahn-Str. 16
2200 Greifswald
- Dr. Johannes Botschek Institut für Bodenkunde der Universität Bonn
Nußallee 13
5300 Bonn 1
- Prof. Dr. Ernst Brunotte Geographisches Institut der Universität Köln
Albertus-Magnus-Platz
5000 Köln 41
- Prof. Dr. Gerhard Gerold Geographisches Institut der Universität Göttingen
Goldschmidtstr. 5
3400 Göttingen
- Prof. Dr. Peter Höllermann Geographisches Institut der Universität Bonn
Meckenheimer Allee 166
5300 Bonn 1
- Dipl.-Geogr. Franz-Josef Hund Geographisches Institut der Universität Köln
Albertus-Magnus-Platz
5000 Köln 41
- Dr. Arno Kleber Lehrstuhl für Geomorphologie
der Universität Bayreuth
Postfach 10 12 51
8580 Bayreuth
- Dipl.-Geogr. Angela Mehnert Ernst-Moritz-Arndt-Universität
Sektion Geographie
Ludwig-Jahn-Str. 16
2200 Greifswald

- Dr. Karl-Heinz Pörtge** Geographisches Institut der Universität Göttingen
Goldschmidtstr. 5
3400 Göttingen
- Dipl.-Geogr. Petra Sauerborn** Geographisches Institut der Universität Bonn
Meckenheimer Allee 166
5300 Bonn 1
- Dr. Frank Schäbitz** Lehrstuhl für Geographie der Universität Bamberg
Postfach 15 49
8600 Bamberg
- Dr. Hilmar Schröder** Sektion Geographie der Universität
Heinrich- und Thomas-Mann-Str. 26
4020 Halle
- Prof. Dr. Arno Semmel** Institut für Physische Geographie
der Universität Frankfurt
Senckenberganlage 36
6000 Frankfurt a.M. 11
- Prof. Dr. Armin Skowronek** Institut für Bodenkunde der Universität Bonn
Nußallee 13
5300 Bonn 1
- Dr. Horst Strunk** Geographisches Institut der Universität Regensburg
Postfach 397
8400 Regensburg
- Dr. Heinz Veit** Lehrstuhl für Geomorphologie
der Universität Bayreuth
Postfach 10 12 51
8580 Bayreuth
- Dr. Jörg Völkel** Geographisches Institut der Universität Regensburg
Universitätsstr. 31
8400 Regensburg
- Dr. Michael Walther** Freie Universität Berlin
Institut für Physische Geographie
Grünwaldstr. 35
1000 Berlin 41