

- Nr. 31: O. WENDROTH & D. R. NIELSEN: Land Surface Processes - Sampling the Landscape DM 22.-
and Analyzing and Modeling Spatio-Temporal Patterns. 1997.
- Nr. 32: A. WERNER & W. SEYFARTH [Hrsg.]: Erkenntnisse, Methoden und Lösungsansätze vergriffen
für eine dauerhafte Naturentwicklung in Mitteleuropa. 27. Jahrestagung der Gesell-
schaft für Ökologie vom 01.-06. September 1997 in Müncheberg.
Vortragszusammenfassungen und Exkursionsführer 1997.
- Nr. 33: G. SCHALITZ & M. FECHNER [Hrsg.]: Extensivweide in Agrarlandschaften DM 18.-
Nordostdeutschlands. 1998.
- Nr. 34: G. DARKOW & H.-R. BORK [Hrsg.]: Die Bewirtschaftung von Niederungsgebieten DM 14.-
in Vergangenheit und Gegenwart. 1998.
- Nr. 35: C. DALCHOW, H.-R. BORK & P. SCHUBERT: Forschung in Müncheberg/Mark DM 14.-
Bild- und Schriftzeugnisse zur Entwicklung seit 1928. 1998.
- Nr. 36: E. KÄDING: Engagement und Verantwortung; Hans Stubbe, Genetiker und DM 35.-
Züchtungsforscher. Eine Biographie. 1999.
- Nr. 37: R. SCHMIDT, H.-R. BORK & U. FISCHER-ZUJKOV [Hrsg.]: Exkursionsführer zur DM 25.-
18. Sitzung des AK Paläopedologie der DBG: "Paläoböden und Kolluvien auf
glazialen Sedimenten Nordostdeutschlands", Eberswalde, 13.-15. Mai 1999. 1999.
-
- T. JAKSCH, H.-R. BORK, C. DALCHOW & D. DRÄGER [Hrsg.]: Landnutzung in Mittel- und DM 48.-
Osteuropa. Natürliche Bedingungen, Land- und forstwirtschaftliche Nutzungspoten-
tiale, Transformationsprozeß und ländlicher Raum. ISBN 963 7362 55 X, 303 S.
Ungarischer Landwirtschaftsverlag (Vertrieb in Deutschland: ZALF), 1996.
- V. KLEMM, G. DARKOW & H.-R. BORK [Hrsg.]: Geschichte der Landwirtschaft in DM 50.-
Brandenburg. ISBN 3-00-003557-5, 259 S. Ungarischer Landwirtschaftsverlag
(Vertrieb in Deutschland: ZALF), 1998.

BESTELLSCHEIN

hiermit bestelle ich

- Exemplare ZALF-Bericht Nr. zum Preis von je DM (zuzügl. Porto u. Verpackung)
- Exemplare ZALF-Bericht Nr. zum Preis von je DM (zuzügl. Porto u. Verpackung)
- Exemplare ZALF-Bericht Nr. zum Preis von je DM (zuzügl. Porto u. Verpackung)
- Exemplare ZALF-Bericht Nr. zum Preis von je DM (zuzügl. Porto u. Verpackung)
- Exmpl. "Landnutzung in Mittel- und Osteuropa" zum Preis von je DM 48.- (zuzügl. Porto u. Verp.)
- Exmpl. "Geschichte der Landwirtschaft in Brdbg." zum Preis von je DM 50.- (zuzügl. Porto u. Verp.)

Name, Vorname: Tel.:

Institut / Einrichtung:

Straße, Hausnummer:

Postleitzahl, Ort:

Datum, Unterschrift:

bitte senden an

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

Redaktion ZALF-Berichte, Dr. Claus Dalchow, Eberswalder Str. 84, D-15374 Müncheberg, Fax: (03 34 32) 82-223

ZALF - BERICHTE



R. Schmidt, H.-R. Bork & U. Fischer-Zujkov (Hrsg.)

Exkursionsführer

zur 18. Sitzung des
Arbeitskreises Paläopedologie
der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

Paläoböden und Kolluvien auf glazialen Sedimenten Nordostdeutschlands

Eberswalde, 13.-15. Mai 1999

ZALF - BERICHT Nr. 37
Müncheberg 1999

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

ZALF - BERICHTE



R. Schmidt, H.-R. Bork & U. Fischer-Zujkov (Hrsg.)

Exkursionsführer

zur 18. Sitzung des
Arbeitskreises Paläopedologie
der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

Paläoböden und Kolluvien auf glazialen Sedimenten Nordostdeutschlands

Eberswalde, 13.-15. Mai 1999

Veranstalter:

Fachhochschule Eberswalde

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

ZALF - BERICHT Nr. 37
Müncheberg 1999

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

Im Selbstverlag des Zentrums für Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung (ZALF) e.V.

Herausgeber: Der Direktor des Zentrums für Agrarlandschafts- und
Landnutzungsforschung (ZALF) e.V.
Prof. Dr. Hans-Rudolf Bork

Redaktion: Dr. Claus Dalchow

Druck: Druckhaus Schmergow
Schmiedegasse 5a, 14550 Schmergow

zu beziehen über: ZALF, Sekretariat der Redaktion (Direktorat)
Eberswalder Str. 84
15374 Müncheberg

Fax: (033432) 82 212

Gedruckt mit Förderung des
Ministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten des Landes Brandenburg
und des
Bundesministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten

ISSN 0943-7266

Inhalt

Paläoböden - Einführung in das Exkursionsgebiet Physisch-geographische Rahmenbedingungen R. SCHMIDT u. H.-R. BORK	5
Die ur- und frühgeschichtliche Besiedlung der Uckermark E. GRINGMUTH-DALLMER	22
Schwarzerdeähnliche Böden des Jungmoränengebietes (<i>Exkursionspunkte 1 u. 2</i>) U. FISCHER-ZUJKOV	26
Thermogravimetrische Analyse der organischen Bodensubstanz an Schwarzerden der Uckermark Ch. SIEWERT	57
Postdüne (Eberswalder Urstromtal, <i>Exkursionspunkt 3</i>) N. SCHLAAK	62
Bodengenetischer und geoökologischer Vergleich zwischen einem typischen Sand- standort (Prötzel, <i>Exkursionspunkt 4</i>) und einer Tertiärscholle (Sternebeck, <i>Exkur- sionspunkt 5</i>) im norddeutschen Jungmoränenland - ein Beitrag zur Braunerdefrage S. BUSSEMER	70
Begrabene, reliktsche und umgelagerte Braunhorizonte im norddeutschen Jung- moränenland - Versuch einer Synthese und Einordnung in die allgemeine Pedo- stratigraphie Brandenburgs S. BUSSEMER	100
Holozäne Bodenbildung und -erosion am Naturschutzgebiet Biesdorfer Kehlen bei Wriezen in Ostbrandenburg (<i>Exkursionspunkt 6</i>) G. SCHMIDTCHEN, H.-R. BORK, M. DOTTERWEICH u. A. ERBER	104
Zerschlichtung und Bodenbildung seit 1949 in den Biesdorfer Kehlen bei Wriezen in Ostbrandenburg (<i>Exkursionspunkt 6</i>) H.-R. BORK, G. SCHMIDTCHEN, M. DOTTERWEICH, A. ERBER, Y. LI u. M. FRIELINGHAUS	112
Genese und Altersstellung von Randböden eines oligotrophen Moores im Berliner Raum (<i>Exkursionspunkt 7</i>) F. ALAILY u. A. BRANDE	118

Paläoböden - Einführung in das Exkursionsgebiet

Physisch-geographische Rahmenbedingungen

R. Schmidt und H.-R. Bork

1 Einleitung

Die Landschaften Nordostdeutschlands werden durch die Ablagerungen der Weichselvereisung geprägt. Vor allem im Bereich des sog. Oderlobus ist das Inlandeis weit nach Süden bis in den Raum nördlich Cottbus vorgestoßen, so daß sich im Verlauf der Weichsel - Kaltzeit mehrere markante Eisrandlagen herausgebildet haben (Abb. 1): Brandenburger, Frankfurter und Pommersche Eisrandlage. Da zwischen den Eisrandlagen jeweils Rückzugs- bzw. Vorstoßphasen von 2000 bis 3000 Jahren Dauer gelegen haben, konnten sich zwischen den Randlagen charakteristische glaziär-periglaziäre Gürtel ausbilden, die die Landschaftsentwicklung als Ganzes deutlich beeinflußt haben. Unterschiedliche Sedimentfracht, Deglaziations- und Periglazialprozesse bestimmen die Ausprägung der einzelnen Gürtel, so daß sich im Spätglazial und Holozän Räume mit zwar einheitlicher jungglazialer Genese, aber deutlich differenzierter landschaftlicher Ausprägung herausgebildet haben (JANETZKO & SCHMIDT, 1996).

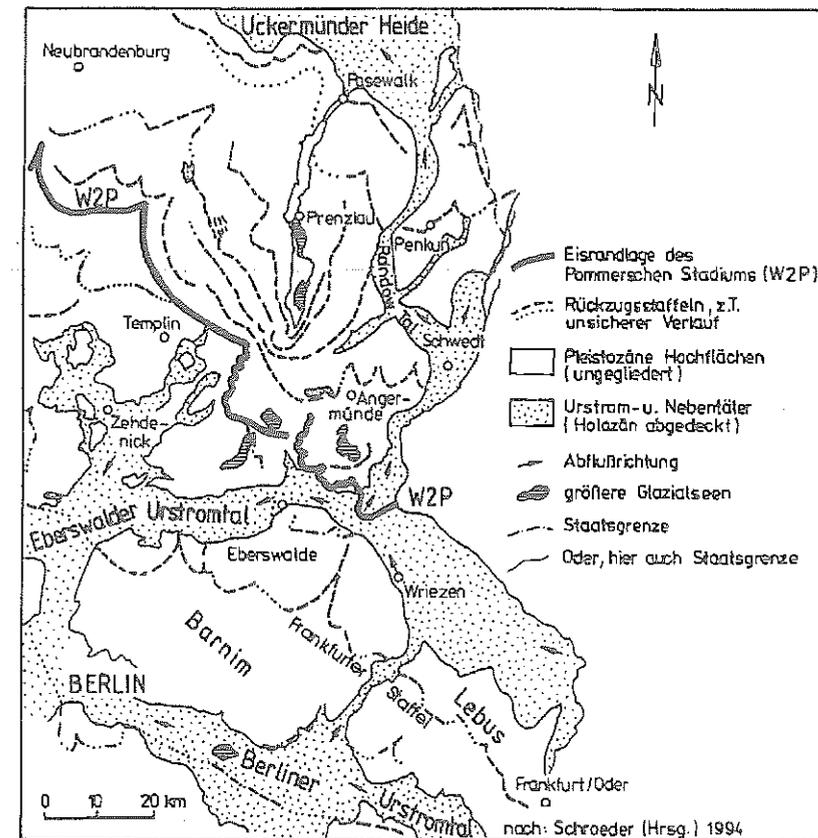


Abb. 1: Hochflächen, Endmoränen und Urstromtäler nordöstlich Berlins

Deutlich wird dies auch am Beispiel der hydrologischen Verhältnisse. So sind die glazialen Lockersedimente reich an Grundwasservorkommen, die je nach geologischem Bau in mehreren Stockwerken Grundwasser führen. Während jedoch südlich des Pommerschen Stadiums oberflächennahes Grundwasser verbreitet ist und die Urstromtäler und vermoorten Niederungen prägt, bleibt dieses in den Moränengebieten nördlich der Pommerschen Randlage im wesentlichen auf die glaziären Becken und die Talungen begrenzt. Die Oberflächengewässer unterscheiden sich durch die Unausgeglichenheit des Gewässernetzes, dem gebietsweise hohen Anteil an Binnenentwässerungsgebieten und den Seenreichtum deutlich von den südlich und südwestlich anschließenden älteren Glaziallandschaften. Charakteristisch ist beispielsweise die Bedeutung der Pommerschen Randlage für die Verbreitung von Binnenentwässerungsgebieten (LIEDKE & MARCINEK, 1994). Diese Binnenentwässerungsgebiete haben für die Entwicklung der Bodendecke spezifische Bedeutung, denn sie stellen in ihrer ursprünglichen Form (d.h. ohne anthropogenen Anschluß an Vorflut) und Funktion in der Landschaft „Senken“ für Wasser, feste und gelöste Stoffe dar, so daß sich Bodenlandschaften mit spezifischen Stoffumsatzbedingungen herausbilden konnten.



Abb. 2: Gliederung Nordostdeutschlands in Temperatur- und Niederschlagszonen (AK = Altkreis)

In klimatischer Hinsicht stellt Nordostdeutschland einen Übergangsraum zwischen dem ozeanisch geprägtem Westen und dem stärker kontinental geprägten Osten Mitteleuropas dar. Außer diesem W-O-gerichteten Klimawandel wirkt ergänzend die Differenzierung zwischen Küstensaum und Binnenland. So ergibt sich eine Abfolge von relativ kühlen und niederschlagsreicheren Verhältnissen im Nordwesten zu wärmeren und niederschlagsärmeren Verhältnissen im Südosten (Abb. 2). So stellen die Uckermark und Teile Ostbrandenburgs ein charakteristisches Trockengebiet dar, das in seiner Niederschlagsarmut dem mitteldeutschen Trockengebiet im Lee des Harzes entspricht.

Auch die Vegetationsentwicklung zeichnet z.T. die glaziär vorgeprägte Gürtelung nach, aber ebenso den ozeanisch-kontinentalen Übergang. So stellt - großräumig betrachtet - die Pommersche Randlage etwa die Südgrenze der Tiefland-Buchenwälder dar, während südlich davon subkontinentale Kiefern-Eichenwälder dominieren (ELLENBERG, 1996). Im einzelnen ist auch hier die landschaftliche Ausprägung differenzierter. Für die Ausbildung der Bodendecke ist schließlich darauf hinzuweisen, daß die heutige Verbreitung der Vegetation als Ergebnis der nacheiszeitlichen Entwicklung relativ jung ist, da die Einwanderung der Buche erst vor etwa 3000 bis 4000 Jahren eingesetzt hat.

2 Entwicklung und räumliche Differenzierung der Böden

Die Leitlinien der bodengeographischen Gliederung Nordostdeutschlands resultieren aus dem Zusammenwirken der genannten physisch-geographischen Rahmenbedingungen. So stellt die Pommersche Randlage und die daran geknüpfte Unterscheidung in das jüngere Jungmoränengebiet im Norden und das ältere Jungmoränengebiet im Süden auch für die Ausbildung der Bodendecke eine deutliche Trennlinie dar. Die Bodendecke der Grundmoränenplatten im Bereich des Pommerschen Stadiums unterscheidet sich im Vergleich zum älteren Jungmoränengebiet vor allem durch folgende Merkmale (SCHMIDT, 1982):

- Geschlossenheit und Mächtigkeit des Geschiebemergels.
- Ausbildung lehmsandiger Deckschichten mit deutlicher Abhängigkeit vom unterlagernden Geschiebemergel,
- häufiges Auftreten hydromorpher Böden, vor allem in Binnenentwässerungsgebieten,
- hoher Anteil von Erosions- und Akkumulationsformen.

Die Grundmoränenplatten im älteren Jungmoränengebiet des Brandenburger und Frankfurter Stadiums werden in ihren allgemeinen Zügen durch stärker übersandete Geschiebemergel, z.T. in geringmächtiger oder gestörter Lagerung, geprägt, so daß die Kombination decksandüberlagerter Geschiebelehmsubstrate mit sandigen Böden vorherrschend ist. Die Entwässerungssysteme sind relativ gut entwickelt, so daß die Bedeutung von Binnenentwässerung zurückgeht.

Die Grundgliederung spiegelt sich in der Bodenübersichtskarte Deutschlands 1 :1 Mio (HARTWICH et al., 1995) folgendermaßen wider:

In den mecklenburgischen und nordbrandenburgischen Grundmoränengebieten dominieren Parabraunerde/ Pseudogley - Bodengesellschaften, während auf den südlich der Pommerschen Randlage gelegenen mittelbrandenburgischen Platten Fahlerde/ Bänderbraunerde/ Braunerde - Bodengesellschaften, z.T. in Kombination mit Podsol-Braunerde/ Braunerde - Bodengesellschaften auftreten. Begleitend sind im Norden Talmoore, die die z.T. tief in die Grundmoränenplatten eingesenkten Talungen ausfüllen, während im Süden die Nachbarschaft zu den Gley-Bodengesellschaften und den sandunterlagerten Niedermooren der Urstromtäler charakteristisch ist.

Einige Grundzüge der Bodenvergesellschaftung sollen an drei Bodencatenen des Exkursionsgebietes näher erläutert werden (Abb. 3):

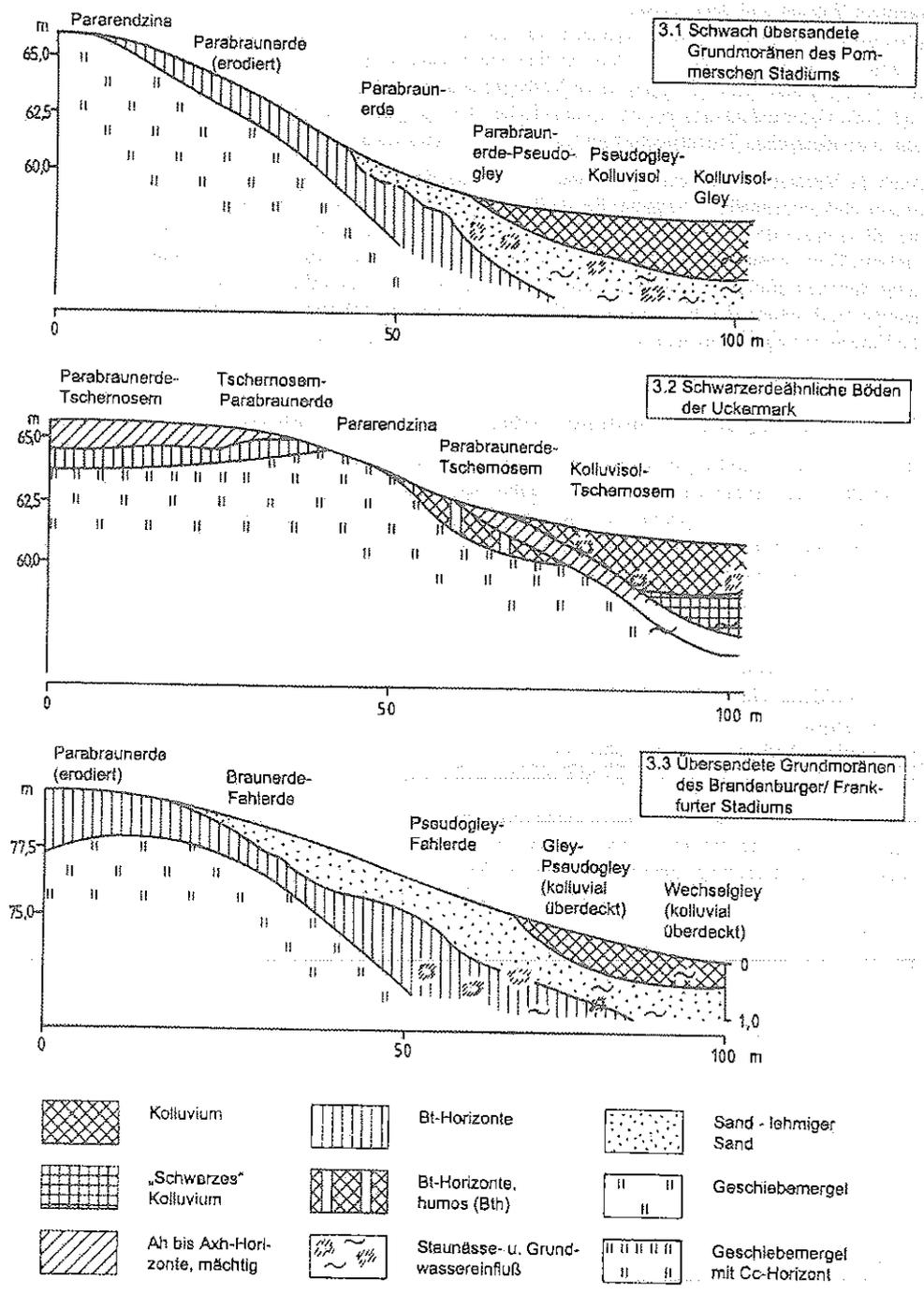


Abb. 3: Bodencatenaen des nordostdeutschen Jungmoränengebietes

Die Bodencatena der lehmigen Grundmoränen (Abb. 3.1) verallgemeinert die typische Vergesellschaftung der Böden der welligen, z.T. kuppigen Grundmoränen in Ackernutzung nördlich der Pommerschen Randlage. Charakteristisch sind Abfolgen mehrerer Bodentypen bzw. -subtypen, häufig auf relativ kurzen Hängen mit Distanzen zwischen 80 und 160 m. Vorherrschend sind anhydromorphe Böden, im Top- und Oberhangbereich erosiv gekappt, während die Böden der Unterhänge im Übergang zu den häufig geschlossenen Hohlformen kolluvial überdeckt und pseudovergleyt sind. Bodengesellschaften dieses Catena-Typs sind in erheblichem Maße bodenerosiv verändert. Erosionsbodenformen (Pararendzinen, erodierte Parabraunerden) nehmen ca. 50 % der Fläche ein. Der Anteil kolluvialer Böden ist infolge der Reliefkonfiguration (häufig eng eingesenkte Hohlformen) zwar geringer, mit 20 bis 30% aber ebenfalls bedeutsam.

Eine Sonderstellung nimmt die Bodencatena der schwarzerdeähnlichen Böden der Uckermark ein (Abb. 3.2). Sie ist das Ergebnis einer spezifischen Konfiguration der Bodenbildungsfaktoren aus relativ hohen Kalkgehalten des Geschiebemergels (15 - 18 % CaCO₃), der Niederschlagsarmut des unteren Oderraumes und der seit dem Neolithikum überwiegend kontinuierlichen Ackernutzung (SCHMIDT, 1982). Auch hier sind die Top- und Oberhangpositionen stark erodiert, so daß die charakteristischen Parabraunerde-Tschernosem-Übergänge in ungestörter Ausbildung nur noch kleinflächig auftreten. Die Unterhänge und Senken sind kolluvial aufgefüllt, so daß sich auf engem Raum ein deutlicher Kontrast zwischen Pararendzinen der Kuppen und feuchtschwarzerdeähnlichen Kolluvien der Senken herausgebildet hat.

Deutlich unterschiedlich zu den bisher beschriebenen Abfolgen ist die Bodencatena der Grundmoränen mit sandigen Deckschichten im älteren Jungmoränengebiet (Abb. 3.3). Sie ist charakteristisch für große Teile der ostbrandenburgischen Platten südlich des Eberswalder Urstromtals. Charakteristisch sind Substrate mit durchschnittlich 4 - 8 dm mächtigen sandig-lehmigen Deckschichten über Geschiebelehm („Tieflehm“). Nur die Kuppenbereiche sind erodiert, und die sandigen Kolluvien überlagern die durch periglaziäre Prozesse versandeten Hohlformen, in denen je nach Größe und geologischem Bau periodisch Grundwasser auftreten kann.

3 Landschaftsentwicklung und Bodengese

Die Ausbildung der Bodendecke ist das Ergebnis der Landschaftsentwicklung in Beziehung zur Tätigkeit des Menschen. Für Nordostdeutschland ist weiterhin der im Vergleich zu anderen Naturräumen Mitteleuropas relativ kurze Entwicklungszeitraum für Substrat- und Bodenbildungsprozesse von ca. 12 000 bis 14 000 Jahren seit Eisfreiwerden zu beachten. Andererseits hat gerade die damit verbundene Intensität der Deglaziations- und Periglaziärprozesse sowie die Nähe zu Nord- und Ostsee regional spezifische Entwicklungen hervorgerufen. Diese Besonderheiten sind in zahlreichen, auch bodenkundlich relevanten Landschaftsmerkmalen (Sedimentation bzw. Substratentwicklung, Talformung und Gewässernetz, Vegetationsentwicklung) zu beobachten. Mit Beginn des Klimawandels zum Holozän und der Ausbildung der Vegetationsdecke nähern sich die Entwicklungen innerhalb Mitteleuropas einerseits stärker an, andererseits bleibt eine erhebliche boden- und klimabezogene, später auch durch Nutzung hervorgerufene Differenzierung nach Landschaftsräumen erhalten. Das bedeutet, für Nordostdeutschland folgende Faktoren zu beachten:

- die Lage im ozeanisch - subkontinentalen Klimaraum,
- die Vegetationsentwicklung mit frühem Einwandern der Buche und Herausbildung regionalspezifischer Vegetationsformationen,
- die Herausbildung eines eigenständigen Gewässernetzes mit Binneneinzugsgebieten und Seen sowie den Einfluß von Grundwasser und Grundwasserstandsschwankungen auf die Landschaft,
- die relativ späte und diskontinuierliche Besiedlung mit z.T. extremen Schwankungen von Nutzungseinflüssen auf die Landschaft.

Unter Beachtung dieser spezifischen Entwicklungszüge lassen sich aus paläopedologischer Sicht folgende hauptsächliche Phasen der Bodenentwicklung und -umbildung unterscheiden:

1. die spätglaziale Phase der Substratgenese mit Initialformen der Bodenentwicklung,
2. das Altholozän mit der Herausbildung der Bodendecke,
3. das Mittelholozän mit ersten anthropogenen Veränderungen der Bodendecke,
4. die Umbildung der Bodendecke durch mittelalterliche und neuzeitliche Landnutzung.

Diese Phasen können im einzelnen weiter differenziert werden (BORK et al., 1998). Im folgenden sollen sie jedoch für eine zusammenfassende Darstellung der hauptsächlichlichen Entwicklungen herangezogen werden, die in den Ausführungen zu den einzelnen Exkursionpunkten konkretisiert bzw. weiter unteretzt werden.

3.1 Substrat- und Bodengenese im Spätglazial

Bildung und Umbildung der glaziären Sedimente erfolgt seit der Älteren Dryas. Nachgewiesen durch TL-Datierungen sind Flugsande dieses Alters (BUSSEMER et al., 1998). Auch Frostbodenstrukturen des Jungmoränengebietes lassen sich der Älteren Dryas zuordnen. Diese Prozesse setzen sich in der Jüngeren Dryas intensiver fort, so daß auch für das Jungmoränengebiet von einer letzten flächendeckenden periglazialen Substratbildungsphase in dieser Zeit auszugehen ist. In diesem Gesamtzeitraum sind die sandigen Periglazialsedimente Norddeutschlands entstanden. Geht man von einer erhöhten periglazialen Aktivität in der Jüngeren Dryas aus, so kann man schlußfolgern, daß sich der „Geschiebedecksand“ als ein vor allem in der Jüngeren Dryas ausgebildetes Sediment erweist, das in seiner zeitlichen Einordnung in etwa der „Hauptlage“ der Sedimententwicklung in den Mittelgebirgen entspricht. BUSSEMER (1998) warnt jedoch vor einer formalen Gleichsetzung, da der Geschiebedecksand durchaus nicht einheitlich ist, sondern im einzelnen aus unterschiedlichen Prozessen und Prozeßkomponenten (Perstruktion, Solifluktion, äolische Verlagerung) hervorgegangen ist. Bereits KOPP (1965) stellt die „Perstruktionszone“ insgesamt ins Spätglazial, leitet jedoch ergänzend dazu aus Geländebefunden und der häufigen Koinzidenz zwischen Perstruktionszone und braunem Verwitterungshorizont (Bv) auch ein spätglaziales Alter der Verbraunung ab.

Die Bodenprozesse sind jedoch möglicherweise ebenfalls stärker zu differenzieren. Für das Alleröd ist - inzwischen durchaus nicht vereinzelt - eine Bodenentwicklung nachgewiesen worden, die durch geringmächtige Verbraunung mit den Merkmalen eines Geschiebedecksandes gekennzeichnet ist und die von SCHLAACK (1992) als „Finowboden“ bezeichnet wird. Der Nachweis der Bodenbildung auf Vollformen bzw. unter anhydromorphen Bedingungen wird durch erste Torfhorizonte in Hohlformen ergänzt, die z.T. unter den Nachweis der Laacher See-Tephra ebenfalls datiert sind (ENDTMANN, 1995).

3.2 Das Altholozän und die Herausbildung einer geschlossenen Bodendecke

Von der spätglazialen Situation ausgehend, hat sich mit Ausbreitung einer weitgehend geschlossenen Vegetationsdecke am Beginn des Holozäns die Bodenentwicklung fortgesetzt. Differenziert nach Standortbedingungen setzen unterschiedliche Bodenprozesse ein bzw. sie finden ihre Fortsetzung. Das betrifft die Braunerdeentwicklung aus sandigen Substraten, die Pararendzina- und Schwarzerdeentwicklung auf CaCO₃-reichen Geschiebemergeln sowie die Entwicklung der Moore. Bemerkenswert ist die Feststellung von BUSSEMER et al. (1998), daß sich die Dünengenese über das Präboreal bis ins Boreal (Pollenzone Va nach FIRBAS) fortsetzt, was als deutlicher Hinweis auf raum-zeitliche Differenzierung der Ausbildung der Vegetationsdecke und der Bodendecke zu werten ist. Nährstoffarme Sande bei niedrigen Grundwasserständen waren noch längere Zeit verlagerungsfähig, so daß die Bodenentwicklung unter Vegetation verzögert einsetzt. Andererseits ist die Entwicklung der Schwarzerden an offene Bewaldung mit Steppenelementen gebunden (FISCHER-ZUJKOV & SCHMIDT, 1999), und die grundwassernahen Hohlformen und Seeverlandungsbereiche zeichnen sich durch Mudden, z.T. Torfbildung aus (SUCCOW, 1988). Das zeigt eine erste, noch relativ großräumig differenzierte Abhängigkeit der Bodenentwicklung von den wesentlichen Standortunterschieden. Allerdings ist einschränkend zu bedenken, daß es für die-

sen, bis in das frühe Atlantikum reichenden Zeitraum von ca. 3000 Jahren Dauer kaum Datierungen von Paläoböden gibt. Die Datenlage wird beginnend mit dem mittleren Atlantikum durch archäologische und ¹⁴C-Datierungen besser. Das bedeutet, daß der Initialzeitraum der Bodenbildung am Anfang des Holozäns nur aufgrund von „Wirkungen“ abgeschätzt werden kann, einzelne Phasen aber nicht hinreichend belegbar sind. Dies ist beispielsweise hinsichtlich der Diskussion um die Ausbildung von Bv-Horizonten durchaus von Bedeutung.

3.3 Das Mittelholozän mit ersten anthropogenen Veränderungen der Bodendecke

Das Atlantikum Nordostdeutschlands wird durch zwei Veränderungen geprägt: (1.) den Anstieg der Wasserstände (Grundwasser und Seen) im frühen und mittleren Atlantikum bzw. in Beziehung zur Litorina-Transgression im Ostsee-Raum und (2.) die erste Landnahme durch den Menschen mit Einwanderung der Linienbandkeramik in der Uckermark im späten Atlantikum. Beides hat Auswirkungen auf die Bodenentwicklung. In den Gebieten nördlich der Pommerschen Randlage setzt verstärkt Vergleyung und Moorbildung ein (KAISER, 1998), andererseits führt der neolithische Ackerbau zu ersten Bodenverlagerungen, die sich in markanten Kolluvien, dem „Schwarzen Kolluvium“ der Uckermark (FISCHER-ZUJKOV, SCHMIDT & BRANDE 1999) äußern. In der Konsequenz führen bereits die ersten Bodenerosionen lokal zu einer deutlichen Differenzierung der Bodendecke zwischen Pararendzinen, Schwarzerden und Kolluvisolon. Auch wenn die neolithische Besiedlung in der Uckermark möglicherweise nur von kurzer Dauer ist, gibt es doch im Subboreal und im frühen Subatlantikum zahlreiche Belege ackerbaulicher Tätigkeit in offenbar zeitlich begrenzt genutzten Siedlungskammern, in deren Folge es zu deutlichen Bodenverlagerungen gekommen ist (BORK et al., 1998).

Der im Atlantikum einsetzende Grundwasseranstieg erfolgt offenbar regional differenziert. Die Befunde von ALAILY und BRANDE verdeutlichen, daß im Berliner Urstromtal im Zeitraum vom Präboreal bis zum Subboreal relative Trockenheit und tiefer Grundwasserstand für die Bodenbildung bestimmend waren und der Grundwasseranstieg erst im Subatlantikum einsetzt. Dies ist ein Hinweis darauf, daß die konkreten Bedingungen des Wasserhaushalts in Einzugsgebieten mit ihren Wirkungen auf Landschafts- und Bodenentwicklung stärker berücksichtigt werden sollten.

3.4 Umbildung der Bodendecke durch mittelalterliche und neuzeitliche Landnutzung

Die Ausgangssituation: waldreiche Völkerwanderungszeit mit intensiver Bodenbildung

In der ausklingenden Eisenzeit kommt die urgeschichtliche Bodenerosion bedingt durch die weitreichende Aufgabe der landwirtschaftlich genutzten Flächen nahezu vollständig zum Erliegen. Nur an sehr wenigen der zahlreichen im östlichen Brandenburg und in Vorpommern von den Verfassern und Mitarbeitern untersuchten Aufschlüsse konnte für die Völkerwanderungszeit und das früheste Mittelalter Bodenerosion an den Hängen und die Ablagerung von Kolluvien an den Unterhängen sowie von Auensedimenten in den Talauen nachgewiesen werden. Diese Oberflächenstabilität kann lediglich eine dichte Vegetationsdecke bedingt haben; Pollenanalysen belegen ebenso wie bodenkundliche Befunde eine nahezu vollständige Bewaldung nicht nur des nordöstlichen Deutschland über die Völkerwanderungszeit bis in das frühe Mittelalter (vgl. Bork et al. 1998).

Während im Ackerland die Bodendegradierung stark verlangsamt verläuft, begünstigt Waldvegetation die Entkalkung, Verbraunung, Lessivierung und (seltener) Podsolierung von terrestrischen Böden. Vollerorts waren Geschiebemergel und kalkhaltige Sande in der Bronze- und Eisenzeit noch nicht vollständig entkalkt. Im frühen oder hohen Mittelalter sind auch kalkhaltige urgeschichtliche und die sie umgebenden pleistozänen Sedimente fast ausnahmslos (oft tiefgründig) entkalkt, verbraunt und lessiviert. Die

entscheidende Tiefenentwicklung der Böden datiert in den Zeitraum von der jüngeren Eisenzeit bis zum frühen Mittelalter. Welche Ursachen hat die außergewöhnlich intensive Bodenbildung in jener Zeit? Eine Analyse des Wasserhaushaltes gibt die Antwort.

Neben natürlichen Klimaschwankungen verändert der Nutzungswandel von der (früh-)eisenzeitlichen, walddreichen Agrarlandschaft zur völkerwanderungszeitlichen Waldlandschaft Nordost-Deutschlands mit wenigen kleinen Nutzungsinseln den Wasser- und Stoffhaushalt erheblich. Untersuchungen des Einflusses der Vegetation auf die Evapotranspiration zeigen, daß an Hängen ohne Stau- und Grundwassereinfluß eine Erhöhung des Laubwaldanteils um 10% zuungunsten von Ackerflächen die Evapotranspiration um etwa 15 mm im Jahr erhöht und den Landschaftsabfluß um den gleichen Betrag mindert (zu den weiteren Annahmen dieser vereinfachenden Berechnungen und zu den Quellen s. BORK et al. 1998). Unter der Annahme konstanter natürlicher Klimabedingungen würde damit der Wandel von der früheisenzeitlichen nordostdeutschen Agrarlandschaft mit einem Waldanteil von wahrscheinlich unter 50% zur völkerwanderungszeitlichen Waldlandschaft mit einem Waldanteil von über 90% die Evapotranspiration um über 60 mm im Jahr ansteigen und den Landschaftsabfluß um diesen Wert absinken lassen. Eine Folge des veränderten Wasserhaushaltes wäre ein stark verminderter Stauwasseranfall am Hang sowie ein deutliches Absinken der Grundwasserstände an den Unterhängen und in den Talauen. Zuvor im Einfluß karbonatreichen Stau- und Grundwassers stehende Standorte könnten nunmehr den Prozessen der Entkalkung und Verbraunung unterliegen.

Detailuntersuchungen in Nordost-Deutschland zeigen, daß über die Völkerwanderungszeit auch Standorte entkalkt werden und verbraunen, die heute wieder unter dem Einfluß karbonathaltigen Grundwassers stehen und so wieder aufgekalkt sind.

Für die walddreichste Phase der Völkerwanderungszeit berechnen BORK et al. (1998) für einen annähernd 10.000 km² umfassenden Raum, der sich vom heutigen östlichen Berliner Stadtrand bis zur Oder und von Müncheberg bis zum Oderhaff erstreckt, folgende mittlere vieljährige Wasserbilanz:

Niederschlag	595 mm a ⁻¹
Evapotranspiration und Interzeption	555 mm a ⁻¹
Landschaftsabfluß	40 mm a ⁻¹

Der Landschaftsabfluß erreicht wahrscheinlich das Minimum der vergangenen drei bis vier Jahrtausende. Viele zuvor wasserführende Täler fallen trocken, die Grundwasserspiegel sinken nach Modellrechnungen um einige Dezimeter bis Meter. Diese Daten bestätigen nachdrücklich die bodenkundlichen Befunde.

Das walddreiche Frühmittelalter mit intensiver Bodenbildung

Die frühslawischen Einwanderer roden auf kleinen Flächen inselartig die natürliche Waldvegetation. Sie beginnen dort mit der landwirtschaftlichen Nutzung. Zunehmend genutzte Waldvegetation dominiert in Nordost-Deutschland jedoch noch über Jahrhunderte und damit auch die Bodenbildung unter Wald. Die für die Völkerwanderungszeit beschriebene Degradierung setzt sich an den Waldstandorten fort. Im jüngeren Frühmittelalter nimmt die Rodungstätigkeit und damit die Fläche mit anthropogen beeinflusster und veränderter Bodenbildung wesentlich zu.

Ein Beispiel verdeutlicht die Pedodynamik seinerzeit nicht hydromorpher, bewaldeter Hangstandorte in Nordost-Deutschland. In der Nähe des ostbrandenburgischen Bahnhofes Müncheberg-Dahmsdorf wurde eine über 50 Meter lange Catena 2 bis 3 m tief geöffnet. Detailaufnahmen und -analysen sowie Datierungen der Böden und Sedimente belegen, daß von der jüngeren Eisenzeit bis zum hohen Mittelalter keine Bodenumlagerungen stattfinden. Die Geländeoberfläche bleibt mehr als ein Jahrtausend unter

Wald stabil. Unter der natürlichen Waldvegetation vollziehen sich die Prozesse der Entkalkung des Geschiebemergels und der bronze-eisenzeitlichen Kolluvien, der intensiven Verbraunung und Lessivierung des Geschiebedecksandes, des nunmehrigen Geschiebelehms und der urgeschichtlichen Kolluvien. Das Resultat ist eine substratabhängig 1,5 bis über 2 m mächtige Parabraunerde, die urgeschichtliche und jungpleistozäne Sedimente gleichermaßen durchzieht.

Die hochmittelalterliche Landnahme verändert die Bodenbildung

Die spätslawische Bevölkerung rodet, ab dem späten 12. Jh. gemeinsam mit deutschen Einwanderern, schließlich nahezu alle Wälder zwischen Havel und Oder, zwischen Spree und Oderhaff. Bis zum beginnenden 14. Jh. wachsen die Ackerflächen in Brandenburg und in Mecklenburg-Vorpommern auf eine bis heute nicht wieder erreichte Ausdehnung an. Die Bodenbildung verändert sich dadurch entscheidend. Die Waldhumushorizonte werden entweder in Pflughorizonte umgewandelt, die mit Haken- und später Wendepflug bearbeitet werden, oder sie bilden sich in Grünlandhumushorizonte um. Das Aufbringen organischer Dünger und die zunehmende Kalkung verändern den Stoffhaushalt der Ackerböden. Schwache, vorwiegend flächenhafte Bodenerosion trägt vor allem auf den ackerbaulich genutzten konvexen Ober- und steilen Mittelhängen über mehrere Jahrhunderte die oberen Zentimeter der Böden ab. Kolluvien sedimentieren auf den konkaven Unterhängen und in den Talauen.

Fast alle heutigen Wälder an konkaven Unterhängen stocken auf mittelalterlichen Kolluvien, die eine frühere lokale Ackernutzung auf dem Hang beweisen. Früh- und hochmittelalterliche Kolluvien sind fast ausnahmslos ungeschichtet. Damit kann der Sedimentationsbetrag zwischen zwei aufeinanderfolgenden Bodenbearbeitungen nicht höher als die seinerzeitige Bodenbearbeitungstiefe gewesen sein. Sehr starke Erosions- und Akkumulationsereignisse treten somit offenbar weder im frühen, noch im hohen Mittelalter auf. Das klimatisch bedingte Ausbleiben extremer Starkniederschläge könnten diesen Befund erklären. Möglicherweise hat auch die spezifische früh- und hochmittelalterliche Landnutzung starke Bodenumlagerungen verhindert.

Der im Vergleich zu Völkerwanderungszeit und beginnendem Frühmittelalter stark reduzierte Waldanteil verändert den Wasserhaushalt der Böden an einzelnen Standorten, an Hängen, in kleinen Einzugsgebieten und selbst in großen Räumen. Unter der Annahme gleichbleibender mittlerer Jahresniederschläge in Nordost-Deutschland steigt der mittlere vieljährige Landschaftsabfluß bis zum Jahr 1310 um etwa 100 mm im Jahr an (BORK et al. 1998):

Niederschlag	595 mm a ⁻¹
Evapotranspiration und Interzeption	455 mm a ⁻¹
Landschaftsabfluß	140 mm a ⁻¹

Die bedeutende Zunahme des Landschaftsabflusses und damit auch des Bodenwasserstromes läßt nunmehr an Standorten Staunässe auftreten, die über Jahrhunderte keinem Hydromorphieeinfluß unterlagen. Oft um mehrere Meter angestiegene Grundwasserspiegel führen zur Vergleyung und z. T. zur Wiederaufkalkung von Unterhang- und Auenstandorten, die zuvor tiefgründig degradiert worden waren. Das höher anstehende Grundwasser läßt neue Quellen schütten. In vormaligen Trockentälern fließt permanent Wasser.

An einem Unterhang, der unweit des vorpommerschen Dorfes Glasow in die Randowiederung ausläuft, stellte Th. Schatz eine Erhöhung des Grundwasserspiegels von der jüngeren Eisenzeit bis zum hohen Mittelalter von 2,5 m fest (BORK et al. 1998).

Das 14. Jh. verändert die Böden Nordost-Deutschlands drastisch.

Die früh- und hochmittelalterliche Phase geringer, ganz überwiegend nur flächenhafter Erosion auf ackerbaulich genutzten Hangstandorten findet im 14. Jh. ein jähes Ende. In der zweiten Dekade des 14. Jh. verändern sich mit den Witterungsbedingungen das Abfluß- und Abtragsgeschehen und damit der Zustand der Böden.

Die Jahre 1313 bis 1319 bringen außergewöhnlich hohe Niederschläge, katastrophale Abflüsse auf der Bodenoberfläche und Überschwemmungen, Ertragsseinbußen und -totalausfälle. Im Juli des Jahres 1342 verursacht der wohl stärkste Niederschlag der vergangenen tausend Jahre den größten Abfluß auf der Bodenoberfläche und in den Vorflutern in diesem langen Zeitraum. In den Folgejahren treten erneut Witterungsextreme auf.

Die extremen Starkregen und Abflüsse der zweiten und vierten Dekade des 14. Jh. verursachen Bodenumlagerungen, deren Ausmaß weder in den Jahrtausenden davor noch in den Jahrhunderten danach auch nur annähernd erreicht wurden und werden.

Die wenigen, außergewöhnlich abflußreichen Ereignisse tragen auf den Hängen Nordost-Deutschlands im Mittel mehr als die oberen 10 cm der ackerbaulich genutzten Böden ab. Auf über der Hälfte der ackerbaulich genutzten Hänge geht die fruchtbare Ackerkrume vollständig verloren. Substrate mit deutlich geringerer Bodenfruchtbarkeit - vor allem Geschiebedecksande - und verminderter nutzbarer Feldkapazität gelangen an die Geländeoberfläche. Die großen Abflußmengen auf der Bodenoberfläche reißen vorwiegend Aggregate ab und transportieren sie über kurze Strecken auf die Unterhänge und in die kleineren Talauen. Hier bilden sich mächtige geschichtete Kolluvien. Nur wenig Sediment gelangt in größere Talauen.

Umfangreiche Aufgrabungen machen die Verhältnisse des 14. Jahrhunderts wieder sichtbar. Untersuchungen der Böden und Sedimente zeigen an Mittel- und Unterhängen eine flächige spätmittelalterliche Erosionsdiskordanz - die Kolluviumbasis - die manchmal bis in die nicht mehr durch Bodenbildung überprägten Lockersedimente hinabreicht. Die bis heute vorhandene Diskordanz veranschaulicht, daß die spätmittelalterliche Bodenerosion zu ihrer Zeit alle vorherigen Abtragungstiefen übertraf, diese Tiefe andererseits auch durch spätere Abträge kaum mehr erreicht wurde (BORK et al. 1998).

Am Osthang der Randowbucht in der Nähe des vorpommerschen Dorfes Glasow identifizierte Th. Schatz die beschriebenen Wirkungen der einzelnen Starkniederschläge des 14. Jh. Im Schwemmfächer der Wolfsschlucht in der Märkischen Schweiz fanden wir ebenfalls die Sedimente des 14. Jh.

Konzentrierter Abfluß reißt in der ersten Hälfte des 14. Jh. vor allem in Dellen und auf konvexen Unterhängen rückschreitend vielerorts etliche Meter tiefe Schluchten ein oder erweitert vorhandene spätglaziale Korbensysteme beträchtlich hangaufwärts.

Flächen- und linienhafte Bodenerosion und -akkumulation verändern die Boden-, Substrat und Reliefheterogenität entscheidend. Die Struktur der über Jahrhunderte gewachsenen Kulturlandschaft verändert sich vollständig.

Spätmittelalterliche und frühneuzeitliche Bodenbildungsphase

Hungersnöte infolge extremer Witterung und Bodenzerstörung fordern in der ersten Hälfte des 14. Jh. ihren Tribut. Die Pestzüge der Jahre 1348 bis 1350 treffen so auf unterernährte Menschen, die Wirkung der Seuche wird dadurch wahrscheinlich verstärkt. Wohl mehr als ein Drittel der im Nordosten Deutschlands lebenden Menschen verliert bis in das Jahr 1350 ihr Leben. Viele Orte sind nach 1350 menschenleer, sie werden aufgegeben. Mancherorts verbleiben isolierte Resthöfe oder Mühlen. Viele Ackerfluren werden nicht mehr benötigt, sie fallen ebenso wüst. Der Waldanteil erhöht sich stark; die

neu entstehenden Wälder werden im Gegensatz zur Völkerwanderungszeit intensiv genutzt. Sie werden beweidet, die Streu wird entnommen, die tieferen Äste werden abgeschlagen. Andere, zuvor intensiv ackerbaulich genutzte Flächen werden nunmehr zu extensiv bewirtschaftetem Dauergrünland. Die Ernährungsgewohnheiten der Bevölkerung wandeln sich vom weit überwiegenden Konsum von Getreideprodukten zu starkem Fleischverzehr.

Wie entwickeln sich die Schluchten in den auf die linienhafte Erosion folgenden Jahren und Jahrzehnten? Die steilen, manchmal senkrechten Kerbenwände halten sich nicht lange in den meist nicht oder nur wenig verfestigten Lockersedimenten. Große Blöcke rutschen bald nach dem Kerbenreißen ab. Schwache Abtragereignisse im Einzugsgebiet füllen danach die dann bewachsenen Kerben sukzessive, in dem die herantransportierten Schwebstoffe sehr wahrscheinlich im Dauergrünland ausgekämmt werden. Nach mehr als einem Jahrhundert bleiben flache Dellen zurück. Die Dramatik der spätmittelalterlichen erosiven Oberflächenformung wird verschleiert und gerät in Vergessenheit.

Unter den genutzten Wäldern vollzieht sich eine intensive Bodenbildung. Bis in die frühe Neuzeit entstehen unter Wald auf den Unterhängen in nicht hydromorphen, sandigen Kolluvien und in jungpleistozänen Sanden und sandigen Lehmen auf den Mittel- und Oberhängen einige Dezimeter mächtige Braunerden und (Bänder-)Parabraunerden. Wurden diese Böden im 18. Jh. oder danach begraben, hat ihr Humushorizont einen vergleichsweise geringen Gehalt an organischer Substanz - ein weiterer Hinweis auf die intensive Waldnutzung.

Vom 15. bis zum frühen 18. Jh. wird ein Teil der im 14. Jh. aufgegebenen Ackerflächen durch Rodung und Grünlandumbruch zurückgewonnen. Hier herrscht nunmehr wie schon zuvor auf den überdauernden Ackerflächen schwache flächenhafte Bodenerosion vor.

Zerschluchtung im 18. Jh.

Im 18. Jh. reißen vor allem an vielen konvexen Unterhängen rückschreitend Schluchten ein. Vielfach werden die zu Dellen verfüllten Kerben des 14. Jh. als Abflußbahnen reaktiviert. Die linienhafte Erosion wird ausgelöst von Abfluß auf der Bodenoberfläche, der auf den oberhalb der einreißenden Schluchten liegenden Ackerflächen entsteht und durch das natürliche Relief oder Kulturmaßnahmen konzentriert hangabwärts fließt.

Der Schwemmfächer der Wolfsschlucht und seine Umgebung geben Auskunft über die Entwicklungen in jener Zeit. Nach Datierungen von Holzkohle und nach zeitgenössischen Schriftquellen beenden Rodungen im späten 17. und frühen 18. Jh. die seit etwa 1350 währende, weitgehende Oberflächenstabilität mit Bodenbildung im Einzugsgebiet der Wolfsschlucht und dem Schwemmfächer. Unterhalb liegt der Kleine Tornowsee - bis zum Jahr 1670 der tiefste Bereich eines oberirdisch abflußlosen Beckens. Die Anlage des Töpfergrabens um 1670 ermöglicht die Stabilisierung des Seespiegels des Kleinen Tornowsees. Auf den allmählich trocken fallenden, zuvor oftmals vom Kleinen Tornowsee eingenommenen Flächen wird nach dem Aufbringen von Sand und Geschiebemergel ab 1704 der seinerzeit sehr lukrative Hopfen angebaut. Der Schwemmfächer und sein Einzugsgebiet werden gerodet und traditionell agrarisch genutzt. Die vor Abflußbildung und Bodenerosion schützende Waldvegetation ist verloren gegangen. Erstmals wieder seit der ersten Hälfte des 14. Jh. sind Kulturfrüchte und Böden potentiell abtragsgefährdet. Abflüsse transportieren bald in und oberhalb der Wolfsschlucht erodierte Sande auf den Schwemmfächer und in die unterhalb liegenden Hopfengärten. Die Nutzer sehen sich erstmals gezwungen, Schutzmaßnahmen gegen die episodisch während stärkerer Niederschläge auftretenden Überflutungen und Übersandungen zu ergreifen. Auf dem Schwemmfächer wird diagonal ein etwa 1,5 m tiefer Graben ausgehoben, der den zeitweiligen Abfluß mitsamt den Inhaltsstoffen auf kürzestem Weg und unter Schonung der Hopfengärten in den Kleinen Tornowsee verfrachten soll. Die Standfestigkeit der Sande des Schwemmfächers wird jedoch unterschätzt. Aus der Wolfsschlucht z. B. während Gewitter-

regen heranströmender Abfluß fließt auf den Schwemmfächer und in den Graben. Das Wasser reißt sofort die ungeschützte Grabenwand ein und frißt sich rückschreitend bis zu 3 m tief in den Schwemmfächer und das untere, trompetenförmige Ende der Wolfsschlucht. Die entstandene Kerbe und der Graben verfallen rasch. Der Graben wird gereinigt und das beschriebene Geschehen wiederholt sich. Nach nochmaliger Grabenreinigung, Kerbenreißen, Verfallen und Überfluten des gesamten Schwemmfächers muß der Ackerbau auf dem Schwemmfächer aufgegeben werden. Zum Schutz nur noch der Hopfengärten wird am unteren Ende des Schwemmfächers randparallel ein Graben angelegt. Die Ereignisse, die zur Zerstörung und Aufgabe des Diagonalgrabens geführt haben, setzen sich hier fort. Auch der randparallele Graben muß mehrfach gereinigt werden. Schließlich zerstört ein extremes Abfluß- und Abtragsereignis in der zweiten Hälfte des 18. Jh. alle Bemühungen. Der randparallele Graben, die unteren Teil des Schwemmfächers und die Hopfengärten werden mit nährstoffarmen, in der Wolfsschlucht erodierten Sanden überdeckt. Die Besitzerin der Flächen, Frau von Friedland, gibt den Hopfenanbau und den Ackerbau im Einzugsgebiet auf und läßt den gesamten Bereich um das Jahr 1800 aufforsten. Der beschriebene dramatische und verloren gegangene Kampf um das Kulturland am Kleinen Tornowsee ist symptomatisch für die zweite Hälfte des 18. Jh. Die genaue Rekonstruktion gelang über Detailaufnahmen und Analysen der Böden und Sedimente sowie ergänzend über die Auswertung von zeitgenössischen Quellen (BORK et al. 1998).

Auch die Kerben der Biesdorfer Kehlen bei Wriezen (Exkursionspunkt 6) werden im 17./18. Jh. reaktiviert. Über 15 m tiefe Schluchten reißen durch konzentriert von den oberhalb liegenden Äckern während extremer Niederschläge zuströmenden Abfluß auf den konvexen Unterhängen ein. Sie bleiben teilweise bis heute unter Wald erhalten.

Die Entwicklung im 19. und in der 1. Hälfte des 20. Jh.

Die Schluchten des 18. Jh. fallen mit ihrer nahen Umgebung wüst und bewalden sich wieder oder werden gezielt aufgeforstet. So bildet sich in den sandigen, im 18. Jh. auf dem Schwemmfächer der Wolfsschlucht abgelagerten Kolluvien ebenso wie in den pleistozänen Sanden der zuvor stark erodierten Hangstandorte im Einzugsgebiet der Wolfsschlucht seit der Aufforstung um 1800 eine intensive, mehrere Dezimeter mächtige Braunerde.

Wie entwickeln sich die weiterhin landwirtschaftlich genutzten Flächen? Die Landwirtschaft verändert sich im 19. und 20. Jh. in einer Intensität, Geschwindigkeit und Art, die den Menschen bis dahin unbekannt war. Die Fruchtwechselwirtschaft und mit ihr Fruchtfolgen im heutigen Sinne werden eingeführt und die Gemeinheiten endgültig aufgeteilt. Die Agrartechnik verzeichnet stetige Fortschritte. Nicht zuletzt wird die organische Düngung verbessert und die mineralische Düngung eingeführt. Obgleich viele Veränderungen in der Landwirtschaft die Erosionsgefährdung erhöhen, bleibt die zu erwartende Erosionsverstärkung bis in die Fünfziger Jahre des 20. Jh. weitgehend aus. Das Ausklingen der starken flächen- und linienhaften Erosion zum Ende des 18. Jh. oder zum Beginn des 19. Jh. kann damit nur durch eine reduzierte Starkregenhäufigkeit oder -intensität erklärt werden.

Bodenerstörung in der 2. Hälfte des 20. Jh.

Die Intensivierung der Landwirtschaft in den Sechziger und Siebziger Jahren des 20. Jh. fördert über die eingesetzte Technik und über die Agrarstruktur indirekt stark die Bodenerosion. Schwere Landmaschinen führen zu abflußvermehrenden Schadverdichtungen. Die verdichteten Fahrspuren innerhalb der Schläge bilden Leitbahnen des Abflusses und der Bodenerosion. Die Zusammenlegung von Schlägen verlängert die Fließwege und begünstigt damit die Abflußbildung. Abflußbremsende Grünlandstreifen und andere Struktur- sowie Reliefelemente werden oft als scheinbar unproduktive Relikte älterer Landschaftsstrukturen entfernt. Das Resultat dieser Entwicklung ist eine deutliche, lokal dramatische Steigerung der Bodenerosionsraten.

Für den Untersuchungsraum Glasow im südlichen Vorpommern errechnet sich für das hohe Mittelalter sowie das 19. und frühe 20. Jh. eine mittlere jährliche Erosionsrate von nur 1.7 Tonnen pro Hektar. Für die Zeit seit Mitte der Dreißiger Jahre des 20. Jh. wurde hingegen ein mittlerer Abtrag von 23 Tonnen pro Hektar und Jahr rekonstruiert - eine Erhöhung um den Faktor 13 (BORK et al. 1998)!

Detailanalysen der Kolluvien in der Catena Dahmsdorf ergaben, daß in der gesamten Zeit von den ersten mittelalterlichen Rodungen bis etwa zum Jahr 1910 ungefähr 8 Tonnen Boden pro Hektar und Jahr erodiert worden waren. Nach ca. 1910 vervierfacht sich die mittlere jährliche Erosionsrate auf 33 Tonnen pro Hektar. Durch einen um das Jahr 1910 in der Tiefenlinie angelegten Rohrleitungsgraben war die Identifizierung der seinerzeitigen Geländeoberfläche und damit der seitdem abgelagerten Kolluvien exakt möglich (BORK et al. 1998).

Erosionsverstärkungen um das drei- bis dreizehnfache der Werte des 19. und frühen 20. Jh. kennzeichnen die ackerbaulich genutzten Hangstandorte im Nordosten Deutschlands seit den Sechziger Jahren.

Waldstandorte unterhalb ackerbaulich genutzter Ober- und Mittelhänge werden während stärkerer Niederschläge von flächenhaftem oder konzentriertem Abfluß auf der Bodenoberfläche durehströmt. Letzterer reißt vereinzelt Rillen oder Schluchten ein. Die Biesdorfer Kehlen bei Wriezen geben eine Beispiel für die Entwicklung bewaldeter konvexer Unterhänge (Exkursionspunkt 6, vgl. Beiträge Schmidchen et al. und Bork et al. im vorliegenden Band).

In vollständig bewaldeten Einzugsgebieten setzt sich die Bodenbildung unverändert fort.

Der Waldanteil liegt heute in Nordost-Deutschland mit 24% um etwa 9% über demjenigen des frühen 14. Jh. Dadurch weisen der Landschaftsabfluß und die Grundwasserneubildung geringfügig niedrigere Werte als um das Jahr 1310 auf (BORK et al. 1998):

Niederschlag	595 mm a ⁻¹
Evapotranspiration und Interzeption	475 mm a ⁻¹
Landschaftsabfluß	120 mm a ⁻¹

Die mittleren Grundwasserstände des Gesamttraums haben sich damit seit dem ausklingenden Hochmittelalter kaum verändert. Lokal können jedoch nutzungsbedingt Schwankungen von mehr als einem Meter aufgetreten sein und die Bodenbildung wesentlich beeinflusst haben. Insbesondere Meliorationsmaßnahmen haben Stauwasser abgeführt, die Grundwasserstände in den Talauen deutlich unter die hochmittelalterlichen Werte sinken lassen und so die rezente Bodenbildung wesentlich modifiziert. Die seit dem hohen Mittelalter durch hohe Grundwasserstände verminderte agrarische Nutzbarkeit von Talauen und Senken wurde durch diese Maßnahmen vielerorts beendet.

Langfristige flächendeckende Feststoffbilanzen für Landschaften sind aufgrund der fragmentarischen Datenbasis ebenso wie großräumige Wasserbilanzen nur näherungsweise zu erstellen. Vorsichtige Schätzungen liefern mittelalterlich-neuzeitliche Gesamtabtragswerte zwischen 40 und 70 cm für die Hänge Nordost-Deutschlands.

Die komplexe, räumlich und zeitlich stark differenzierte Entwicklung von den walddominierten Landschaften der Völkerwanderungszeit über die ausgeräumten, waldarmen Agrarlandschaften des beginnenden Spätmittelalters zu den heutigen, mäßig bewaldeten Agrarlandschaften hat den Wasser- sowie Stoffhaushalt und damit die Bodenbildungs- und Bodenerstörungsprozesse qualitativ und quantitativ entscheidend verändert. Die Lebensbedingungen der Menschen wurden dadurch wesentlich bestimmt.

Möglicherweise hat auch der nutzungsbedingte Wandel des Wasserhaushaltes das Klima Mitteleuropas (einschließlich der Witterungsextreme) in phasenhaften Rückkopplungen beeinflusst.

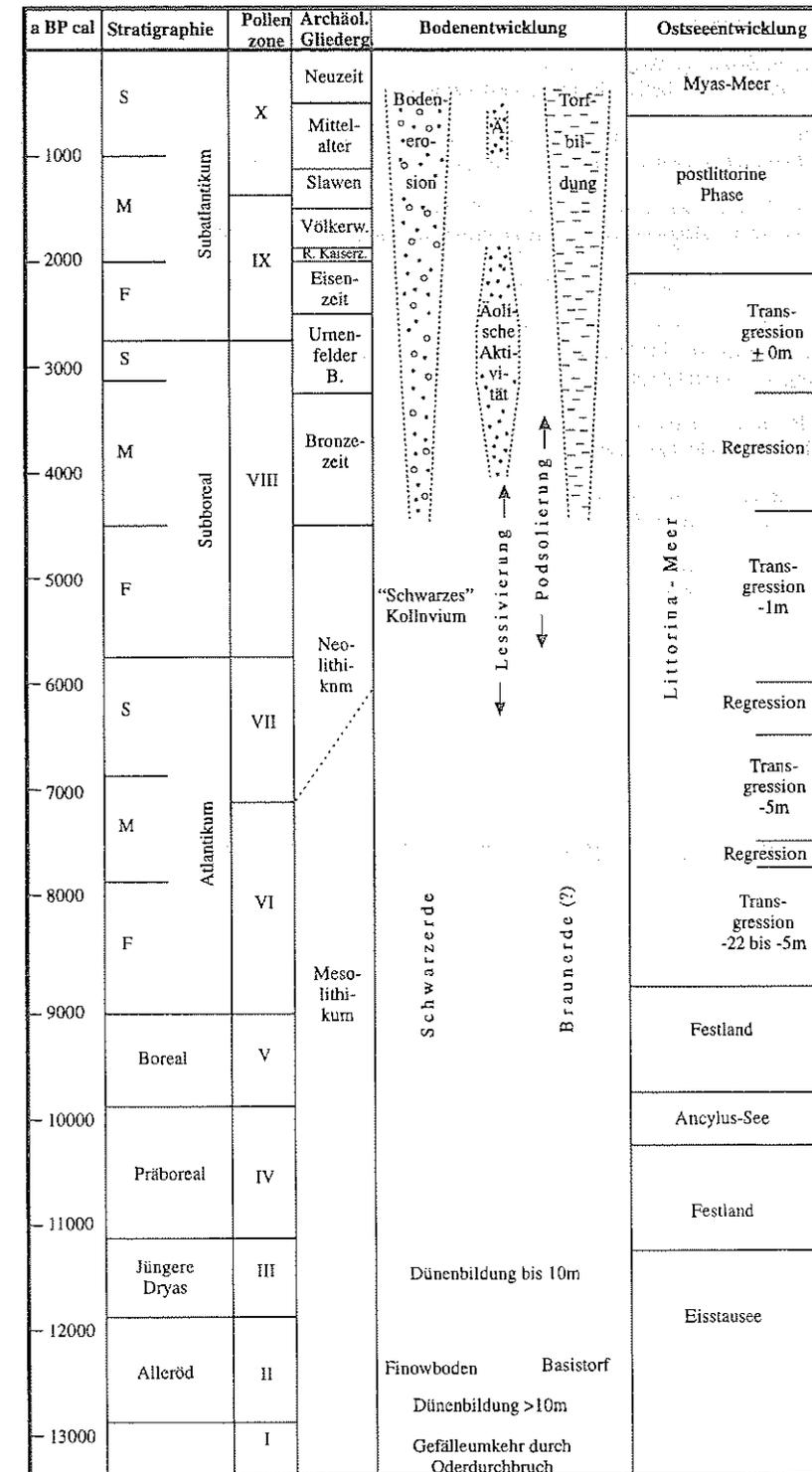
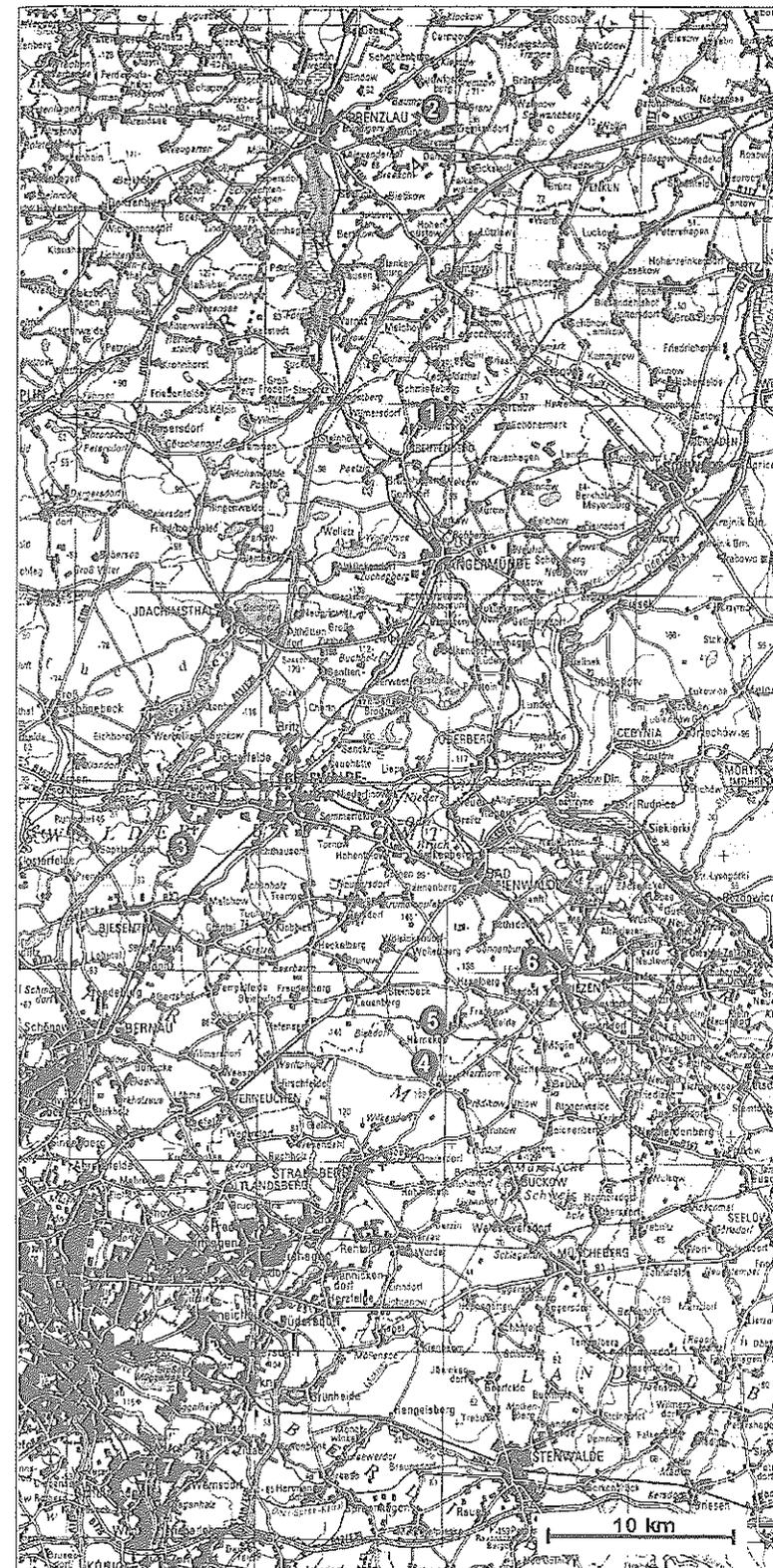


Abb. 4: Zusammenfassendes Schema zur Boden- und Landschaftsentwicklung in Nordostdeutschland (nach BORK ET AL. 1998, BUSSEMER ET AL. 1998, FISCHER-ZUIKOV ET AL. 1999, SUCCOW 1988)

Literaturverzeichnis

- BORK, H.-R., H. BORK, C. DALCHOW, B. FAUST, H.-P. PIORR & T. SCHATZ (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. Gotha; Stuttgart: Klett-Perthes, 328 S.
- BUSSEMER, S. (1998): Bodengenetische Untersuchungen in Braunerde- und Lessiveprofilen auf Sandstandorten des brandenburgischen Jungmoränengebietes. Münchner Geograph. Abhandlungen, Bnd. A 49, 27-93
- BUSSEMER, S., P. GÄRTNER & N. SCHLAAK (1998): Stratigraphie, Stoffbestand und Reliefwirksamkeit der Flugsande im brandenburgischen Jungmoränenland. Petermanns Geogr. Mitteilungen 142/2, 115-125
- ELLENBERG, H. (1996): Vegetationskunde Mitteleuropas mit den Alpen. 5. Aufl. Ulmer, Stuttgart.
- FISCHER-ZUJKOV, U., R. SCHMIDT & A. BRANDE (1999, im Druck): Die schwarzerdähnlichen Böden Nordostdeutschlands und ihre Stellung in der holozänen Landschaftsentwicklung, Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde.
- HARTWICH, R., J. BEHRENS, W. ECKELMANN ET AL. (1995): Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000. Hannover: Bundesanstalt f. Geowissenschaften und Rohstoffe
- JANETZKO, P. & R. SCHMIDT (1996): Norddeutsche Jungmoränenlandschaften. Kap. 3.4.4.2 Handbuch der Bodenkunde, Hrsg. H. P. Blume et al., Landsberg: ecomed-verlag, 1-36
- KOPP, D. (1965): Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. Ber. geol. Ges. DDR, 10, 739-771
- LITKE, H. & J. MARCINEK (HRSG., 1994): Physische Geographie Deutschlands. Justus Perthes Verlag Gotha, 559 S.
- SCHLAAK, N. (1992): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. Diss. Humboldt-Univ. Berlin, Math.Nath.Fak., 174 S.
- SCHMIDT, R. (1982): Die Struktur der Bodendecke der Grundmoränengebiete der DDR. Petermanns Geogr. Mitteilungen, 126/3, 153-170
- SUCCOW, M. (1988): Landschaftsökologische Moorkunde. Jena: Gustav Fischer Verlag, 340 S.



Übersichtskarte des Exkursionsgebietes mit Lage der Exkursionspunkte
(Vervielfältigung mit Genehmigung des LVerMA BB, GB-G 7/97)

Die ur- und frühgeschichtliche Besiedlung der Uckermark

Eike Gringmuth-Dallmer

Die Uckermark hat mit einer hohen Zahl archäologischer Fundplätze frühzeitig das Interesse der Forschung auf sich gezogen. Hervorzuheben sind der Arzt Dr. H. Schumann, der um die Jahrhundertwende zahlreiche Ausgrabungen vornahm und mustergültig publizierte, sowie die intensiven Aktivitäten, die ehrenamtliche Bodendenkmalpfleger zu DDR-Zeiten vor allem unter der Anleitung von U. Schoknecht entfalteten und die die Landschaft zu einer der besterforschten bezüglich der Fundstellenverbreitung in Nordostdeutschland machten. Hingegen haben bis 1989 nur wenige moderne, großflächige Untersuchungen stattgefunden, die seitdem mit größerer Intensität betriebene Ausgrabungstätigkeit hat sich leider noch nicht in entsprechenden Publikationen niedergeschlagen.

Die Uckermark mit ihren für nordostdeutsche Verhältnisse außergewöhnlich guten Böden ist durch alle vom Ackerbau geprägten Perioden der Ur- und Frühgeschichte hindurch wichtiges Siedlungsland gewesen, jedoch haben die Beziehungen zwischen der Besiedlung und den naturräumlichen Verhältnissen nur selten das intensivere Interesse der Forschung gefunden. Einzelne Beobachtungen werden im folgenden mitgeteilt.

1 Mesolithikum

Von den älteren, weitgehend auf Jagd, Fischfang und Sammeln basierenden Gesellschaften wurde die Landschaft weitgehend gemieden. So sind aus dem Spätpaläolithikum lediglich einige Silexartefakte von Herzfelde bekannt. Aus dem Mesolithikum wurden „Feuersteinschlagplätze“ in der westlichen Uckermark u.a. bei Mildenberg und Burgwall, am Templiner See und am Lankensee entdeckt, außerdem liegen Grabfunde von Blindow und Groß Fredenwalde und von einigen anderen Fundplätzen Mikrolithen und Knochen- bzw. Geweiheräte vor.

2 Neolithikum

Mit der im 5. Jahrtausend v.Chr. auftretenden Bandkeramik zeigt die Uckermark ihre herausgehobene naturräumliche Stellung, stellt sie doch inselhaft das einzige Verbreitungsgebiet dieser ältesten Ackerbauernkultur Mitteleuropas im Norden Brandenburgs und in Mecklenburg-Vorpommern dar. Während in der älteren Stufe, der Linienbandkeramik, ausschließlich Siedlungen und einzeln gefundene Felsgesteingeräte entdeckt wurden, sind aus der jüngeren Stichbandkeramik auch Grabfunde bekannt. Kleinflächige Ausgrabungen erfolgten lediglich auf Siedlungsplätzen in Prenzlau und Zollichow. Die zeitlich anschließende Rössener Kultur ist mit wenigen Grab- und Siedlungsfunden vertreten.

Auch die Trichterbecherkultur (4. Jahrtausend v. Chr.) hat einen Schwerpunkt in der Uckermark, eine wichtige Siedlung liegt bei Pinnow. Die Toten wurden mit angezogenen Beinen (Hocker) zumeist in Großsteingräbern (Megalithgräbern) verschiedener Form bestattet, eine größere Anzahl befindet sich im Randowbereich. Neben der zahlreichen Keramik treten vielfach Geräte aus Stein und Knochen auf. In Niederlandin wurde ein Mooropfer, bestehend aus 5 Amphoren und einem Trichterbecher, geborgen. In Schönermerck wurde eine Siedlung mit so charakteristischem Fundmaterial ausgegraben, daß sie namengebend für eine eigene Untergruppe wurde.

Etwa zwischen 3500 und 3200 v.Chr. tritt die nach einer besonderen Tassenform benannte „Uckermärkische Gruppe“ auf, deren Name schon eine Sonderstellung und das vorherrschende Verbreitungsgebiet belegt. Bestattet wurde hauptsächlich in kleinen Steinkisten, die häufig auf Sandböden angelegt wurden („Sandfeld“ bei Wollschow, „Sandberg“ bei Brüssow). Da in der Regel von einer engen Nachbarschaft von Bestattungs- und Siedlungsplatz auszugehen ist, könnte sich hierin eine andere

Wirtschaftsweise niederschlagen als beispielsweise in der Britzer Kultur (Ende 3. Jahrtausend v.Chr.), für die allgemein eine Anlage auf schweren Böden konstatiert werden kann. Der Ackerbau muß bei ihr eine große Rolle gespielt haben, wie vor allem das häufige Auftreten von Reibesteinen und Flintklingen mit Sichelglanz belegt.

Gegen Ende der Trichterbecherkultur tritt die Kugelamphorenkultur auf (ab 3100 v.Chr.), wiederum ziemlich inselartig inmitten fundarmer Gebiete, unter den vorherrschenden Gräbern, durchweg Nachbestattungen in Anlagen der Trichterbecherkultur, sind die Fundorte Burgwall, Schmiedeberg, Bölkow und Schwedt zu nennen. Nach Beobachtungen in anderen Gebieten sind in der Kugelamphorenkultur Hinweise auf Pflanzenanbau selten, während die Viehhaltung erhebliche Bedeutung besaß (häufige Mitgabe von Eberhauern in den Gräbern). Demgegenüber scheint der Ackerbau in der etwa gleichzeitigen Havelländischen Kultur, die ebenfalls eine eigene Regionalgruppe in der Uckermark ausgebildet hat, eine größere Rolle gespielt zu haben, außerdem sprechen einige Befunde für eine Beibehaltung von Elementen jägerischer Lebens- und Wirtschaftsweise.

Das Spätneolithikum ist durch Einzelgrabkultur (2800-2200 v.Chr.) und Oderschnurkeramik gekennzeichnet, die wiederum eine eigene Uckermärkische Gruppe ausgebildet hat. Typisch sind gehockte und gestreckte Bestattungen, Steinkisten und Grabhügel und im Fundmaterial fazettierte Äxte und Fischgrätenverzierung auf Keramik, allerdings fast alles nur aus Gräbern. Gerade in der Uckermark, die auch hier eine eigene Regionalgruppe bildet, sind jedoch auch eine Reihe von Siedlungen bekannt, die sich durchweg in der Nähe von Ücker und Randow befinden. „Bevorzugt werden allgemein Nichtlößböden wie Sandkomplexe und Dünengebiete in Wassernähe sowie grundwasserfeuchte Auelehmböden. Durch die enge Bindung an Flußläufe nutzt die EGK auch den fruchtbaren Schwemmlerbereich“ (Jacobs 1991, 19).

3 Bronzezeit

Der Übergang vom Neolithikum zur Bronzezeit war fließend (etwa 2. Hälfte des 3. Jahrtausends v.Chr.), der neue Werkstoff setzte sich nur langsam durch, so daß zunächst viele Geräte und Waffen, insbesondere Dolche, noch aus Feuerstein hergestellt wurden. Sowohl Spätneolithikum als auch frühe Bronzezeit suchten vorwiegend die ertragreichen lehmigen Böden auf, was auf bevorzugten Ackerbau schließen läßt. Die frühe und ältere Bronzezeit (1800-1100 v.Chr.) besiedelte vorwiegend von Lehm umgebene Sandinseln. Sie ist wiederum hauptsächlich durch Gräber repräsentiert (Neuenfeld, Wartin, Casekow, Kummerow), hinzu kommen Hortfunde (Angermünde, Lunow). Das weitgehende Fehlen von Siedlungen dürfte vor allem darauf zurückzuführen sein, daß die zugehörige Keramik kaum erforscht ist. Die ursprünglich weit verbreiteten Hügelgräber finden sich heute hauptsächlich in den Waldgebieten im Südwesten, während sie ansonsten in der Regel der Beackerung zum Opfer fielen. In solchen Fällen muß mit Störungen im Bodenprofil gerechnet werden, die von der Erdentnahme für die Hügelbau herrühren und bei ehemals großen, heute verschwundenen Gräberfeldern weitflächig auftreten können.

Die jüngere Bronzezeit (1100-700 v.Chr.) weist vor allem auf den Sandböden im Südwesten eine höhere Funddichte auf, während die Lehm Böden weitgehend gemieden werden. Bekannt sind sowohl Siedlungen und Urnengräber als auch Depotfunde. Der größte von ihnen stammt aus Biesenbrow bestand aus 26 bronzenen Einzelteilen, darunter einem Kessel, einem Hängegefäß und zwei Schalen, ferner aus Fibeln, Armbändern, Hals- und Pferdeschmuck. Die Horte enthalten häufig Bronzesicheln, die die vorher vorherrschenden Flintsicheln ablösen. Die herausgehobene Stellung des Gebietes auch hier zeigt die Herausarbeitung einer eigenen „uckermärkisch-westpommerschen Kultur“, die sich bis in die mittlere Bronzezeit zurückverfolgen läßt. Der Ackerbau scheint erhöhte Bedeutung erlangt zu haben.

4 Eisenzeit

Im 7. Jahrhundert v.Chr. erfolgt - archäologisch häufig schwer faßbar - der Übergang von der jüngsten Bronze- zur frühen Eisenzeit. Die Uckermark ist wiederum kompakt besiedelt, jedoch nur für die fast ausschließlich östlich der Randow auftretende Göritzer Gruppe näher erforscht. Bekannt sind wiederum

hauptsächlich Urnengräber. In der älteren vorrömischen Eisenzeit (600-250 v.Chr.) zeichnet sich eine gewisse Siedlungsausdünnung ab, die Träger der Göritzer Kultur scheinen weitgehend abgewandert zu sein. Das zahlenmäßige Zurücktreten der Siedlungen gegenüber den Gräberfeldern wird u.a. damit begründet, daß die Wohnplätze häufig in Flußauen und Niederungen angelegt wurden (Trockenphase!) und damit bei späterer Überflutung oder Vertorfung ungünstige Auffindungsbedingungen aufweisen. Die jüngere vorrömische Eisenzeit (Jastorfkultur, 250-0) zeigt dann eine intensivere Besiedlung der Uckermark, die sich wiederum als klar abgegrenzter Bereich abzeichnet. Die Zahl der Gräberfelder, ausschließlich mit Urnenbestattungen, übertrifft wieder erheblich die der Siedlungen. Siedlungsbaltungen zeigen sich um Angermünde/Oderberg und Löcknitz, insgesamt wird die Grundmoräne wieder stärker besiedelt. Ein etwa 10 kg schwerer Getreidefund des 1. Jh. v.Chr. von Hetzdorf enthielt mit 92,6% einen außerordentlich hohen Anteil an Gerste.

5 Römischen Kaiserzeit

In der römischen Kaiserzeit (1.-4. Jh. n.Chr.) bilden die Uckermärkische Lehmplatte, die Randowniederung, das Uckermärker Kuppen- und Hügelland und der Parsteiner Endmoränenbogen ein eigenständiges, weitgehend von Wald umgebenes Siedlungsgebiet. Die Fundverhältnisse haben sich insofern gewandelt, als nun die Siedlungen einen höheren Anteil ausmachen. Mitte des 2. Jh. ist ein starker Rückgang zu verzeichnen, der in der folgenden Zeit wieder einigermaßen wettgemacht wird. Mitte des 4. Jh. schließlich kommt es zu einem weitgehenden Siedlungsabbruch, in der nachfolgenden Völkerwanderungszeit (5./6. Jh.) war der Raum nahezu oder vollständig vom Menschen verlassen und damit bewaldet. Die Bedeutung der Uckermark als Siedlungslandschaft während der ganzen Kaiserzeit zeigt sich in einem gehäuften Auftreten römischer Importfunde.

In der gesamten Eisenzeit wurden nach Leube (1996, 136) „die Lehme und sandigen Lehme der Grundmoränenplatten sowie der nordöstlich von Prenzlau gelegenen schwarzbraunen Steppenböden mit Ackerwertzahlen über 60“ aufgesucht, vielfach allerdings auch von Lehm umgebene Sandinseln, was auf eine Bevorzugung ökologischer Grenzbereiche schließen läßt. Eine relativ geringe Bedeutung scheint die Eisenverhüttung gehabt zu haben, was daran liegen dürfte, daß der Raum keine bedeutenderen Raseneisenvorkommen besessen hat.

6 Slawenzeit

In Herzprung bei Angermünde wurde 1982-1996 durch A. Leube eine germanische Siedlung des 2.-5. Jh. n.Chr. nahezu vollständig ausgegraben. Sie besitzt die beachtliche Länge von 400 m und verfügte über einen eng bebauten Wohnteil. Die Wirtschaftsanlagen befanden sich oft weit entfernt am Rand. Auf der 2,2 ha großen untersuchten Fläche fanden sich ebenerdige Pfostenbauten verschiedenartiger Bauweise und Innengliederung, Speicher, Grubenbauten, ein Gebäude mit Lehmestrich und Gebäude mit Kalkbrennöfen. Für den Wohnteil sind 9-11 Höfe zu erschließen, die jeweils aus einem Wohnhaus, einem Grubenhaus und einem Speicher bestanden. Geringe Hinweise auf Eisenprodukt und -verarbeitung liegen vor, aber auch solche auf eine Bronzwerkstatt. Größere Bedeutung hatte die Kalkgewinnung. Auch Holzkohlemeiler-Gruben wurden entdeckt.

Mit den seit dem 7. Jh. einwandernden Slawen beginnt eine Siedlungsentwicklung, die sich kontinuierlich bis in die Gegenwart fortsetzt. Wiederum hebt sich die Uckermark durch eine besondere Siedlungsintensität deutlich von ihrer Umgebung ab. Die Struktur der Kulturlandschaft war von sogenannten Burgbezirken bestimmt, bestehend aus einem Burgwall und den ihn umgebenden Siedlungen, die wirtschaftlich und politisch von ihm abhängig waren. Besonders wichtige Anlagen standen an der Oder bei Oderberg, Schwedt und Stolpe, unter den zahlreichen anderen seien Prenzlau und die Burgwallinsel im Oberuckersee genannt, bei der eindrucksvolle Brückenreste entdeckt wurden. Im archäologischen Fundbild treten Bestattungsplätze völlig zurück hinter einer Vielzahl von Siedlungen. In der jungslawischen Zeit nach der Jahrtausendwende kommt es zu einer immensen Fundstellenvermehrung, die z.T. bisher völlig unbesiedelte Räume erfaßt und damit Zeugnis eines selbständigen slawischen Landesausbaus ist, den die ältere, stark national bestimmte Forschung bestritten

hatte. Besonders der Norden und der Süden der Uckermark weisen schon vor 1000 eine umfangreiche Besiedlung auf, jungslawischer Landesausbau ist insbesondere im Mittelteil östlich Prenzlau zu verfolgen.

In Drese fanden durch V. Schmidt größere Ausgrabungen auf einem Burgwall mit Vorbürgsiedlung und jungslawischem Gräberfeld statt. Die Anlage bestand vom 8. bis zum frühen 13. Jh. Sie mißt insgesamt 185x240 m, der Wall ist heute noch bis zu 8 m hoch. Insgesamt konnten 10 Phasen ermittelt werden. Handwerliche Tätigkeit und weitreichender Handel sind nachgewiesen. Es handelt sich um den Vorort des slawischen Stammes der Ukranen.

7 Mittelalter

In der 2. Hälfte des 12. Jh. begann dann die deutsche Ostsiedlung, also der Zuzug von Adligen und Bauern aus den Altsiedelräumen, die planmäßig Dörfer und Städte gründeten und dabei, auch das ist eine neue Erkenntnis, vielfach die Slawen mit einbezogen. Für die älteste und später bedeutendste Stadt Prenzlau (Ersterwähnung 1188, Stadterhebung 1234) sind archäologisch Vorläufer der slawischen Zeit nachzuweisen, die bereits eine herausgehobene Position des Platzes belegen. Siedlungsgeschichtlich von Bedeutung ist die Welse, da die Landschaften nördlich von ihr zunächst zu Pommern gehörten, ehe sie 1250 von den Askaniern übernommen wurden. In den letzten Jahren sind in den meisten uckermärkischen Städten teilweise umfangreiche Ausgrabungen vorgenommen wurden, die das Bild ihrer Entstehung und frühen Entwicklung differenzieren und auch korrigieren.

Einen letzten siedlungsgeschichtlich wichtigen Einschnitt stellt die spätmittelalterliche Wüstungsperiode dar. Auffällig ist die ausgesprochen ungleichmäßige Verteilung, die die fruchtbaren, heute unbewaldeten Bereiche im Norden und Osten der Uecker fast vollständig ausspart. In den anderen Landschaften sind viele aufgelassene Dörfer später als Einzelsiedlungen (Einzelgehöfte, Mühlen, Forsthäuser) wieder errichtet worden.

Literaturverzeichnis

- LECIEJEWICZ, L. & E. GRINGMUTH-DALLMER, Hrsg. (1996): Człowiek a środowisko w środkowym i dolnym nadodrzu - Mensch und Umwelt im mittleren und unteren Odergebiet, Wrocław.
- ENDERS, L. (1996): Die Besiedlungsgeschichte der Uckermark. In: S. Wauer, Brandenburgisches Namenbuch, T.9: Die Ortsnamen der Uckermark, Weimar.
- JACOBS, J. (1991): Die Einzelgrabkultur in Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin.
- LEUBE, A. (1996): Die eisenzeitliche Besiedlung des westlichen mittleren Odergebietes (6. Jahrh. v.Chr.-6. Jahrh. n.Chr.). In: Człowiek a środowisko w środkowym i dolnym nadodrzu - Mensch und Umwelt im mittleren und unteren Odergebiet, 127-142.

Schwarzerdeähnliche Böden des Jungmoränengebietes

U. Fischer-Zujkov

1 Schwarzerdebodengesellschaften der Uckermark

Das inselartige Areal der schwarzerdeähnlichen Böden des Jungmoränengebietes Nordostdeutschlands (Uckermark) außerhalb der mitteldeutschen Schwarzerdegebiete auf Lößstandorten stellt eine regionale Besonderheit dar. Ihre Verbreitung ist schon länger bekannt (Stremme, 1938). Ähnliche Bodenbildungen stellen die "Fehmaraner Schwarzerden" (Schimming und Blume, 1993) und die Schwarzerden auf Poel dar. Neuere Untersuchungen zur Schwarzerdegenese sind jedoch fast ausschließlich im süd- und mitteldeutschen Raum in Lößgebieten angesiedelt (ROHDENBURG & MEYER, 1968, ALTERMANN, 1969, SABEL, 1982, THATER UND STAHR, 1991, GUNREBEN, 1992, GEHRT ET AL., 1995).

Es lassen sich in der Uckermark 3 Bodengesellschaften mit schwarzerdeartigen Böden ausgrenzen:

I. Pararendzina - (Pseudogley)-Parabraunerde-Tschernosem - Parabraunerde - Kolluvisol - BG

Im zentralen Teil der Uckermark bildet in dem bewegten Relief der welligen bis kuppigen Grundmoräne weichselzeitlicher Geschiebemergel mit einem sehr kleinflächigen Wechsel von sandigen bis tonigen Substraten das Ausgangsmaterial der Bodenbildung. Häufig ist auch das Auftreten von kalkhaltigem Kreidegeschiebe. Entsprechend dem Mosaik des Ton- und Carbonatgehaltes im Geschiebemergel ist für die z.T. pseudovergleyten Böden der Platten ein Mosaik von Böden unterschiedlicher „Lessivierungsstadien“ der Tschernoseme typisch. Die Böden der Kuppen sind aufgrund der intensiven ackerbaulichen Nutzung dieser Standorte nahezu vollständig erodiert und als Pararendzinen ausgebildet. In den Unterhang- und Senkenpositionen der überwiegenden Kleinstbinneneinzugsgebiete sind häufig mächtige Kolluvien über Schwarzerden mit hydromorphen Merkmalen (Gley-Tschernosem) anzutreffen.

II. Pararendzina - Parabraunerde-Tschernosem - Kolluvisol - BG

An ihrer südlichen Arealgrenze im Bereich der Uckermark sind die schwarzerdeähnlichen Böden in Randlagen der Sernitz-Weise Niederung ausgebildet. Es handelt sich um ein Gletscherzungenbecken der Angermünder Staffel, in dem in einem Eisstausee Beckenschluffe über der Moräne sedimentiert wurden. Dieses ton- und kalkreiche Sediment (Tongehalte ca. 17-25%, Kalkgehalt >15%) bildet das Ausgangssubstrat der schwarzerdeähnlichen Böden. Aufgrund der wahrscheinlich seit dem mittleren Neolithikum nur mit kurzen Unterbrechungsphasen ackerbaulichen Nutzung dieser sehr fruchtbaren Standorte sind auf den erodierten Kuppen Pararendzinen und in den Unterhang- und Senkenpositionen Kolluvien, und mit ihnen verbunden, begrabene Böden verbreitet. Diese Bodengesellschaft ist sowohl in Kleinsteinzugsgebieten als auch in Verzahnung mit Talmooren anzutreffen.

III. Pararendzina - Pseudogley-Parabraunerde-Tschernosem - Gley-Tschernosem - Kolluvisol - (Niedermoor) - BG

Das Verbreitungsgebiet dieser Bodengesellschaft befindet sich in Niederungen der westlichen Uckermark im Einzugsgebiet der Ucker. Die Schwarzerden dieses Gebietes unterscheiden sich vor allem durch ihre hydromorphen Merkmale. Diese Böden werden in dieser Exkursion nicht vorgestellt.

2 Schwarzerdegenese und -erhaltung

Die Schwarzerden der Uckermark haben reliktschen Charakter, rezent sind lediglich in unterschiedlichem Maße degradierte Schwarzerden (Parabraunerden-Tschernoseme und (Pseudogley)-Tschernosem-Parabraunerden) verbreitet. Zeitraum der Schwarzerdebildung waren das Boreal und mindestens das Ältere Atlantikum. Das Ende des Prozesses der Tschernosemierung, d.h. die Akkumulation von Schwarzerdehumus, ist noch nicht genau geklärt. Eine Veränderung in der

Humusqualität und damit das Ende der Schwarzerdegenese ist ab der Slawenzeit nachweisbar. Für die Bodengesellschaften I und II (s. oben) ist die „hydromorphe Humusakkumulation“ auszuschließen. Die pedogenetischen „Degradierungsprozesse“ (Entkalkung, Verbraunung, Lessivierung) laufen ungeachtet ihrer genetischen Abfolge innerhalb der Bodencatena in zeitlichem und räumlichem Miteinander ab. Die Bodenentwicklungsstadien von begrabenen Böden im Vergleich zu rezenten Oberflächenböden lassen auf Verbraunung und Lessivierung als pedogenetische Prozesse mindestens nach dem Neolithikum schließen. Anhand der Kalkdynamik läßt sich die zeitweise Stagnation bzw. sogar Umkehr der Bodenentwicklung der Tschernoseme in Richtung Parabraunerde nachweisen. Die Gründe für diese Stagnation bzw. Umkehr der Bodenentwicklung und damit für die Erhaltung der schwarzerdeähnlichen Böden bis zu Gegenwart sind:

1. Die bis heute subkontinentalen klimatischen Bedingungen.
2. Die Besonderheiten des Ausgangssubstrates, d.h. Menge und Form des Kalkgehaltes (min. 15% CaCO₃). Insbesondere die erhöhte Kalkpufferung der Böden aufgrund von Kreidegeschieben im Substrat scheint eine entscheidende Rolle für den Erhalt der Schwarzerden bis in die Gegenwart zu spielen. Ein hoher Tongehalt (17 - 25%) bedingte die Bildung eines hohen Anteils der sehr inerten Ton-Humuskomplex-Fraktion am Gesamthumus. Aufgrund der erschwerten Umsetzbarkeit dieser Fraktion durch biochemische Prozesse blieb ein erheblicher Teil dieses Humusbestandteiles bis in die Gegenwart erhalten. Es erfolgte lediglich die physikalische Verlagerung eines Teiles durch Lessivierung und die Bildung von Parabraunerde-Tschernosem-Übergängen mit schwarzen Toncutanen.
3. Die ackerbauliche Nutzung der Schwarzerdeflächen wirkte der Bodendegradierung entgegen. Mit fortschreitender Erosion gelangte in Kuppen- und Oberhangpositionen kalkhaltiges Material an die Oberfläche. Die kolluviale Überdeckung der Schwarzerden am Unterhang mit kalkhaltigem Material und dessen andauernde Nachlieferung stoppte die Bodendegradierung "von oben". Gleichzeitig erhöhte sich die Lösung der Carbonate im Bodenwasser der Kuppen und Oberhänge, was zu einer Zufuhr von Carbonaten mit dem Hangzuzugswasser in Unterhang- und Senkenposition und z.T. zur Bildung von Sekundärcarbonaten in bereits entkalkten Bodenhorizonten führte und somit die Bodendegradierung "von unten" stoppte.

Besondere Bodenbildungen stellen die Kolluvisole auf dem „Schwarzen Kolluvium“ dar. Mit Beginn der neolithischen ackerbaulichen Nutzung im jüngeren Atlantikum und zu Beginn des Subboreals setzte die Akkumulation des "Schwarzen Kolluviums" ein, dessen Auftreten als Phänomen der gesamten Region Uckermark betrachtet werden kann (SCHMIDT, 1991). Es ist das Umlagerungsprodukt des Humushorizontes der Schwarzerden. Die Akkumulation des "Schwarzen Kolluviums" kann in mehreren Phasen stattfinden (bisher gefunden: neolithisch bis eisenzeitlich). In größeren Hohlformen erfolgt aufgrund des durch die Rodung hervorgerufenen Grundwasseranstiegs synsedimentär eine zusätzliche hydromorphe Humusakkumulation. Mit der Aufgabe der ackerbaulichen Nutzung sinken die Grundwasserstände wieder ab und es kommt zu postsedimentären pedogenetischen Veränderungen des "Schwarzen Kolluviums". In Abhängigkeit von den vorherrschenden pedogenetischen Prozessen (Humusakkumulation, Vergleyung, sekundäre Aufkalkung, Entkalkung, Lessivierung) können verschiedene Subtypen des Kolluvisols und deren Übergänge bzw. Kombinationen unterschieden werden: Gley-, Kalk- und Parabraunerde-Kolluvisol.

3 Exkursionspunkt 1: Catena "Biesenbrow" - Pararendzina - Parabraunerde-Tschernosem - Kolluvisol - Bodengesellschaft auf Beckenschluff

3.1 Catena

Als typische Ausbildung dieser Bodengesellschaft (II) wurde die Catena "Biesenbrow" (Abbildung 1) in Form eines Baggerschurfes untersucht. In den stark hydromorph geprägten Abschnitten der Catena wurden die Aufnahmen durch Rammkernsondierungen ergänzt. Dieser Aufschluß wurde makroskopisch beschrieben und in 17 detaillierten Profilaufnahmen horizontweise beprobt.

Es wurden folgende bodenchemische und -physikalische Analysen durchgeführt:

- pH-Wert - in 0,01M-CaCl₂-Lösung (DIN 10390),
- Bestimmung des Kalkgehaltes - Scheibler-Apparatur (DIN 19684 T5),
- der Kohlen- und Stickstoffstoffgesamtgehalte - Leco CNS-2000,
- Bestimmung des Kohlenstoffgehaltes nach Verglühen (530°C) bei kalkhaltigem Probenmaterial (DIN 19684 T4),
- Bestimmung des Gehaltes von dithionit- und oxalatlöslichem Eisen (DIN 19684 T6 u.7),
- Bestimmung des Gesamtgehaltes ausgewählter chemischer Elemente im HF-Aufschluß (TGL 25418/18),
- Korngrößenanalyse nach Köhn (TGL 31222/02),
- Bestimmung der Trockenrohddichte (DIN 11272, Mittel aus 3 Stechzylinderproben a 100cm³).

Entscheidend für die Ansprache der Böden in Ober- und Mittelhangposition als Parabraunerde-Tschernoseme (s. Abbildung 1) ist der schwarze autochthone Humushorizont (A_{xh}, 10YR2-3/1) mit Humusgehalten von 2-4% unterhalb des deutlich helleren Pflughorizontes (A_p, 10YR3/2, Humusgehalt ca. 2-3%) (s. Abbildung 2b). Er setzt sich am Unterhang als fA_{xh} fort. Die Kolluvien sind durchweg humos. Deutlich zu unterscheiden ist im Unterhangbereich eine tiefschwarze Schicht (10YR2/1), die als "Schwarzes Kolluvium" bezeichnet und als Umlagerungsprodukt des Humushorizontes der Schwarzerde gedeutet wird. Der Humusgehalt dieses Kolluviums steigt hangabwärts bis ca. 15% an. Im Senkenbereich (Bohrtrasse) nimmt es mit Humusgehalten bis zu 30% anmoorigen Charakter an, was auf eine zusätzliche Humusakkumulation nach der kolluvialen Ablagerung schließen läßt. Die darüberliegenden Kolluvien sind deutlich heller mit grau-braunen Färbungen (10YR 3/1 - 4/2) und Humusgehalten um 2-3%. Eine höherer Humusgehalt ist lediglich auf der Oberfläche des mittleren kolluvialen Körpers (fAh⁰M²Ah)¹ mit 4-8% als Ausdruck einer hydromorphen Humusakkumulation zu verzeichnen, die in Verbindung mit einem Grundwasseranstieg steht, der durch den moorrandparallelen saumartig ausgebildeten Go⁰M²Ah markiert wird.

Auffallend sind die sehr hohen pH-Werte (7,0 - 8,1), deren Ursache im hohen Kalkgehalt des Ausgangssubstrates liegt (s. Abbildung 2c u. d). Dieses weist Kalkgehalte von 15% bis 50% auf; in Anreicherungshorizonten erreicht der Gehalt über 70%. Es können 4 verschiedene Horizonttypen mit Sekundärkalkbildungen unterschieden werden (s. Abbildung 1):

1. Der anhydromorphe Cc-Horizont, der direkt unter dem Bht liegt, dessen Untergrenze sich als scharfe Entkalkungsgrenze darstellt.
2. Unterhalb dieses Horizontes ist mit zunehmender Pseudovergleyung ein zweiter Carbonatanreicherungshorizont ausgebildet, dessen Grenzen jedoch eher diffus sind. Beide Horizonttypen sind hauptsächlich aufgrund der horizontalen Kalkverlagerung entstanden.
3. Ein weiterer Kalkanreicherungshorizont befindet sich im Unterhangbereich direkt unter dem fAh im Grundwasserschwankungsbereich. Er weist die höchsten Carbonatgehalte auf (gemessen bis 74%) und läßt sich auf laterale Kalkverlagerung mit dem Hangzuzugwasser zurückführen.

¹ Die Horizontbezeichnungen erfolgen in Anlehnung an die Bodenkundliche Kartieranleitung (AG Boden, 1994). Es werden erst die jüngeren und dann die älteren Horizontmerkmale genannt.

Das Sekundärcarbonat dieser 3 Horizonttypen tritt in Form von lößkindelähnlichen Konkretionen auf, kleidet Risse und Poren aus.

4. Es können außerdem bereits entkalkte und sekundär aufgekalkte Bodenhorizonte ausgeschieden werden (Bcht, z.T. auch Ach). In diesen Horizonten tritt das Sekundärkarbonat in Form von Pseudomycel auf.

In Abbildung 2c ist deutlich der entkalkte Bereich der Catena zu erkennen: die Humushorizonte der Schwarzerde und die B-Horizonte im Hangbereich sowie das untere und mittlere Kolluvium. Der rezente Pflughorizont und das oberste Kolluvium sind kalkhaltig, was auf die Erosion der kalkhaltigen Ausgangssubstrate und der Bodenhorizonte mit sekundärer Kalkanreicherung im Oberhang und Kuppenbereich zurückzuführen ist.

3.2 Pollenanalyse (A. Brande)

Da die Pollenführung infolge Zersetzung durchweg äußerst gering und zudem die Pollenerhaltung sowohl in den Humushorizonten der Böden als auch in den organischen Sedimenten sehr schlecht ist, können sich die Datierungen lediglich auf qualitative Kriterien (Pollentypen) stützen. Sie dienen demnach nur als Anhaltspunkte für die zeitliche Einordnung der Schichten (s. Abbildung 1, Tabelle 1). Das Material für die Pollenanalyse stammt sowohl aus einzelnen humosen mineralischen und organischen Bodenhorizonten als auch aus organischen Sedimenten.

Auf die spätglazialen minerogenen Ablagerungen (Alleröd AL2, Jüngere Dryas YD) folgen als erste organogene Sedimente der Senke des heutigen entwässerten Talmoores Torfe des Präboreals. Sie kennzeichnen ein mesotroph-eutrophes Niedermoor in einer Umgebung von Birken-Kiefernwäldern. Ablagerungen des Boreals scheinen zu fehlen. Das Unterste Kolluvium bzw. kalkhaltige Torfe des Atlantikums (und evtl. jünger) sind in einer Kiefern-Laubholzschwalm-Vegetation abgelagert. Für das gesamte "Schwarze Kolluvium" ist der Adlerfarn als Rodungszeiger neben Getreide und krautigen Kulturbegleitern (z.B. Spitzwegerich) charakteristisch. Im oberen Teil kommt der Pollen von Rotbuche hinzu. Ausschlaggebend für die Einordnung des mittleren Kolluviums als mittelalterlich ist das Vorkommen von Roggen. Im oberen Kolluvium tritt reichlich Pollen von Raps auf, was die Einordnung als spätneuzeitlich erlaubt. Andere Pollentypen ermöglichen die Präzisierung der genetischen Deutung der Sedimente aus der lokalen Vegetation des Talmoores. Sie bestätigen zudem die Rekonstruktion der Torfbildung (neben Quellmooren überwiegend Versumpfungstorfe mit vorherrschendem Schilf und zeitweiligen Flachwasserbedingungen) im östlich anschließenden Talverlauf (SUCCOW 1988, Abb.50).

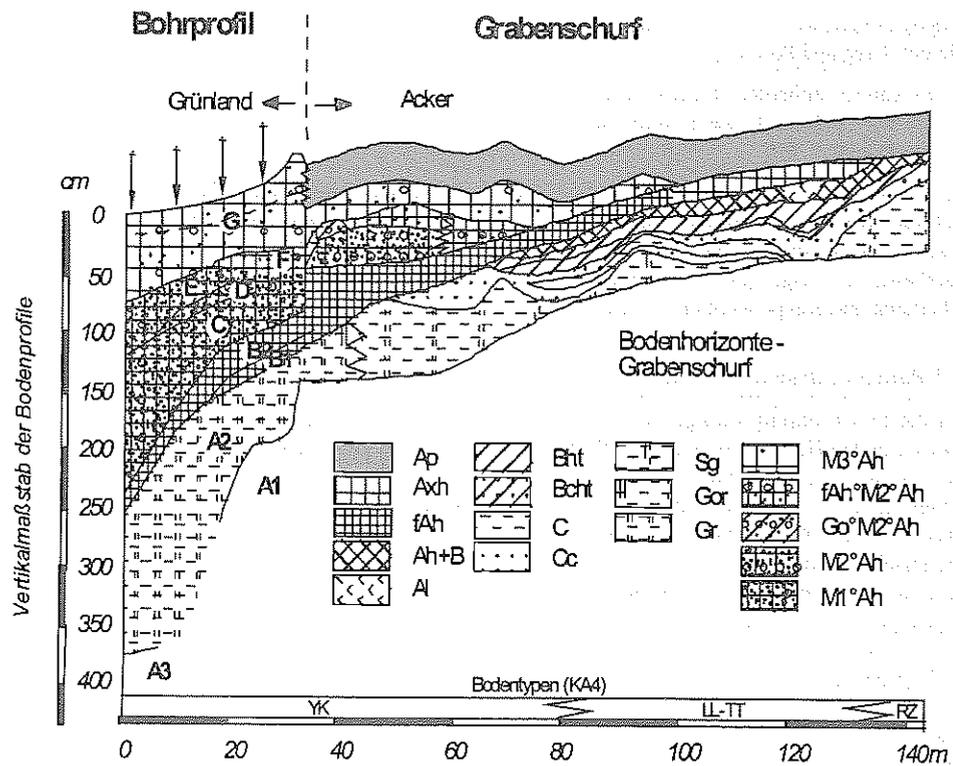


Abbildung 1: Bodenprofile und Kolluvien der Catena "Biesenbrow" (Bohrprofil A.Brande)

Tabelle 1: Charakteristika der Schichten/Kolluvien der Catena "Biesenbrow" (zu Abbildung 1), * 14C-Altersbestimmung AMS-Datierung von Laubblattresten (Huminsäurefraktion), P. Grootes, Kiel

Schichten	Kurzbeschreibung	Chronozonen / 14C-Alter	Kolluvien
G	Kolluvium, lehmig, kalkhaltig	SA ₂	Oberes (neuzeitlich)
F	Fah	SA ₁	Mittleres (mittelalterlich)
E	Schluff mit Mollusken, torfig-muddig	AT ₂ - SB	Unteres (bronze-eisenzeitlich)
D	ehemalige Geländeoberfläche (Brandhorizont): stark schluffiger Torf, hochzersetzt, stark kohlig, mit Mollusken	2360 ± 30 BP*	"Schwarzes Kolluvium"
C	stark schluffiger Torf, kalkhaltig, z.T. mit Mollusken	AT ff.	Unterstes (neolithisch)
B2	ehemalige Geländeoberfläche (Brandhorizont): Torf, sehr stark zersetzt, sehr kohlig, mit Mollusken	4920 ± 30 BP*	
B1	Torf, sehr stark zersetzt, mit Mollusken	PB	
A3	Schluff, kalkhaltig	YD	
A2	Schluff, kalkhaltig, schwach limnisch	AL ₂	
A1	Beckenschluff, kalkhaltig, z.T. steinig		

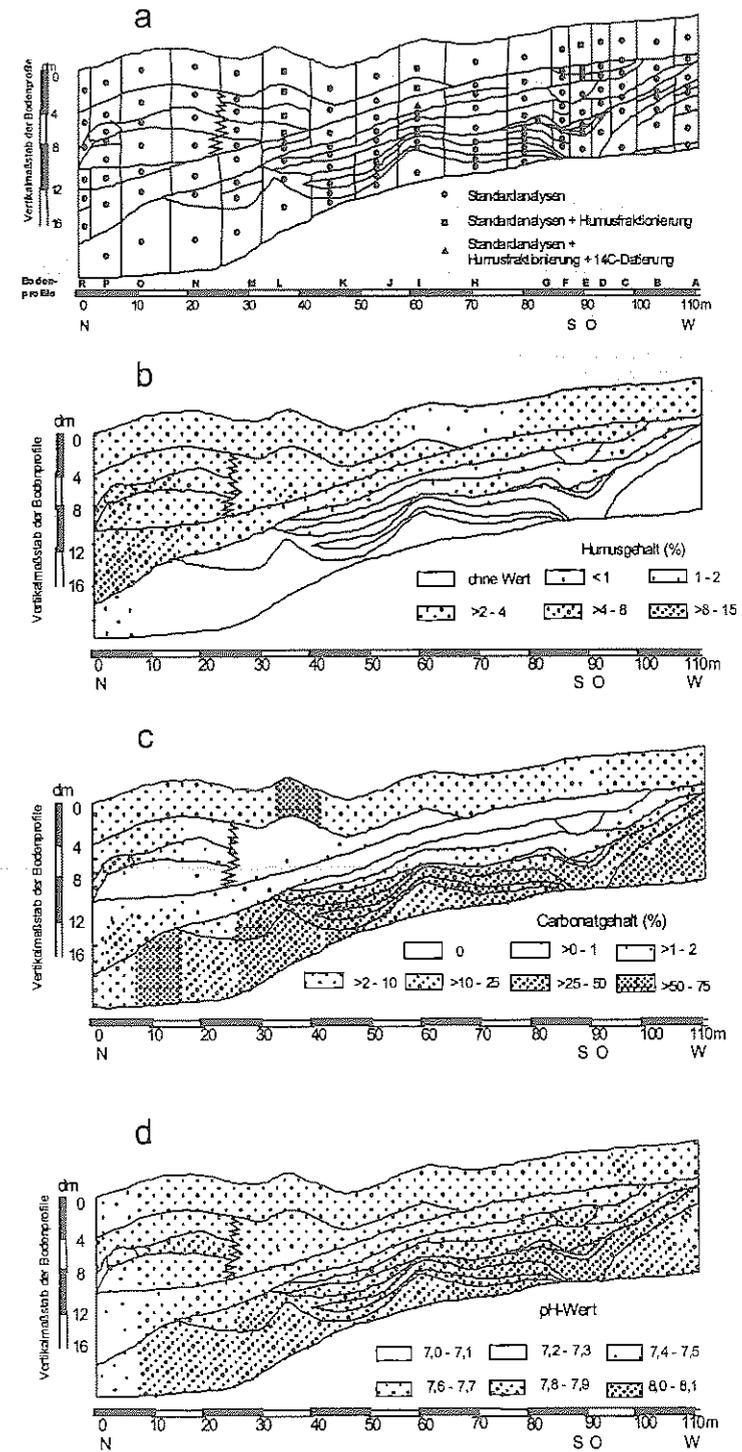


Abbildung 2a-b: Beprobung und Verteilung von Humus- und Kalkgehalten und pH-Werten in den Bodenhorizonten der Catena "Biesenbrow"

3.3 Bodenprofile

Es sollen 5 der untersuchten Bodenprofile aus der Catena genauer betrachtet werden:

- Profile E und G sind Beispiele für den Bodentyp Parabraunerde-Tschernosem in unterschiedlicher Ausbildung.
- In den Profilen I und L sind die Tschernoseme durch Kolluvien überdeckt.
- Durch Profil R wird ein Kolluvisol auf dem Schwarzen Kolluvium gekennzeichnet.

Profil E der Catena "Biesenbrow": Parabraunerde-Tschernosem, Oberhang (leichte Delle)

Tabelle 2 Beschreibung des Profils E

Tiefe (cm)	Horizont	Kurzbeschreibung
0-30	Ap	10YR3/2, kru-bro, gri2 f1-2, Lu, scharfe Untergrenze;
-40	Ah	10YR3/2, subpol, gri2 f3, Lu, diffuse Untergrenze;
-60	Axh(l)	10YR3/2, z.T. leicht grau im trockenen Zustand, pol-pri, gri2 f5 + gri4 f2, Lu, bioturbat eingemischtes B-Material, deutliche Untergrenze;
-80	Ah(l)+B	10YR 5/2 (50%), 10YR10YR 6/6 (50%), z.T. leicht grau im trockenen Zustand, pri, ReR +WR 4-5, gri4 f2, Ut4, vereinzelt dunkle Ton-Humushäutchen, diffuse Untergrenze;
-100	Bht	10YR 6/6, pri, ReR +WR 4-5, gri4 f2, Ut4, graue Ton-Humushäutchen, deutliche Untergrenze,
-105	Bcht	10YR 6/4, pri, gri2 f3, Ut4, dunkle Ton-Humushäutchen, Matrix kalkfrei, intensive Pseudomycelbildung, deutliche Untergrenze;
-110	Bcht+Cc	10YR 4/6, pol-pri, gri2 f2, Ut4, dunkle Ton-Humushäutchen, Matrix z.T. kalkfrei, wenig Pseudomycel, deutliche Untergrenze;
-115	Cc2	10YR 4/4, koh, Tu3, leicht pseudovergleyt, deutliche Untergrenze;
-140+	Sg	2,5YR6/1 (20%), 10YR5/6 (80%), koh, gri2f2-3, Ut4, pseudovergleyt

Tabelle 3: Bodenchemische Eigenschaften von Profil E

lfd. Nr.	Horizont	Tiefe Cm	pH	CaCO ₃ %	Corg %	N %	C/N	Feo %	Fed %	Feo/Fed
1	Ap	0-30	7,7	1,87	2,04	0,17	11,74	0,17	0,38	0,45
2	Ah	-40	7,7	0,00	1,35	0,12	11,42	0,21	0,42	0,50
3	Axh(l)	-60	7,7	0,00	1,44	0,12	12,50	0,19	0,46	0,41
4	Ah(l)+B	-80	7,8	0,00	0,60	0,06	10,31	0,23	0,45	0,50
5	Bht	-100	8,0	1,66	0,49	0,04	13,11	0,18	0,55	0,32
6	Bcht	-105	8,0	5,32	0,59	0,03	19,06	0,14	0,76	0,18
7	Bcht+Cc	-110	8,0	7,49	0,77	0,03	28,67	0,13	0,72	0,18
8	Cc2	-115	8,0	42,53	0,44	0,03	12,94	0,06	0,59	0,10
9	Sg	-140+	8,0	28,25	-	0,01	-	0,09	0,42	0,20

Dieser Parabraunerde-Tschernosem weist nur eine sehr geringe Lessivierung auf wie die geringen Tongehaltsschwankungen (1-2%) in den A- und B-Horizonten zeigen. Es lassen sich lediglich morphologisch schwach ausgebildeten Ton- bzw. Ton-Humusüberzügen und ein leichter grauer Schimmer in den unteren Humushorizonten erkennen.

Tabelle 4: Gesamtgehalt ausgewählter chemischer Elemente (HF-Aufschluß) - Profil E

Lfd. Nr.	Horizont	P	K	Ca	Mg	Na	Fe %	Al	Mn	Zn	Co	Cu
1	Ap	0,141	2,645	1,614	0,652	0,984	4,758	5,232	0,083	0,081	0,017	0,015
2	Ah	0,096	2,661	0,957	0,595	0,962	4,972	5,551	0,080	0,080	0,018	0,014
3	Axh(l)	0,078	2,637	0,864	0,558	0,964	4,601	5,448	0,702	0,062	0,017	0,011
4	Ah(l)+B	0,055	2,737	0,701	0,616	0,982	4,882	5,780	0,050	0,058	0,018	0,006
5	Bht	0,052	2,708	1,158	0,640	1,008	5,385	5,660	0,049	0,228	0,019	0,008
6	Bcht	0,054	2,793	1,754	0,722	1,069	6,187	5,768	0,063	0,064	0,020	0,010
7	Bcht+Cc	0,070	2,782	2,735	0,732	1,076	5,860	5,673	0,066	0,063	0,020	0,009
8	Cc2	0,062	2,786	7,650	1,000	0,773	6,061	5,985	0,091	0,068	0,021	0,009
9	Sg	0,062	2,453	5,652	0,934	0,963	4,185	4,545	0,052	0,052	0,014	0,008

Tabelle 5: Bodenphysikalische Eigenschaften von Profil E

Lfd. Nr.	Horizont	Trockenröhdichte g/cm ³	Bodenart	T	fU	MU	gU %	ffS	gfS	mS	GS
1	Ap	1,51	Lu	22	12	27	17	5	8	7	2
2	Ah	1,56	Lu	24	13	34	15	4	5	4	1
3	Axh(l)	1,44	Lu	22	12	32	21	5	4	3	1
4	Ah(l)+B	1,53	Ut4	22	11	35	20	4	4	3	1
5	Bht	1,59	Ut4	21	12	31	25	2	4	4	1
6	Bcht	1,64	Ut4	23	13	34	24	2	2	1	1
7	Bcht+Cc	1,60	Ut4	22	13	40	23	1	1	0	0
8	Cc2	-	Tu3	40	17	29	14	0	0	0	0
9	Sg	-	Ut4	18	12	30	26	3	5	5	1

Insgesamt stellt sich für alle betrachteten chemischen Elemente eine relativ homogene Vertikalverteilung dar. Einziges mobiles Element ist das Kalzium, das als Carbonat in den Oberbodenhorizonten gelöst und verlagert wurde. Eine intensive Sekundärkalkbildung ist im Cc-Horizont im Zusammenhang mit der erhöhten Sorptionskapazität aufgrund des erhöhten Tongehaltes zu beobachten. Im Bereich den entkalkten B-Horizontes sind auf den Aggregatoberflächen, z.T. auf den Tonhäutchen Sekundärcarbonate in Form von Pseudomycel ausgebildet. Eine Erklärung könnte die Aufkalkung aufgrund von lateralem Zufuhr gelöster Carbonate mit dem Bodenwasser aus den Erosionsbereichen mit Pararendzinen, bzw. vertikal aus dem aus dem schwach kalkhaltigen Ap-Horizont liefern. Die Lage dieses Profils in einer kleinen Delle am Oberhang begünstigt einen solchen Effekt. Diskutiert werden muß jedoch auch die Möglichkeit einer Zufuhr gelöster Carbonate über kapillaren Wasseranstieg unter trockenen („ariden“) Bedingungen.

Auffallend sind die um das 10-fache gegenüber der anderen Humushorizonten erhöhten Mangangehalte im Axh-Horizont (0,702%). Möglicherweise ist das ein Ergebnis der Verlagerung von Mn²⁺-Ionen, die unter kurzzeitig absinkendem Redoxpotential zum Beginn der Vegetationsperiode nach intensiver Anfangsbodenatmung aufgrund mikrobieller Reduktion entstehen. Eine Änderung des Fe-Gehaltes in ähnlicher Weise ist nicht nachweisbar und kann auf das nur kurzzeitige und nicht ausreichende Absinken des Redoxpotentials zurückgeführt werden.

Der Gehalt an pedogenen Eisenoxiden ist in den B-Horizonten deutlich höher als im Oberboden und im Ausgangsmaterial. Der Aktivitätsgrad (Feo/Fed) ist mit 0,4 bis 0,5 in den A- Horizonten am höchsten, sinkt in den B-Horizonten allmählich ab und erreicht im C-Horizont ca. 0,1. Die Verbraunung des Ausgangsmaterials ist bereits durch die Färbung der B-Horizonte deutlich.

In Bezug auf die Stellung dieses Bodens in der Reihe der Bodenentwicklung steht dieser am Übergang zwischen den Typen Braunerde-Tschernosem und Parabraunerde-Tschernosem.

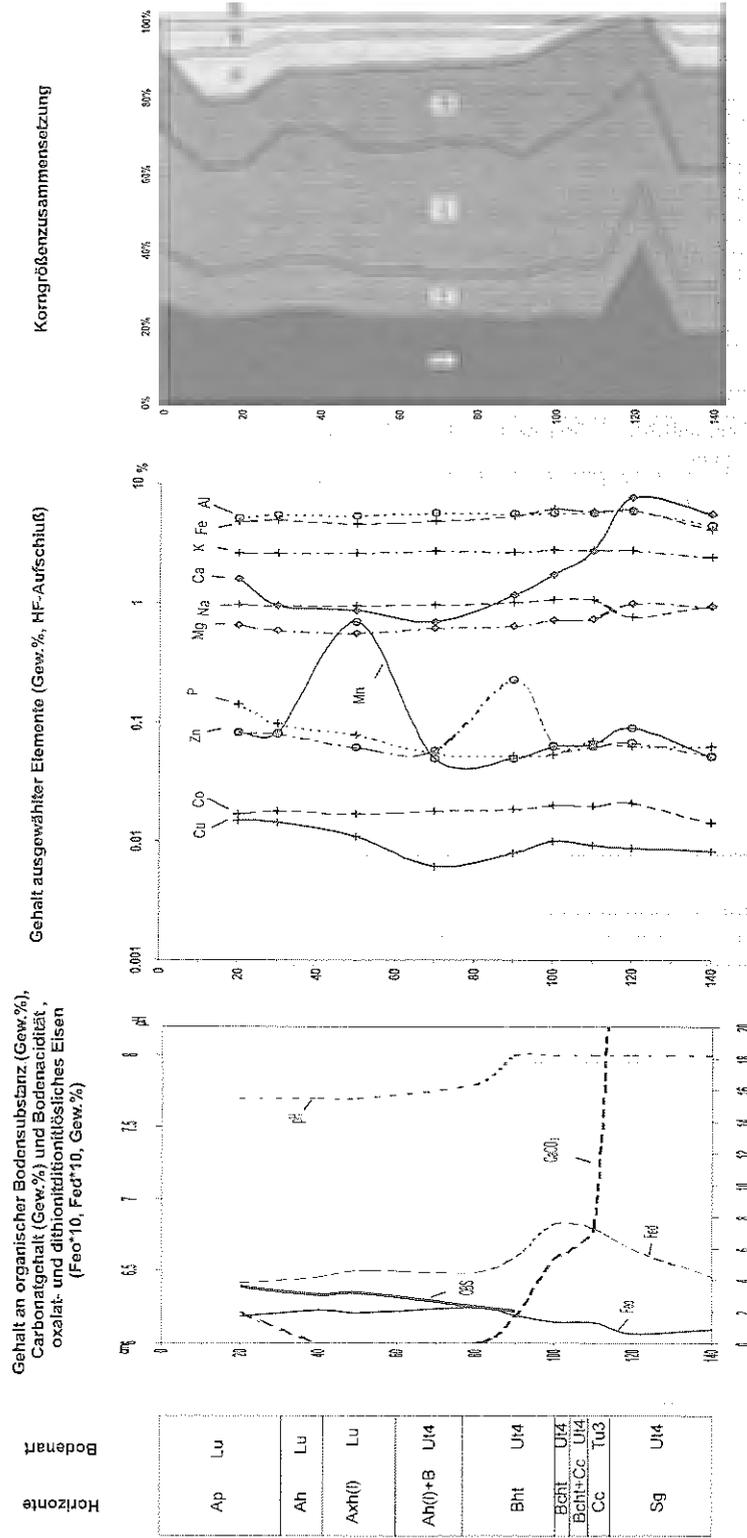


Abbildung 3: Grafiken der chemischen und -physikalischen Eigenschaften von Profil E

Profil G der Catena "Biesenbrow": Parabrannerde-Tschernosem, Mittelhang

Tabelle 6 Beschreibung des Profils G

Tiefe (cm)	Horizont	Kurzbeschreibung
0-40	Ap	10YR3/2, bro-kru, Lu, kalkfrei, deutlich-scharfe Untergrenze;
-60	Axh	10YR3/1, pol, gri2 f3-4, Ls2, kalkfrei, einzelne Steine, deutlich-diffuse Untergrenze;
-75	Ah+B	10YR3/2+10YR 6/6, pri, ReR4-5, gri2 f4, Lu, kalkfrei, einzelne Steine, diffuse Untergrenze;
-90	Bt1	10YR 6/6, pri, ReR4-5, gri2 f3, Lu, kalkfrei, braune Tonhäutchen, deutlich-scharfe Untergrenze;
-95	II Bt2	10YR 5/4, pol, ReR 3-4, gri2 f3, Tu4; Matrix kalkfrei, vereinzelt Pseudomycel, deutlich-scharfe Untergrenze,
-105	II Cc1	10YR 5/6, koh, ReR 2, gri2 f3, Ut3, Matrix kalkhaltig, Pseudomycelbildung, diffuse Untergrenze;
-115	II Cc2	10YR 7/3 + 10YR5/6, koh, ReR 2, gri2 f3, Ut4, Matrix kalkhaltig, Kalkkonkretionen, leicht pseudovergleyt, diffuse Untergrenze;
-120	III C3	10YR 5/6, koh, Tu4, kalkhaltig, deutliche Untergrenze;
-125	IV C4	10YR 6/3-4, koh, Lu, kalkhaltig, deutliche Untergrenze;
-130	V Cc5	10YR 6/3-4, koh, Ls2, kalkhaltig, Kalkkonkretionen, leicht pseudovergleyt, kiesig, deutliche Untergrenze;
-135+	VI C6	10YR 6/3-4, koh, Lu, kalkhaltig, leicht pseudovergleyt

Tabelle 7 Bodenchemische Eigenschaften von Profil G

lfd. Nr.	Horizont	Tiefe Cm	pH	CaCO ₃ %	Corg %	N %	C/N	Feo %	Fed %	Feo/Fed
1	Ap	0-40	7,7	3,30	1,62	0,15	10,77	0,18	0,51	0,34
2	Axh	-60	7,7	0,00	1,29	0,10	12,51	0,20	0,42	0,46
3	Ah+B	-75	7,8	0,00	0,49	0,05	10,93	0,19	0,54	0,35
4	Bt1	-90	7,9	0,00	0,41	0,04	10,28	0,18	0,75	0,23
5	II Bt2	-95	8,0	7,27	0,26	0,04	7,22	0,15	0,60	0,24
6	II Cc1	-105	8,1	24,40	-	0,02	-	0,10	0,33	0,29
7	II Cc2	-115	8,0	35,93	-	0,02	-	0,09	0,42	0,21
8	III C3	-120	8,0	36,79	-	0,02	-	0,06	0,38	0,16
9	IV C4	-125	8,0	43,02	-	0,02	-	0,04	0,32	0,13
10	V Cc5	-130	8,0	28,67	-	0,02	-	0,05	0,32	0,16
11	VI C6	-135+	8,0	38,07	-	0,02	-	0,04	0,33	0,12

Tabelle 8: Gesamtgehalt ausgewählter chemischer Elemente (HF-Aufschluß) - Profil G

lfd. Nr.	Horizont	P	K	Ca	Mg	Na	Fe %	Al	Mn	Zn	Co	Cu
1	Ap	0,120	2,769	1,723	0,679	0,959	5,301	5,602	0,084	0,075	0,017	0,014
2	Axh	0,072	2,613	0,815	0,539	0,961	4,787	5,446	0,008	0,056	0,016	0,009
3	Ah+B	0,515	2,569	0,650	0,579	0,943	5,310	5,474	0,055	0,052	0,016	0,007
4	Bt1	0,044	2,670	0,764	0,668	0,986	5,930	5,823	0,061	0,059	0,018	0,010
5	II Bt2	0,060	2,728	2,538	0,793	0,975	5,961	5,979	0,063	0,066	0,018	0,011
6	II Cc1	0,074	2,497	7,017	0,935	0,983	4,393	4,781	0,056	0,053	0,014	0,008
7	II Cc2	0,066	2,376	5,899	0,980	0,870	4,330	4,622	0,052	0,051	0,014	0,007
8	III C3	0,074	2,750	8,397	1,228	0,928	5,390	5,657	0,061	0,067	0,017	0,010
9	IV C4	0,055	2,047	7,858	0,866	0,561	3,859	4,197	0,042	0,048	0,012	0,006
10	V Cc5	0,057	2,313	7,103	0,940	0,742	4,045	4,553	0,044	0,052	0,013	0,007
11	VI C6	0,049	2,033	7,544	0,893	0,570	3,862	4,275	0,042	0,050	0,012	0,007

Tabelle 9: Bodenphysikalische Eigenschaften von Profil G

lfd. Nr.	Horizont	Trockenrohdichte g/cm ³	Bodenart	T	fU	mU	gU %	ffS	gfS	mS	gS
1	Ap	1,66	Lu	21	13	28	20	4	7	6	1
2	Axh	1,57	Ls2	19	14	25	27	5	5	4	1
3	Ah+B	1,58	Lu	20	10	26	27	3	4	3	7
4	Bt1	1,54	Lu	24	13	29	21	3	4	4	2
5	II Bt2	1,47	Tu4	26	16	36	16	2	2	2	0
6	II Cc1	1,62	Ut3	17	14	36	29	1	2	1	0
7	II Cc2	1,72	Ut4	18	15	37	28	1	1	0	0
8	III C3	-	Tu4	27	21	35	14	2	1	0	0
9	IV C4	-	Lu	28	26	18	10	6	7	4	1
10	V Cc5	-	Ls2	22	16	14	13	8	13	11	3
11	VI C6	-	Lu	30	29	17	10	7	4	2	1

Bei diesem Parabraunerde-Tschernosem ist die Lessivierung bereits weiter fortgeschritten als im Profil E. Die Differenz im Tongehalt des Ah- bzw. Axh-Horizontes und des Bt beträgt bis zu 7%.

Die pedogene Vertikaldifferenzierung der betrachteten chemischen Elemente ist mit Ausnahme von Kalzium, Mangan und Phosphor relativ gering, in den verschiedenen ausgeschiedenen C-Horizonten ist sie primär durch unterschiedliche Sedimentschichten bedingt und wird auch durch die unterschiedlichen Bodenarten deutlich.

Die Carbonatverteilung im Boden ist analog zu Profil E: Im Oberboden treten geringe Carbonatgehalte aufgrund von mechanischer Verlagerung kalkhaltigen Materials aus dem Erosionsbereich auf. Der Unterboden ist primär entkalkt und weist eine sekundäre Aufkalkung in Form von Pseudomycel in einem schmalen Saum über der Entkalkungsgrenze auf.

Im Vergleich zum Profil E ist im Axh-Horizont ein Minimum an Mangan im darunter liegenden Ah+B-Verzahnungshorizont als Folge weiter fortgeschrittener Auswaschung der Mn²⁺-Ionen zu verzeichnen.

Der höchste Gehalt an pedogenen Eisenoxiden wird in den B-Horizonten erreicht. Die Verhältnis Feo/Fed ist ebenfalls in den A-Horizonten mit 0,34-0,46 am höchsten und sinkt in den B-Horizonten deutlich auf 0,23-0,24 ab.

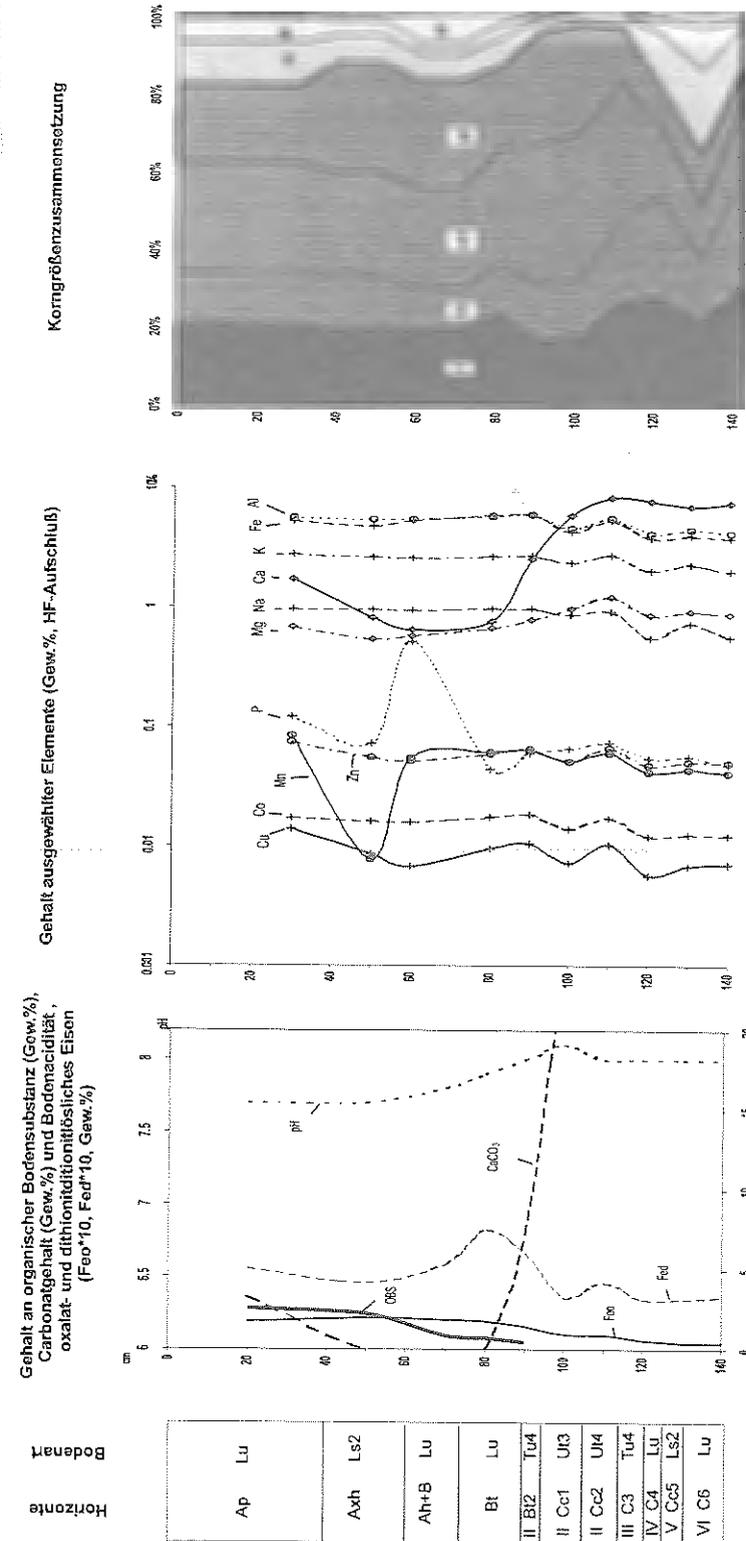


Abbildung 4: Grafiken der chemischen und -physikalischen Eigenschaften von Profil G

Profil I der Catena "Biesenbrow": Kolluvisol über Parabraunerde-Tschernosem, Mittelhang

Tabelle 10: Beschreibung des Profils I

Tiefe (cm)	Horizont	Kurzbeschreibung
0-40	Ap	10YR 3/2, kru-bro, kalkhaltig, Artefakt (Scherbe), deutlich-scharfe Untergrenze;
-60	Ah	10YR 3/1, subpol, gri2 f4, kalkfrei, Artefakt (Scherbe), diffuse Untergrenze;
-70	II fAxh	10YR 3/1, pol, gri4 f1-2 + gri2 f3-4, kalkfrei, diffuse Untergrenze;
-80	II Ah+B	10YR 3/1 + 10YR 6/6, pri, ReR4, gri2 f5, kalkfrei, deutlich-diffuse Untergrenze;
-90	II Bht	10YR 6/6, pri, ReR4, gri2 f4-5, nahezu kalkfrei, einige dunkelbraune Tonhäutchen, deutliche Untergrenze;
-95	III Bht+C	10YR 4/4, pri, ReR 3, gri2 f4, dunkle Ton-Humushäutchen, Matrix z.T.kalkhaltig, deutliche Untergrenze;
-100	IV Cc	10YR 6/6, koh, ReR 1, gri2 f4-5, Matrix kalkhaltig, Pseudomycel, scharfe Untergrenze;
-110	IV C	10YR 6/6, koh, ReR 1, gri2 f4, kalkhaltig, leicht pseudovergleyt, deutliche Untergrenze;
-115	V Sg-Cc	10YR 6/4, koh, gri2 f-1, kalkhaltig, Kalkkonkretionen 5 ("Löbkindel"), scharfe Untergrenze;
-135+	VI Sg	10YR 6/6, plattig, gri2 f0-1, kalkhaltig, intensiv pseudovergleyt (marmoriert)

Tabelle 11: Bodenchemische Eigenschaften von Profil I

Ifd. Nr.	Horizont	Tiefe cm	pH	CaCO ₃ %	Corg %	N %	C/N	Feo %	Fed %	Feo/Fed
1	Ap	0-40	7,7	4,62	0,30	0,05	5,52	0,16	0,47	0,34
2	Ah	-60	7,6	0,00	1,28	0,11	11,61	0,19	0,51	0,37
3	II fAxh	-70	7,7	0,00	1,19	0,10	12,27	0,22	0,49	0,44
4	II Ah+B	-80	7,6	0,00	0,57	0,05	11,18	0,19	0,51	0,38
5	II Bht	-90	7,8	1,54	0,38	0,04	10,30	0,14	0,46	0,29
6	III Bht+C	-95	7,8	8,73	0,30	0,04	7,55	0,08	0,51	0,15
7	IV Cc	-100	7,9	44,05	-	0,03	-	0,01	0,37	0,01
8	IV C	-110	7,9	38,50	-	0,01	-	0,04	0,37	0,11
9	V Sg-Cc	-115	7,8	60,71	-	0,03	-	0,02	0,37	0,04
10	VI Sg	-135+	7,9	22,69	-	0,01	-	0,03	0,37	0,07

Tabelle 12: Gesamtgehalt ausgewählter chemischer Elemente (HF-Aufschluß) - Profil I

Ifd. Nr.	Horizont	P	K	Ca	Mg	Na	Fe %	Al	Mn	Zn	Co	Cu
1	Ap	0,176	2,391	1,861	0,651	0,880	4,619	4,832	0,079	0,078	0,015	0,016
2	Ah	0,099	2,717	0,950	0,591	1,324	5,049	5,657	0,081	0,067	0,013	0,016
3	II fAxh	0,070	2,583	0,799	0,553	1,016	4,700	5,398	0,063	0,056	0,015	0,012
4	II Ah+B	0,058	2,683	0,752	0,660	0,923	5,264	5,835	0,051	0,061	0,017	0,012
5	II Bht	0,056	2,522	1,073	0,622	0,911	4,962	5,366	0,053	0,056	0,015	0,012
6	III Bht+C	0,720	2,559	2,709	0,740	0,867	5,259	5,590	0,057	0,063	0,016	0,013
7	IV Cc	0,075	2,323	9,640	0,845	0,794	4,260	4,644	0,052	0,055	0,014	0,010
8	IV C	0,078	2,592	7,323	1,000	1,060	4,076	4,656	0,058	0,052	0,013	0,010
9	V Sg-Cc	0,073	2,690	14,360	1,200	0,672	5,380	5,701	0,051	0,067	0,017	0,011
10	VI Sg	0,077	2,890	8,314	1,238	1,199	4,588	5,175	0,065	0,062	0,015	0,012

Tabelle 13: Bodenphysikalische Eigenschaften von Profil I

Ifd. Nr.	Horizont	Trockenrohdichte g/cm ³	Bodenart	T	fU	mU	gU	ffS	gfS	mS	gS
1	Ap	1,5	Lu	21	13	29	19	4	7	6	1
2	Ah	1,4	Lu	21	12	29	21	5	6	4	2
3	II fAxh	1,5	Lu	22	10	26	27	5	5	4	1
4	II Ah+B	1,6	Lu	24	11	27	24	4	5	4	1
5	II Bht	1,6	Lu	23	8	23	28	4	6	5	3
6	III Bht+C	1,6	Lu	25	12	25	23	4	6	4	1
7	IV Cc	1,6	Lu	25	13	28	22	3	5	3	1
8	IV C	1,6	Ut3	15	10	36	33	2	2	2	0
9	V Sg-Cc	1,5	Tu3	43	18	22	14	2	1	0	0
10	VI Sg	1,6	Ut3	15	12	42	30	1	0	0	0

Bei diesem Profil handelt es sich um einen Kolluvisol über einem Parabraunerde-Tschernosem. Die diffuse Untergrenze des Kolluvium ist nur anhand der besseren Bodenaggregation des darunterliegenden fAxh zu bestimmen. Davon, daß es sich um Kolluvium handelt zeugen die darin gefundenen Artefakte (Scherben, nicht datierbar). Das 14C-Alter des organischen Kohlenstoffes des begrabenen Humushorizontes ergab 5050 BP (s. Tabelle 23), was einen neolithische kolluviale Überdeckung dieses Parabraunerde-Tschernosems vermuten läßt. Deutlich wird die Abnahme des Gehaltes an organischem Kohlenstoff (0,3%) im Pflughorizont gegenüber dem Kolluvium (1,28%) und dem fAxh-Horizont (1,19%), was auf die Humusdegradierung schließen läßt.

Die Kalkverteilung ist den oben betrachteten gleich, hinzuweisen ist auf die Kalkfreiheit des unteren Kolluviums, das höchstwahrscheinlich aus einem bereits entkalkten Axh eines Tschernosems gebildet wurde.

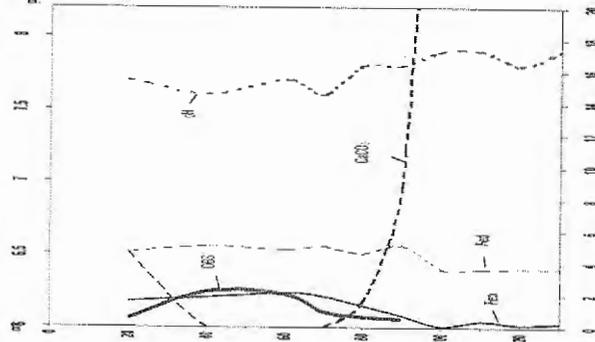
Anhand der Korngrößenzusammensetzung läßt sich in diesem Profil keine Lessivierung nachweisen. Die Unterschiede in den C-Horizonten sind auf unterschiedliche Sedimentationschichten zurückzuführen. Damit ist auch die Pseudovergleyung zu erklären.

Ebenfalls minimal ist die Vertikaldifferenzierung der betrachteten chemischen Elemente. In den humosen Horizonten ist den Mangengehalt leicht erhöht.

Der Gehalt an pedogenen Eisenoxiden ist in A- und B-Horizonten gleichermaßen hoch, erreicht jedoch nicht die Werte, wie in den vorher betrachteten Profilen E und G. Das läßt die Schlußfolgerung zu, daß die kolluviale Überdeckung die Verbraunung behinderte.

Anhand dieses Profils läßt sich die verringerte Verbraunung und Lessivierung unter Kolluvium zeigen. Somit läßt sich auf Verbraunung und Lessivierung als pedogene Prozesse nach der kolluvialen (neolithischen) Überdeckung schließen.

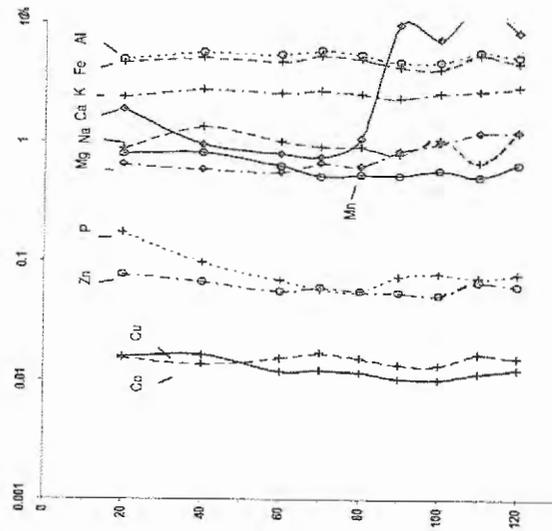
Gehalt an organischer Bodensubstanz (Gew.%)
Carbonatgehalt (Gew.%) und Bodenacidität,
oxalat- und dithionitlösliches Eisen
(Feo*10, Fed*10, Gew.%)



Horizonte
Bodenart

Ap	Lu
Ah	Lu
II fAh	Lu
II Ah+B	Lu
II Bht	Lu
III Bht+C	Lu
IV Cc	Lu
IV C	Uf3
V Sg-Cc	Tu3
VI Sg	Uf3

Gehalt ausgewählter Elemente (Gew.%, HF-Aufschluß)



Korngrößenzusammensetzung

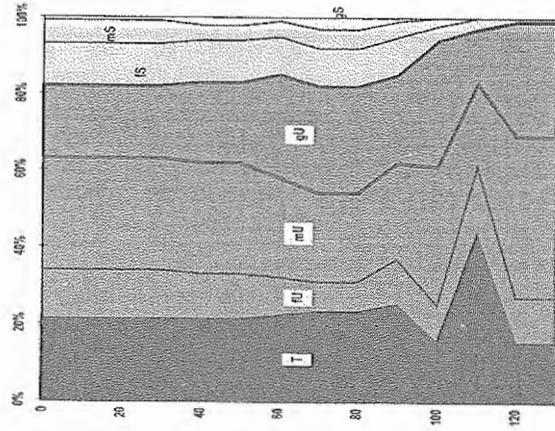


Abbildung 5: Grafiken der chemischen und -physikalischen Eigenschaften von Profil I

Profil L der Catena "Biesenbrow": Kalk-Kolluvisol über (Pseudogley) Braunerde-Tschernosem, Unterhang

Tabelle 14: Beschreibung des Profils L

Tiefe (cm)	Horizont	Kurzbeschreibung
0-35	Ap	10YR 3/2, klu-subpol, kalkhaltig, deutliche Untergrenze;
-60	Ah1	10YR 3/1, kru, gri3 f1 + gri2 f1-2, kalkhaltig, diffuse Untergrenze;
-80	Ah2	10YR 3/1, kru, gri3 f1 + gri2 f1-2, kalkfrei, diffuse Untergrenze;
-100	Ach	10YR 3/1, subpol-pol, gri2 f1-2, Matrix kalkfrei, Pseudomycel, diffuse Untergrenze;
-105	II fAxh	10YR 3/1, pol, gri2 f2, kalkfrei, deutlich-diffuse Untergrenze;
-115	II Ah+Bv	10YR 3/1 + 10YR 6/6, subpol, gri2 f2, deutlich-diffuse Untergrenze;
-130	II Sg-Bv	10YR 6/6, koh, gri2 f2, pseudovergleyt, schwach kalkhaltig, deutliche Untergrenze;
-150	II Sg-Cc	2,5YR 5/5, koh, gri2 f1, Matrix kalkhaltig, Kalkkonkretionen 5 (Löbkindel), diffuse Untergrenze;
-200+	II Go	2,5YR 5/5, rostfleckig, koh, gri2 f0-1, kalkhaltig

Tabelle 15: Bodenchemische Eigenschaften von Profil L

lfd. Nr.	Horizont	Tiefe cm	pH	CaCO ₃ %	Corg %	N %	C/N	Feo %	Fed %	Feo/Fed
1	Ap	0-35	7,6	69,25	1,65	0,16	10,58	0,15	0,40	0,38
2	Ah1	-60	7,6	0,00	1,65	0,15	10,82	0,17	0,50	0,34
3	Ah2	-80	7,6	0,00	1,47	0,14	10,58	0,18	0,51	0,36
4	Ach	-100	7,5	0,30	2,36	0,19	12,18	0,24	0,44	0,55
5	II fAxh	-105	7,6	0,00	1,95	0,16	12,04	0,21	0,51	0,41
6	II Ah+Bv	-115	7,7	0,55	1,02	0,09	11,08	0,20	0,42	0,48
7	II Sg-Bv	-130	7,8	43,20	-	0,03	-	0,09	0,44	0,21
8	II Sg-Cc	-150	7,9	27,73	-	0,02	-	0,04	0,27	0,13
9	II Go	-200+	7,8	29,01	-	0,02	-	0,06	0,46	0,13

Tabelle 16: Gesamtgehalt ausgewählter chemischer Elemente (HF-Aufschluß) - Profil L

lfd. Nr.	Horizont	P	K	Ca	Mg	Na	Fe %	Al	Mn	Zn	Co	Cu
1	Ap	0,122	2,834	2,197	0,764	1,029	5,330	5,698	0,091	0,084	0,018	0,017
2	Ah1	0,078	2,962	1,113	0,706	1,060	5,844	6,272	0,097	0,080	0,020	0,017
3	Ah2	0,032	1,767	0,538	0,379	0,516	3,200	3,400	0,051	0,042	0,011	0,008
4	Ach	0,027	1,621	0,578	0,300	0,456	2,501	2,677	0,042	0,031	0,008	0,005
5	II fAxh	0,027	1,694	0,590	0,319	0,564	2,594	2,859	0,042	0,031	0,009	0,005
6	II Ah+Bv	0,030	2,394	0,809	0,525	0,832	4,134	4,482	0,046	0,048	0,014	0,007
7	II Sg-Bv	0,017	1,157	1,736	0,335	0,322	1,576	1,586	0,016	0,019	0,005	-
8	II Sg-Cc	0,042	2,280	13,790	1,179	0,775	4,006	4,357	0,045	0,050	0,013	0,008
9	II Go	0,016	0,842	2,764	0,372	0,225	1,324	1,281	0,019	0,022	0,004	-

Tabelle 17: Bodenphysikalische Eigenschaften von Profil L

lfd. Nr.	Horizont	Trockenrohdichte g/cm ³	Bodenart	T	fU	mU	gU %	ffS	gfS	mS	GS
1	Ap	1,62	Lu	19	13	30	20	4	4	7	1
2	Ah1	1,42	Lu	21	15	30	20	4	6	4	1
3	Ah2	1,41	Lu	26	12	30	18	4	5	4	1
4	Ach	1,42	Lu	13	13	26	20	5	7	5	1
5	II fAxh	1,47	Lu	21	11	25	26	5	5	5	2
6	II Ah+Bv	1,56	Lu	20	10	26	29	4	5	4	2
7	II Sg-Bv	1,64	Ut4	18	13	31	32	3	2	1	0
8	II Sg-Cc	1,60	Lu	19	16	32	13	5	10	5	0
9	II Go	1,62	Ut4	17	20	48	13	1	1	0	0

Es handelt sich um einen Kalk-Kolluvisol über einem Pseudogley-Tschermosem.

Anhand des Kalkgehaltes lassen sich 2 Schichten innerhalb des Kolluviums unterscheiden: das untere Kolluvium, daß „primär“ kalkfrei ist (erodierter entkalkter Axh des Tschermosems) und das obere kalkhaltige Kolluvium, mit erodierten Material der Pararendzinen. Das untere Kolluvium ist höchstwahrscheinlich neolithisch, das 14C-Alter des fAxh beträgt 5900BP (s. Tabelle 23). Die Entkalkung des oberen Kolluviums hat eingesetzt, das Carbonat fällt in Form von Pseudomycel im unteren Kolluvium aus. Der darunterliegende fAxh ist wiederum kalkfrei und fungiert in diesem Fall als Stauer.

Die Tongehaltsdifferenzen im Kolluvium können Folge einer Lessivierung im Kolluvisol sein, Tonhäutchen waren jedoch nicht nachweisbar.² Es kann sich ebenso um „primäre“ Unterschiede im Kolluvium handeln.

Die synchronen Schwankungen im Gesamtgehalt aller betrachteten chemischen Elemente außer Kalzium weisen auf deren nicht pedogene Differenzierung hin. Es handelt sich lediglich um eine relative Abnahme im Horizont mit intensiver sekundärer Kalkbildung aufgrund lateraler Zufuhr.

Der Gehalt an pedogenen Eisenoxiden insbesondere in den B-Horizonten ist ähnlich dem Profil I, das Verhältnis Feo/Fed jedoch aufgrund der veränderten Redoxverhältnisses (Pseudovergleyung und Vergleyung) größer.

Die geringe Verbraunung im Unterboden könnte sowohl vor der ersten kolluvialen Überdeckung als auch danach (Mächtigkeit ca. 50cm) vor sich gegangen sein. Sowohl die Vergleyung als auch die intensive Sekundärkalkbildung in den B- bzw. C-Horizonten sind postkolluviale Veränderungen im begrabenen Boden.

² Im Schwarzen Kolluvium einer untersuchten Catena der Bodengesellschaft I (Zentrale Uckermark) konnten Tonhäutchen nachgewiesen werden.

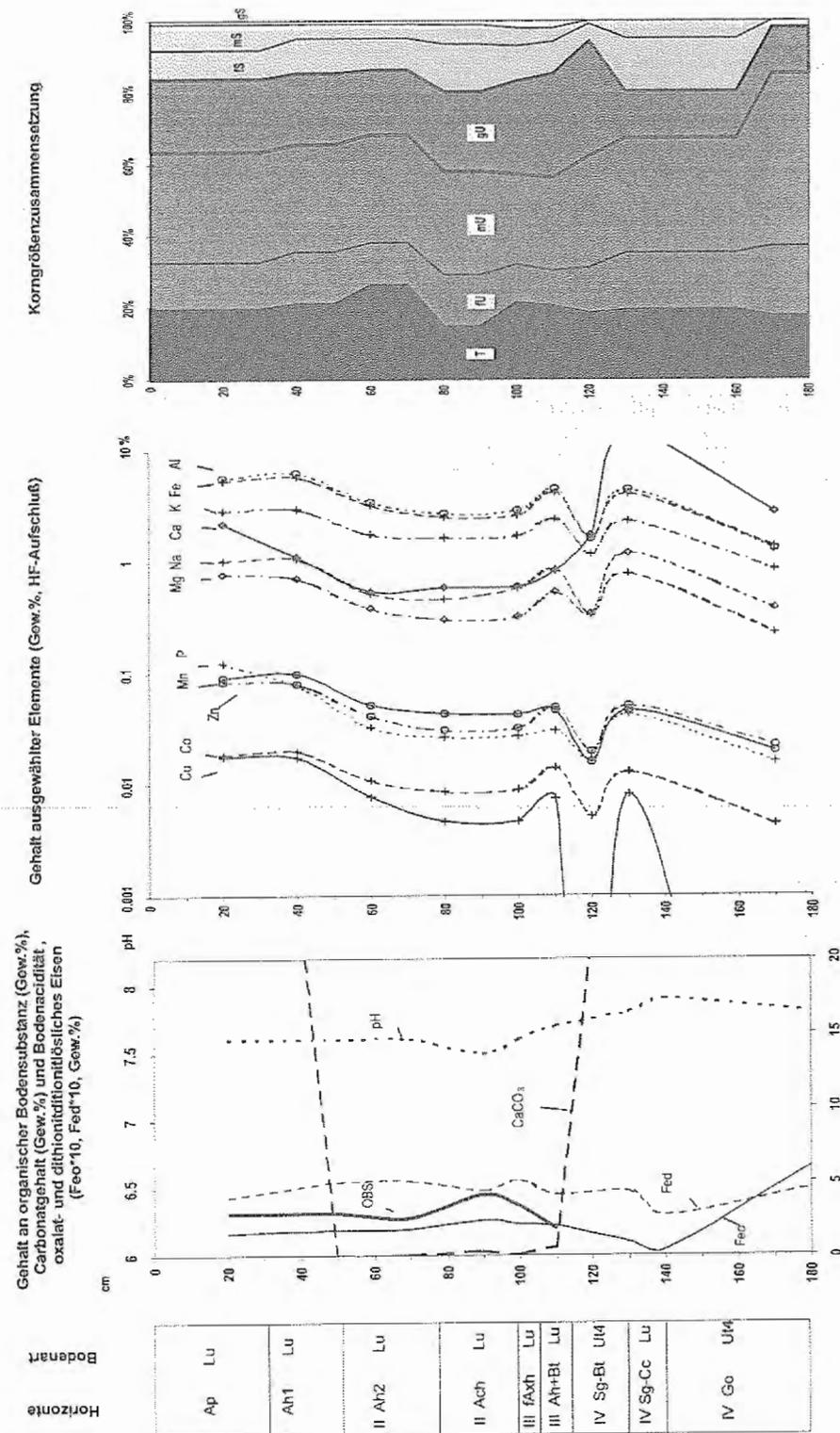


Abbildung 6: Grafiken der chemischen und -physikalischen Eigenschaften von Profil L

Profil R der Catena "Biesenbrow": Kalk-Kolluvisol über Gley-Tschernosem, Senke

Tabelle 18: Beschreibung des Profils R

Tiefe (cm)	Horizont	Kurzbeschreibung
0-40	Ap	10YR 3/2, kru-klu, kalkhaltig, deutliche Untergrenze;
-80	(Go)-Ah	10YR 2/2, einige Rostflecken, kru-bro, kalkhaltig, deutliche Untergrenze;
-100	II Go-fAh	N 2,5/1, rostfleckig, subpol-pol, kalkhaltig, deutliche Untergrenze;
-120	II Gor-Ah	10YR 2/1, rostfleckig, koh, z.T. senkrechte Schrumpfrisse, kalkfrei, diffuse Untergrenze;
-140	II Gr-Ah	N 2,5/1, koh, kalkfrei Untergrenze
-160	III Gr-fAh	N 2,5/1, koh, kalkhaltig
...	III Gr	BG 7/5 - G 8/10, koh, kalkhaltig

Tabelle 19: Bodenchemische Eigenschaften von Profil R

Lfd. Nr.	Horizont	Tiefe Cm	pH	CaCO ₃ %	Corg %	N %	C/N	Feo %	Fed %	Feo/Fed
1	Ap	0-40	7,6	4,17	1,72	0,18	9,50	0,22	0,29	0,76
2	(Go)-Ah	-80	7,8	7,13	1,70	0,17	9,96	0,97	0,36	2,72
3	II Go-fAh	-100	7,5	2,86	7,29	0,69	10,58	0,83	0,40	2,08
4	II Gor-Ah	-120	7,3	0,00	3,04	0,27	11,37	0,57	0,24	2,35
5	II Gr-Ah	-140	7,2	0,00	3,40	0,24	13,97	0,35	0,35	1,00
6	III Gr-fAh	-160	7,1	3,86	8,61	0,49	17,61	0,49	0,33	1,51

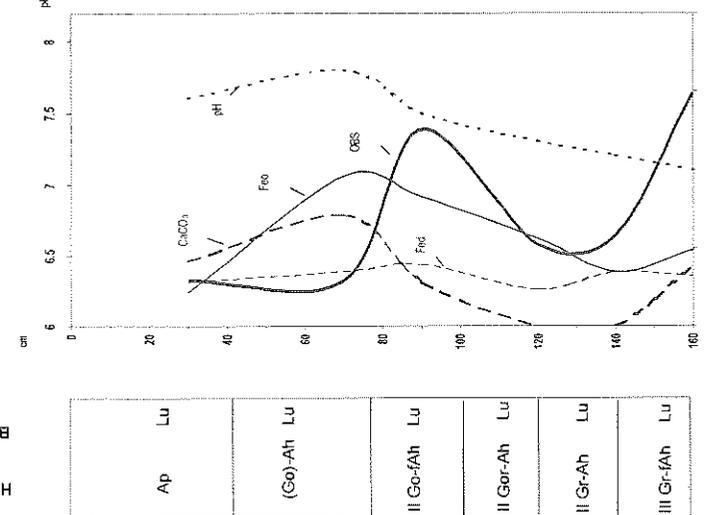
Tabelle 20: Gesamtgehalt ausgewählter chemischer Elemente (HF-Aufschluß) - Profil R

Lfd. Nr.	Horizont	P	K	Ca	Mg	Na	Fe %	Al	Mn	Zn	Co	Cu
1	Ap	0,127	2,503	2,079	0,645	0,860	4,323	4,862	0,080	0,078	0,015	0,015
2	(Go)-Ah	0,124	2,291	3,355	0,629	0,817	5,117	4,678	0,096	0,074	0,015	0,013
3	II Go-fAh	0,180	2,290	2,869	0,633	0,854	4,812	5,188	0,042	0,214	0,014	0,014
4	II Gor-Ah	0,055	2,504	1,207	0,619	0,903	4,656	5,463	0,032	0,284	0,016	0,017
5	II Gr-Ah	0,062	2,599	1,233	0,640	1,025	4,520	5,516	0,023	0,072	0,016	0,017
6	III Gr-fAh	0,205	2,104	3,843	0,610	0,679	6,872	4,592	0,028	0,055	0,017	0,018

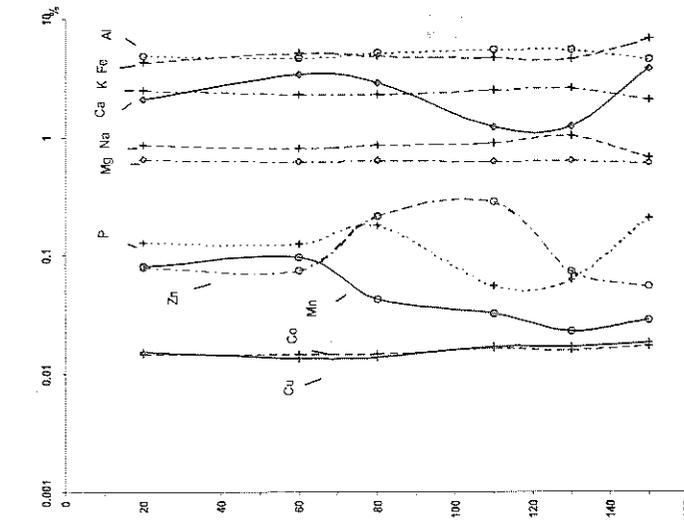
Tabelle 21: Bodenphysikalische Eigenschaften von Profil R

Lfd. Nr.	Horizont	Bodenart	T	fU	mU	gU %	fFS	gfS	MS	gS
1	Ap	Lu	22	10	28	19	5	8	7	1
2	(Go)-Ah	Lu	22	10	27	22	5	7	6	1
3	II Go-fAh	Lu	26	12	27	18	4	6	6	1
4	II Gor-Ah	Lu	26	12	28	20	4	5	4	1
5	II Gr-Ah	Lu	27	12	29	18	4	5	4	1
6	III Gr-fAh	Lu	17	10	26	21	8	9	8	1

Gehalt an organischer Bodensubstanz (Gew.%), Carbonatgehalt (Gew.%) und Bodenacidität, oxalat- und dithionitlösliches Eisen (Feo*10, Fed*10, Gew.%)



Gehalt ausgewählter Elemente (Gew.%, HF-Aufschluß)



Korngrößenzusammensetzung

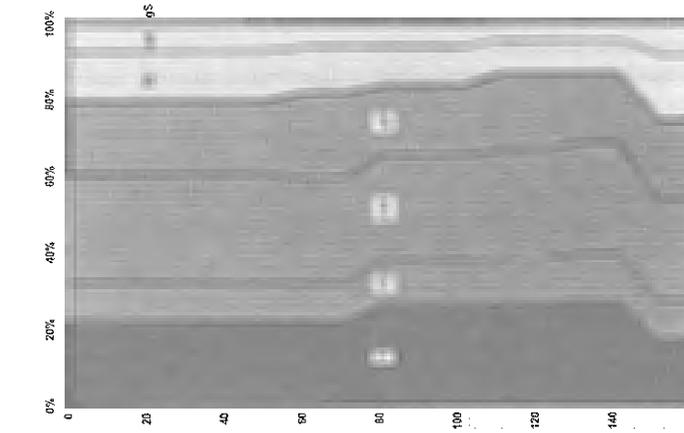


Abbildung 7: Grafiken der chemischen und -physikalischen Eigenschaften von Profil R

Dieser Boden läßt sich als Kalk-Kolluvisol über einem Gley-Tschernosem, dem hydromorphen Boden in der „Norm-Tschernosem-Catena“ ausscheiden.

Sowohl anhand der Korngrößenzusammensetzung (höhere Tongehalte) als auch der Färbung und des Humusgehaltes läßt sich das Kolluvium in ein unteres, das „Schwarze Kolluvium“ und ein oberes gliedern. Eine weitere Gliederung ist innerhalb dieses Profiles nicht möglich, erst die Korrelation mit den im Senkentieftesten erbohrten Schichten gibt Aufschluß darüber, daß es sich um die neolithischen, bronzzeitlichen und eisenzeitlichen Kolluvien handelt (s. Abbildung 1 u. Tabelle 1).

Der hohe Humusgehalt des unteren Kolluvium macht dessen synsedimentäre Akkumulation hydromorphen Bedingungen deutlich. Der enorme Anstieg des Humusgehaltes im vormittelalterlichen Oberflächenhorizont läßt auf postsedimentäre Humusakkumulation (Torf?) schließen unter Bedingungen mit hohen Grundwasserständen. Diese Sedimente sind jedoch zu einem Großteil mineralisiert, wovon der „Aggregierungshorizont“ zeugt. Die Untersuchungen am Bohrkern haben gezeigt, daß während der neolithischen bis eisenzeitlichen Besiedlungsphasen mehrfach extreme Schwankungen der Grundwasserstände stattfanden.

Das obere Kolluvium im Bereich als mittelalterlich-neuzeitlich einzustufen und in diesem Profil nicht weiter differenzierbar, jedoch deutlich heller aufgrund des geringeren Humusgehaltes. Außerdem ist es kalkhaltig.

Die höchsten Grundwasserstände sind als Go-Horizont mit deutlichen Eisenoxidausfällungen im oberen Kolluvium repräsentiert.

3.4 Organische Bodensubstanz

Um einen Nachweis der Schwarzerdegenese des Humus zu erbringen, wurden für die humosen Bodenhorizonte von 3 Profilen aus der Catena "Biesenbrow" (Profile E, I u. L) 2 verschiedene Methoden der Humusqualitätsuntersuchung angewandt. Die konventionelle Methode der Humuskomplexanalyse, speziell für begrabene Böden leicht abgewandelt nach KONONOVA (CHICHAGOVA, 1992, BIRYUKOVA, 1978) und die thermogravimetrische Untersuchung in Verbindung mit Inkubationsversuchen nach SIEWERT, 1994/95.

3.4.1 Humuskomplexanalyse

Den Ergebnissen der Humuskomplexanalyse und deren Interpretation sei folgendes vorangestellt:

1. Das Verhältnis von Huminsäuren zu Fulvosäuren (Humustypen) wird in der russischen Bodenkunde als Parameter zur Bestimmung und Zuordnung der Böden zu Bodentypen verwandt. Es ist demnach Ausdruck unterschiedlicher Prozesse der Humusgenese unter verschiedenen klimatischen Verhältnissen. Laut einer Statistik von D.S.ORLOV hat dieser Index ($C_{\text{Huminsäuren}}/C_{\text{Fulvosäuren}}$) für die Russische Tiefebene einen Korrelationskoeffizienten zur Periode der biologischen Aktivität in Tagen (PBA) von 0,93 ergeben (ORLOV, 1996).
2. Zur Zusammensetzung des begrabenen Humus und dessen Veränderungen im Vergleich zu rezentem Humus wurden Untersuchungen durch O.A.CHICHAGOVA in Verbindung mit ^{14}C -Datierungen des Humus (Huminsäurefraktion) durchgeführt (CHICHAGOVA, 1992). Ergebnis dieser Untersuchungen war, „... daß, ungeachtet der diagenetischen Veränderungen der OBS, ... die grundlegenden Eigenschaften ihrer Komponenten und deren für bestimmte Bodentypen charakteristischen Verhältnisse erhalten bleiben. Dazu gehören solche konservativen Eigenschaften wie die Fraktionszusammensetzung, der Humustyp, ... der Humifizierungsgrad der OBS (Huminsäuren/Fulvosäuren). Anhand dieser Parameter kann man Schlußfolgerungen zum Verlauf der Bodenbildung in der Vergangenheit ziehen, mindestens darüber, ob es sich um Prozesse der Wald- oder Steppenbodenbildung handelte; aber ebenso über ihre hydromorphe oder anhydromorphe Genese. Folglich können diese Parameter als Indikatoren zur Diagnose des Bodentyps und für paläopedologische Rekonstruktionen dienen...“ (CHICHAGOVA, O.A. u. T.I.TARASOVA, Übers. aus „Properties of humic substances of different age and their geoecological role“, Pochvedeniye, M. 1992).

Aufgrund dieser Tatsachen ist es also möglich, anhand des Indexes $C_{\text{Huminsäuren}}/C_{\text{Fulvosäuren}}$ Aussagen zu Prozessen der Humusgenese begrabener Böden zu treffen und weiterführend in Verbindung mit einer Datierung des Bodens Rückschlüsse auf paläoökologische und insbesondere klimatische Bedingungen während der Humusgenese zu ziehen.

Die Humuskomplexanalyse aus ausgewählten Bodenhorizonten hat folgendes ergeben:

- Ein Indikator für Schwarzerdehumus ist das Verhältnis Huminsäuren/Fulvosäuren mit Werten über 1. Es wird ein Anstieg der Werte in den begrabenen Humushorizonten auf bis z.T. über 2 registriert (s. Tabelle 22).
- Der Gehalt an Huminsäuren und insbesondere der an Carbonate gebundenen Huminsäurefraktion (HS2) (s. Tabelle 22) ist ausgesprochen hoch und nimmt in den begrabenen Humushorizonten gegenüber den darüberliegenden, jüngeren Horizonten zu. Da diese Fraktion als Indikator für Schwarzerdehumus angesehen wird (ORLOV, 1990/96; CHICHAGOVA, 1992; ALTERMANN, 1969), wird die Schwarzerdegenese für diese Humushorizonte bestätigt.

Tabelle 22: Humusfraktionen ausgewählter Bodenhorizonte der Catena "Biesenbrow"; HSI - löslich in 0,1N NaOH, HS2 - löslich in 0,1N NaOH nach Carbonatzerstörung, FS1" - löslich in 0,1N H2SO4 während Carbonatzerstörung, FS1 - löslich in 0,1N NaOH, FS2 - löslich in 0,1N NaOH nach Carbonatzerstörung, neR - nicht extrahierbarer Rest

Profil	Horizont	Ct (%)		Huminsäuren (C%)		Fulvosäuren (C%)			Rest (%) neR
		OBS (%)		HS1	HS2	FS1"	FS1	FS2	
E	Ap	1,62	2,79	1,3	18,5	3,1	2,5	10,4	64,2
	Ah1	1,08	1,86	0,5	25,4	3,7	0,0	13,9	56,5
	Ah2	1,09	1,88	0,6	30,6	2,7	0,1	11,9	54,1
I	Ap	1,53	2,64	1,5	17,4	3,2	2,7	11,1	64,1
	MAh1	1,31	2,26	1,1	20,3	3,0	1,5	12,3	61,8
	fAh	1,10	1,90	0,6	27,6	3,6	0,3	14,3	53,6
L	Ap	1,77	3,05	2,0	17,2	2,8	3,0	10,0	65,0
	MAh1	1,62	2,79	0,6	24,7	2,4	1,1	11,3	59,9
	MAh2	1,54	2,65	0,4	24,3	2,6	0,9	11,4	60,4
	MAch	1,68	2,90	0,3	30,7	2,4	0,6	11,2	54,8
	fAh	1,50	2,59	0,5	32,8	2,0	1,0	12,4	51,3

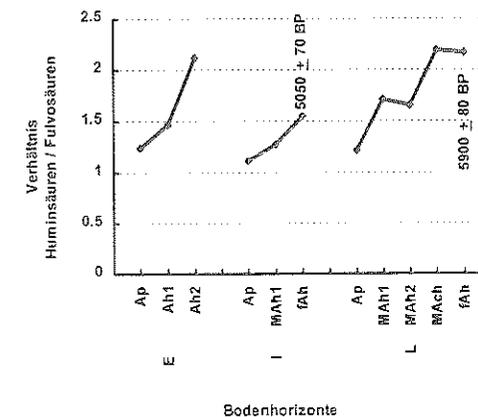


Abbildung 8 Verhältnis Huminsäuren / - Fulvosäuren ausgewählter Bodenhorizonte der Catena "Biesenbrow" mit Angabe der Altersdatierung der begrabenen Schwarzerdehumushorizonte

3.4.2 14C-Datierung der organischen Bodensubstanz

In den Humushorizonten der begrabenen Böden und der humosen Kolluvien wurden verschiedene Huminstofffraktionen 14C-datiert (BECKER-HEIDMANN, IfB Uni Hamburg).

Tabelle 23: 14C-Alter des Gesamtgehaltes an organischem Kohlenstoff und des organischen Kohlenstoffes aus der Tonmineral-Zwischenschicht begrabener Humushorizonte der Schwarzerden (IfB, Uni Hamburg)

Profil-Nr.	Horizont	Tiefe in cm	Fraktion	14C-Alter
I	fAxh	60 - 70	C org. gesamt	5050±70 BP
			Corg. Tonmineral-Zwischenschicht	3970±40 BP
L	fAxh	100 - 105	C org. gesamt	5900±80 BP
			Corg. Tonmineral-Zwischenschicht	5060±40 BP

Die 14C-Datierungen der begrabenen Humushorizonte der Schwarzerden weisen eine Altersdifferenz von 900 Jahren auf (s. Abbildung 8 u. Tabelle 23). Sie kennzeichnen den Zeitraum der Verbreitung der Schwarzerden an der Oberfläche. Es handelt sich bei den vorliegenden Altern um Datierungen des gesamten organischen Kohlenstoffes. Da in den nicht sehr tief begrabenen Horizonten mit einer Kontamination durch jüngere Huminsäuren gerechnet werden muß, sind diese Werte als Mischalter und damit z.T. zu jung für den Zeitraum der Schwarzerdegenese.

Es wurde versucht, die Fraktion des "inerten Humus" zu datieren - den Ton-Humuskomplex der Ton-Zwischenschichten. Die Differenzen der Altersdatierungen im Ton-Humuskomplex zum Gesamtkohlenstoff deuten darauf hin, daß es sich im Gegensatz zu Podsolen und Braunerden bei dieser Fraktion in Schwarzerden und schwarzerdeartigen Böden nicht um den "inertesten Humus" handelt (CHICHAGOVA, 1992).

3.4.3 Inkubation

Für alle humusanalytisch untersuchten Bodenproben wurden auch Versuche zur Bodenatmung durchgeführt. Durch CH. SIEWERT (1994/95) wurde ein Zusammenhang zwischen bodenklimatischen Bedingungen der Humusgenese und dem Verlauf der Anfangsatmung im Inkubationsversuch festgestellt. Es werden 2 Typen unterschieden:

1. allmählicher Anstieg der Atmungsaktivität bei Böden mit ständig feuchten Bedingungen und
2. sehr steiler Kurvenanstieg der Atmungsaktivität in Böden unter Bedingungen der Wechselfeuchte.

Alle untersuchten Proben zeigen den typischen Verlauf für wechselfeuchte Bedingungen (s. Abbildung 9), d.h. für Humus mit kontinentaler Genese. Das bestätigt wiederum die Schwarzerdegenese. Da sich jedoch alle untersuchten Böden rezent unter Ackernutzung (d.h. wechselfeuchten Bedingungen) befinden, können diese Daten nur für die begrabenen Horizonte als sinnvoll angesehen werden.

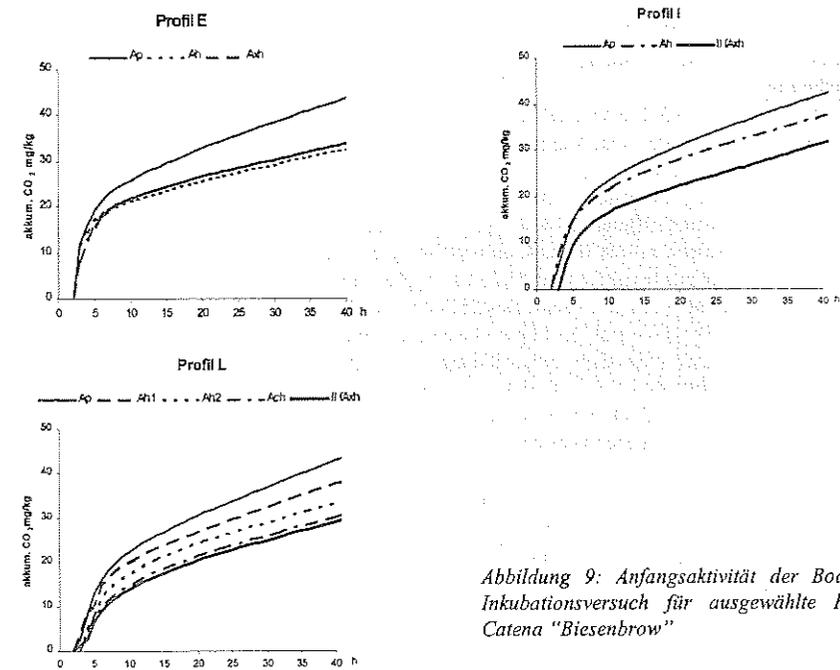


Abbildung 9: Anfangsaktivität der Bodenatmung im Inkubationsversuch für ausgewählte Horizonte der Catena "Biesenbrow"

4 Exkursionspunkt 2: Grünow - Parabraunerde-Tschernosem auf Geschiebemergel (Leitprofil N8)

Das Profil N8 zeigt die typische Ausbildung eines Parabraunerde-Tschernosems der Pararendzina - (Pseudogley)-Parabraunerde-Tschernosem - Parabraunerde - Kolluvisol - Bodengesellschaft auf Geschiebemergel. Das Profil befindet sich auf einer Grundmoränenplatte mit nur sehr geringer Hangneigung (2-3°), die durch ein eiszeitliches Rinnensystem durchschnitten wird. Auf dieser nicht erodierten Platte tritt dieser Bodentyp im Mosaik mit einer Variante mit deutlich ausgebildetem Al-Horizont auf.

In unmittelbarer Nähe zu Leitprofil N8 befinden sich mehrere bekannte Siedlungstellen: auf der Platte ein mittelalterliches Dorf, auf dem erodierten Hang in Richtung Rinne eine Siedlung der Trichterbecherkultur (ca.3700-3200 v.u.Z., KIRSCH, 1993), die als erste autochthone neolithische Kultur der Uckermark gilt. Auf dem unmittelbar gegenüberliegenden Hang sind slawische Siedlungen bekannt. Sowohl der neolithische als auch die slawischen Fundplätze wurden durch das Brandenburgische Landesmuseum für Ur- und Frühgeschichte im Zuge des Autobahnbaus als Verursachergrabung dokumentiert.

Tabelle 24: Beschreibung des Profils N8 "Grünow" - Parabraunerde - Tschernosem auf Geschiebemergel

Tiefe in cm	Horizontbezeichnung	Kurzbeschreibung
0 - 30	Ap	10 YR 4/3; bro-kru; kalkfrei, SI3, scharfe Untergrenze;
30 - 50	Axh	10 YR 3/2; kru; kalkfrei; "Steinsohle" angedeutet bei ca. 40-50cm; SI3, diffuse Untergrenze;
50 - 70	Bht ₁	Aggregatoberfläche - 10 YR 3/2, Aggregatinneres - 10 YR 3/3; subpol; dunkle Ton-Humushäutchen, z.T. bioturbat eingearbeiteter Humus; sehr selten kleine Rostflecken; kalkfrei, Ls4, diffuse Untergrenze;
70 - 90	Bht ₂	Aggregatoberfläche - 10 YR 3-2/1, Aggregatinneres - 10 YR 4/4; pol; schwarze Ton-Humushäutchen; einzelne Rostflecken; kalkfrei, Ls4, diffuse Untergrenze;
90 - 95	Bt	10 YR 4/3-4; pol; leicht pseudovergleyt; bräunliche bis helle Ton-Häutchen; Matrix kalkfrei, vereinzelt Sekundärkalk in Form von Pseudomycel; Ls4, deutliche Untergrenze;
95 - ...	Sg	Matrix - 7,5 YR 5/8, deutliche Rost- und Bleichflecken, koh, Matrix kalkhaltig (z.T. Kreidegeschiebebruchstücke), Sekundärkalk in versch. Formen, SI4

Tab. 25: Bodenchemische Eigenschaften von Profil N8

lfd. Nr.	Horizont	Tiefe cm	ph-Wert	CaCO ₃ %	Corg %	N %	C/N	Feo %	Fed %	Feo/Fed
1	Ap	0-30	6.7	0.00	0.98	0.099	9.87	0.08	0.20	0.38
2	Axh	-50	6.8	0.00	0.43	0.048	8.88	0.08	0.22	0.37
3	Bht1	-70	7.0	0.00	0.33	0.046	7.13	0.08	0.35	0.23
4	Bht2	-90	7.0	0.00	0.35	0.051	6.88	0.07	0.45	0.16
5	Bt	-95	7.1	0.00	0.30	0.044	6.82	0.04	0.43	0.08
6	Sg	-100	7.3	11.32	-	0.018	-	0.02	0.26	0.08

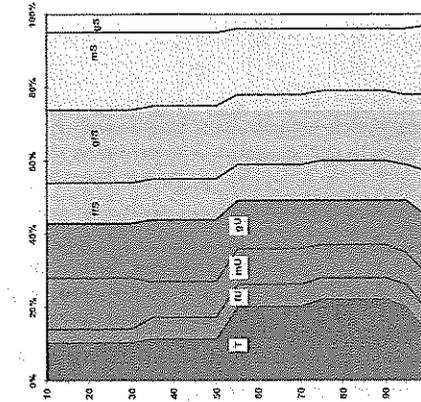
Tabelle 26: Gesamtgehalt ausgewählter chemischer Elemente (HF-Aufschluß) - Profil N8

lfd. Nr.	Horizont	P	K	Mg	Na	Fe %	Al	Mn	Zn	Ni	Pb
1	Ap	0.052	1.665	0.257	7.095	1.396	3.215	0.049	0.004	0.003	0.002
2	Axh	0.030	1.724	0.302	6.705	1.604	3.465	0.049	0.004	0.003	0.001
3	Bht1	0.031	1.915	0.515	6.171	2.787	4.544	0.043	0.005	0.005	0.001
4	Bht2	0.036	1.952	0.556	6.321	3.106	4.820	0.031	0.006	0.005	0.002
5	Bt	0.045	1.895	0.565	6.785	2.923	4.687	0.043	0.006	0.005	0.002
6	Sg	0.043	1.743	0.463	6.548	2.019	3.630	0.038	0.004	0.002	0.001

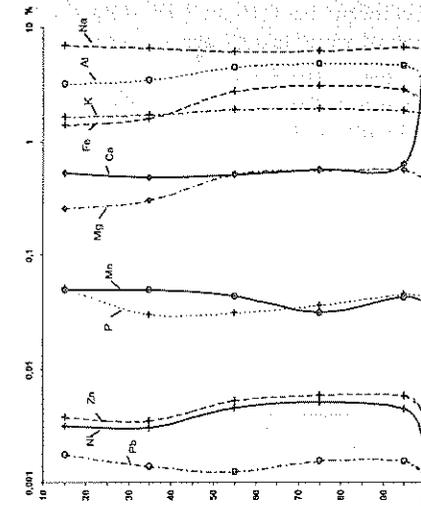
Tabelle 27: Bodenphysikalische Eigenschaften von Profil N8

lfd. Nr.	Horizont	Trockenröhdichte g/cm ³	Bodenart	T	fU	mU	gU %	ffS	gfS	mS	gS
1	Ap	1.70	SI3	10	4	14	15	11	20	21	5
2	Axh	1.70	SI3	11	6	10	17	11	20	20	5
3	Bht1	1.72	Ls4	20	6	10	13	10	19	18	4
4	Bht2	1.68	Ls4	22	6	9	12	11	19	17	4
5	Bt	1.64	Ls4	20	6	9	14	10	19	18	4
6	Sd	1.82	SI4	13	6	10	16	12	21	19	3

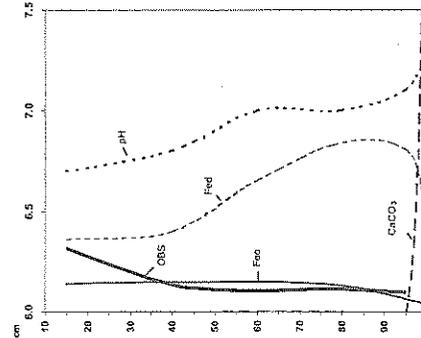
Korngrößenzusammensetzung



Gehalt ausgewählter Elemente (Gew.%, HF-Aufschluß)



Gehalt an organischer Bodensubstanz (Gew.%), Carbonatgehalt (Gew.%), Carbonacidität, oxalat- und dithionitlösliches Eisen (Feo*10, Fed*10, Gew.%)



Bodenart

Ap	SI3
Axh	SI3
Bht1	Ls4
Bht2	Ls4
Bt	Ls4
Sd	SI4

Profil N8 (Grünow)

Abbildung 10: Graphik der chemischen und physikalischen Eigenschaften von Profil N8

Anhand der Korngrößenzusammensetzung ist der Geschiebedecksand zu erkennen, an dessen Liegendem sich eine Steinsohle andeutet. ES handelt sich hier um Substratveränderungen unter periglazialen Bedingungen vor Beginn der Pedogenese der Schwarzerden. Die Tongehalte des Geschiebedecksandes betragen nur 10-11%, er ist vollständig entkalkt. In dieser Schicht ist der Axh-Horizont ausgebildet, dessen Corg.-Gehalt jedoch nur knapp bei 1% (im Ap) liegt. Im darunterliegenden Axh liegt der Gehalt aufgrund der vertikalen Humusverlagerung nur bei 0,43%. Aufgrund des geringeren Tonanteils ist auch der Anteil der Ton-Humusfraktion am Humus geringer und ebenso die Pufferung des Bodens als auf den tonreichen Beckenschluffen am Exkursionspunkt 1. Daher ist der Entkalkungsprozess weiter fortgeschritten. Im Gegensatz zur Catena "Biesenbrow" liegen die pH-Werte der Ah- und B-Horizonte im schwach sauren Bereich. Als Folge spielt die Lessivierung, d.h. die Ton-Humusverlagerung eine weitaus größere Rolle, es kommt zur Bildung schwarzer Ton-Humusculturen und zur weiteren Differenzierung der Tongehalte.

Das verstärkte Auftreten brauner und grauer Tonhäutchen im untersten Bt-Horizont zeugt von veränderten Bedingungen in der Bodenentwicklung.

Die Menge der pedogenen Eisenoxide erreicht sein Maximum in den B-Horizonten, das Verhältnis Feo/Fed fällt von 0,38 im Oberboden über 0,16 im B-Horizont auf 0,08 im Ausgangsmaterial. Diese Werte entsprechen in etwa denen der Profile der Catena „Biesenbrow“.

Ungeachtet der fortgeschrittenen Lessivierung des Bodens ist die Vertikaldifferenzierung der chemischen Elemente nicht sehr ausgeprägt, Es lassen sich für Fe, Al, Mg, Zn und Ni verringerte Gesamtgehalte im Oberboden nachweisen.

4.1 Mikromorphologische Untersuchungen

Durch die mikromorphologische Untersuchung der einzelnen Bodenhorizonte (Beckmann, Schwülper-Lagesbüttel) zeigt sich die Ähnlichkeit des Schwarzerden der Uckermark zu den mitteldeutschen Schwarzerden (Raum Hildesheim).

Im Humushorizont (Abbildung 11) ist deutlich die Bioturbation durch Regenwürmer nachweisbar. Außerdem sind dunkelbraune Ton-Humusverbindungen und "schwarze Pigmente", d.h. stark humifiziertes Pflanzenmaterial (s. Exkursionsführer "AK Paläopedologie", 1998) - erkennbar.

Die Eisen-Mangan-Ausfällungen sind typisch für Humushorizonte der Schwarzerden (s. Exkursionsführer "AK Paläopedologie", 1998). Sie sind auf den sprunghafter Anstieg der Bodenatmung im Schwarzerdehumus mit Beginn der Vegetationsperiode zurückzuführen (s. Abschnitt 0). Der Sauerstoff der Bodenluft wird in den humosen Aggregatkrümeln sehr schnell aufgebraucht und unter Sauerstoffmangel werden Fe und Mn reduziert und mobil. Sie fallen als Konkretionen im besser durchlüfteten Grobporensystem aus.

Die Lessivierung der Ton-Humuskomplexe in Phasen und unter unterschiedlichen Bedingungen der Bodenwasserverhältnisse zeigt sich im Bht1-Horizont (Abbildung 12) durch die in dunkle Tonbeläge eingelagerten Schichten von Eisen-Mangan-Ausfällungen. Diese Phänomene fehlen im rezenten Porensystem. Schlußfolgern läßt sich hieraus, daß die Pseudovergleyung im Unterboden der Schwarzerden zeitlich mit der Lessivierung gleichzusetzen ist und daher jünger als die Schwarzerdegenese.

Im Schluff aus dem Horizont Bht2 sind korrodierte Sekundärkalkbildungen erkennbar. Sie zeugen vom der Bodenentwicklung an diesem Standort, die sich in der Kalkdynamik äußert. Unter feuchten Klimabedingungen kommt es zur Entkalkung des Oberbodens und zu Sekundärkalkbildungen im kalkhaltigen Unterboden. Korrodierte Kalkkonkretionen entstehen, wenn die Entkalkungsgrenze die Bodenhorizonte mit früherer Sekundärkalkbildung erreicht.

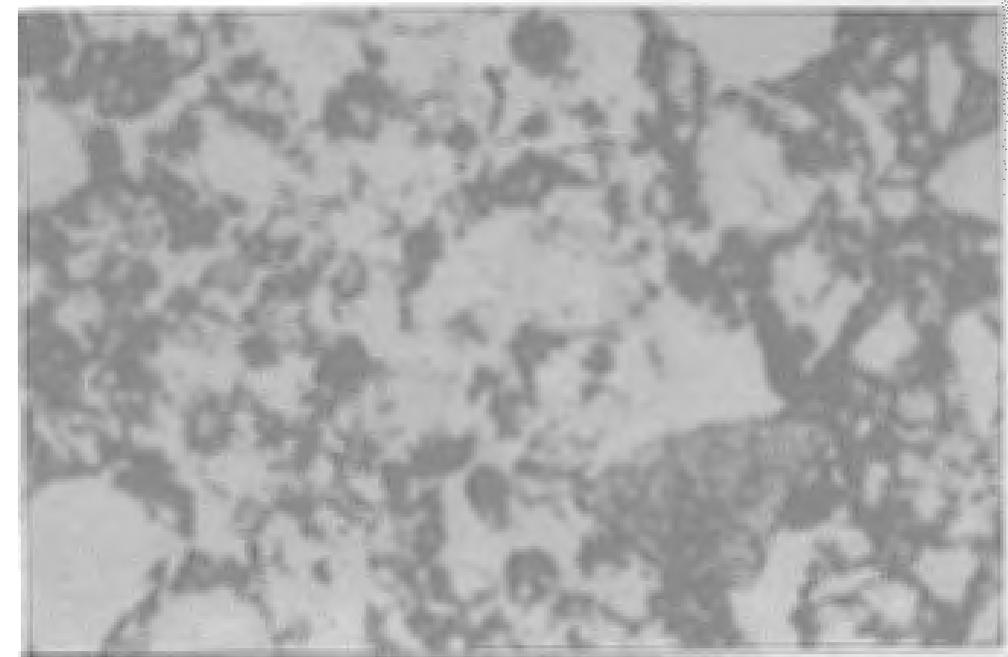


Abbildung 11: Dünnschliffaufnahme Profil N8 Ah (40-45cm); - Nicols

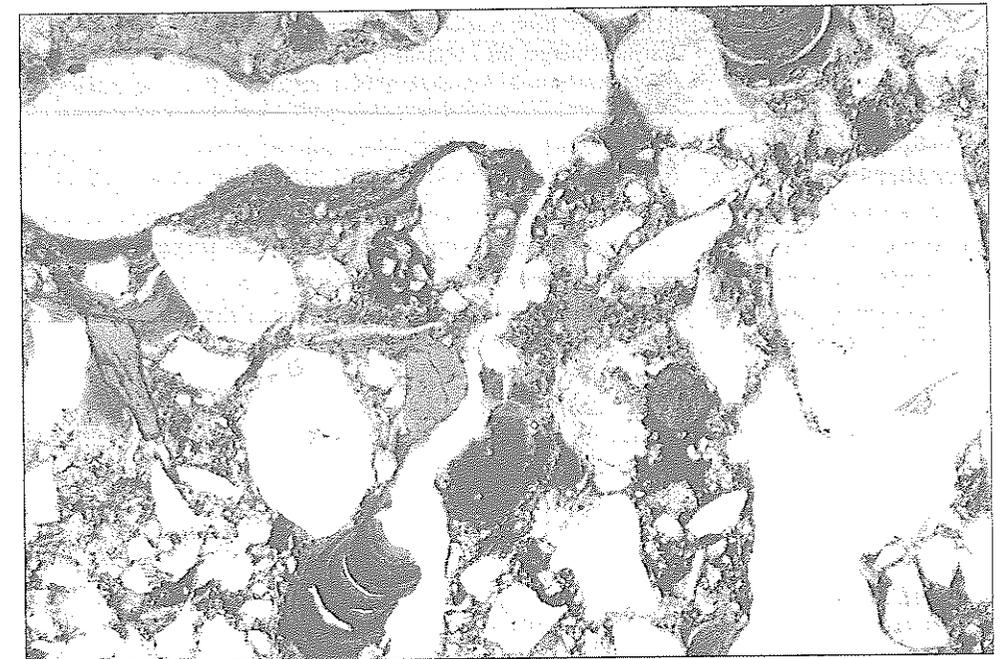


Abbildung 12: Dünnschliffaufnahme Profil N8 Bht1 (60-65cm); - Nicols

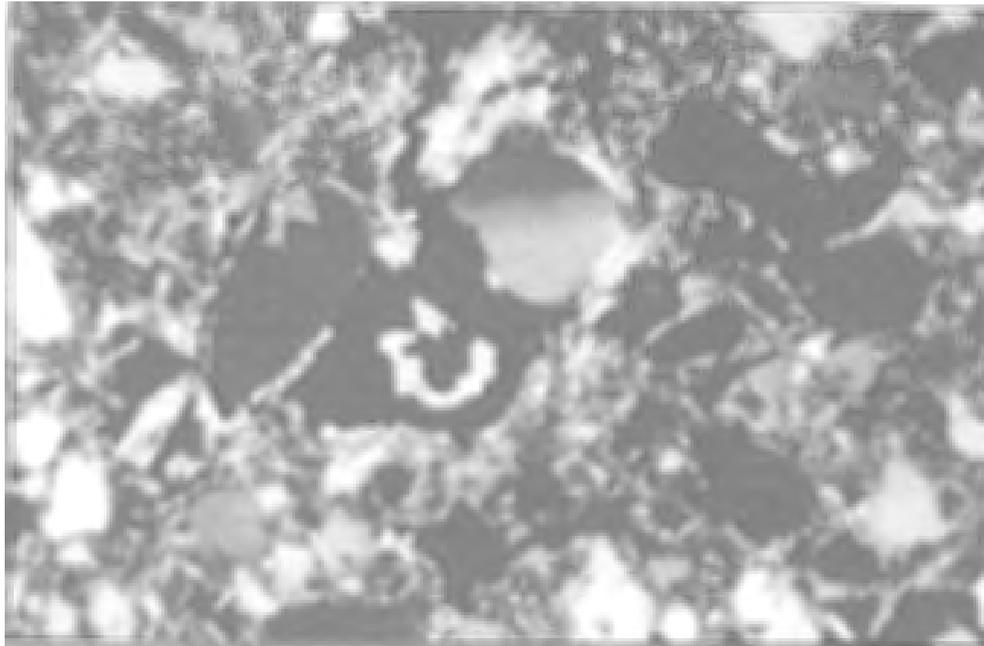


Abbildung 13: Dünnschliffaufnahme Profil N8 Bht2 (70-75); x Nicols

In Abhängigkeit von der aktuellen Grabungs- bzw. Aufschlußsituation an der Autobahntrasse der A20 werden Schwarzerdeprofile im Geschiebemergel im Zusammenhang mit archäologischen Befunden gezeigt.

Literaturverzeichnis

- ALEXANDROVSKIV, A.L. U. O.A. CHICHAGOVA (1998): Radiocarbon age of Holocene paleosols of the East European forest-steppe zone, *Catena* 34, 197-207.
- ALTERMANN M. U. D. MANIA (1968): Zur Datierung von Böden im mitteldeutschen Trockengebiet mit Hilfe quartärgeologischer und urgeschichtlicher Befunde, *Thaer-Archiv* 12/7, 539-557.
- ALTERMANN, K.-P. (1969): Eigenschaften und Genese von Tschernosemen in der nördlichen Wetterau. Diss. Gießen.
- BABEL, U. U. C. HEMMANN (1995): Transport der organischen Substanz in Schwarzerden - mikromorphologische und andere Untersuchungen. *Mitteilungen d. Dt. Bodenkdl. Gesellschaft* 76(I), 565-568.
- BORK H.-R. (1983): Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lößgebieten, *Catena Supplement* 3, Braunschweig.
- BORK, H.-R., H. BORK, C. DALCHOW, B. FAUST, H.-P. PIORR UND TH. SCHATZ (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. *Klett-Perthes*, S.328.
- BOROWIEC, S. (1962): On the Occurrence of relic Chernozems in the Szczecin Voivodeship (poln.), *Przegląd Geograficzny* 34/4, 739-747.
- CHICHAGOVA, O.A. (1985): Radiouglerodnoe Datirovanie Gumusa potshv., *Nauka*, 156S. Moskva. (14C-Datierung des Bodenhumus).

- CHICHAGOVA, O.A. (1992): Radiouglerodny vosrast gumusa paleopocv i nekotorye problemy paleogeografii i geoökologii. *Pocvovedenije* 12, Moskva, 44-52. (Das Radiocarbon-Alter des Humus von Paläoböden und einige Probleme der paläogeographie und Geoökologie).
- CHICHAGOVA, O.A. (1992): Zvoistva raznovozrastnykh guminovykh veshsthestv. *Pocvovedenije* 1, Moskva, 94-99. (Die Eigenschaften von Huminstoffen unterschiedlichen Alters).
- CHICHAGOVA, O.A. ET AL. (1995): Composition, Properties and Radiocarbon Age of Humus in Paleosoils, *GeoJournal* 36.2/3, 207-212.
- CZERNEY, P. (1965): Bodenkundliche Untersuchungen an einer fossilen und einer rezenten Schwarzerde. *Thaer-Arch.* Bd.9, H.10, 867-881.
- EHWALD, E. (1980): Zur Frage der Schwarzerdeentstehung unter Wald. Urgeschichtliche Besiedlung in ihrer Beziehung zur natürlichen Umwelt, Hrsg. F.Schlette. *Wissenschaftl. Beiträge der MLU Halle* 6(L15), 21-28.
- EHWALD, E. (1987): Zur Problematik der Bodenentwicklung im Gebiet der Weichselvereisung der Deutschen Demokratischen Republik. *Wiss. Z. EMAU Greifswald, Math.-nat. wiss. Reihe* 36, 55-58.
- FISCHER-ZUJKOV, U., R. SCHMIDT & A. BRANDE (1999, im Druck): Die schwarzerdeähnlichen Böden Nordostdeutschlands und ihre Stellung in der holozänen Landschaftsentwicklung, *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*.
- GEHRT, E., B. MEYER, T. BECKMANN U. F. SCHWONKE (1995): Schwarzerden, Grauerden und Pararendzinen - Die Frühholozäne Bodengesellschaft der Börden. *Mitteilungen d. Dt. Bodenkdl. Gesellschaft* 76(II), 1037-1040.
- GUNREBEN, M. (1992): Schwarzerde-Relikte in Deutschland - Ein regionaler Vergleich von Böden ausgewählter Klimagebiete und Lößprovinzen. Diss., Marburg/L.
- HEINRICH, W.-D., K.-D. JÄGER U. W.JAHNKE (1975): Die jungquartäre Wirbeltierfundstätte Pisede bei Malcin und deren Umgebung als Beispiel einer interdisziplinären landschaftsgeschichtlichen Komplexuntersuchung in der mecklenburgischen Jungmoränenlandschaft. *Geographenkongress der DDR, Exkursionsführer - Die Entwicklung der Territorialstruktur im Nordgebiet der DDR*, 55-65.
- HOFFMANN, R. U. H.P. BLUME (1977): Holozäne Tonverlagerung als profilprägender Prozeß lehmiger Landböden norddeutscher Jungmoränenlandschaften? *Catena* 4, Giessen, 359-368.
- HOHENSTEIN, V. (1919): Die ostdeutsche Schwarzerde (Tschernosem) mit kurzen Bemerkungen über die ostdeutsche Braunerde. *Intern. Mitt. Bodenkunde* 8, 1-178. (zit. nach H. Stremme 1938).
- KOWALKOWSKI, A. (1989): Genese der Braunerden und Schwarzerden nach Untersuchungen in der Mongolischen VR und in der VR Polen. *Petermanns Geogr. Mitteilungen* 133(1), 7-22.
- LIBEROTH, I. (1964): Untersuchungen zur Gliederung der Schwarzerden in der Deutschen Demokratischen Republik.- 8th Intern. Congress of soil Science, Bucharest, 299-311.
- ORLOV, D.S., O. N. BIRYUKOVA UND N.I.SUCHANOVA (1996): Organitsheskoye veshststvo potshv rossiyskoy federazii. Moskva, S.254. (Die organische Bodensubstanz der russischen Föderation).
- ROHDENBURG, H. U. B. MEYER (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an Südniedersächsischen und Nordhessischen Lössprofilen. *Mitteilungen d. Dt. Bodenkdl. Gesellschaft* 5, 1-137.
- ROHDENBURG, H. U. B. MEYER (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? *Göttinger Bodenkundliche Berichte* 6, 127-212.
- SABEL K.J. (1982): Die Bedeutung der physische-geographischen Raumausstattung für das Siedlungsverhalten der frühesten Bandkeramik in der Wetterau (Hessen).- *Praehistorische Zeitschrift* 58, 158-172.
- SCHIMMING, C.G. U. H.P. BLUME (1993): Exkursion A - Landschaften und Böden Ostholsteins. *Mitteilungen Dt. Bodenkdl. Gesellschaft Exkursionsführer Jahrestagung 1993 Kiel*, Bd. 70, 47 - 78.
- SCHMIDT, R. (1982): Die Struktur der Bodendecke der Grundmoränengebiete der DDR. *Petermanns Geogr. Mitteilungen* 126(3), 153-170.

- SCHMIDT, R. (1991): Genese und anthropogene Entwicklung der Bodendecke am Beispiel einer typischen Bodencatena des norddeutschen Tieflandes. *Petermanns Geogr. Mitteilungen* 135(1), 29-38.
- SCHMIDT, R. (1994): Binneneinzugsgebiet Bölkendorf - Morphologie und Bodengenese. *Exkursionsführer Nordostdeutschland und Westpolen*. ZALF-Bericht 14, Müncheberg, 103-106.
- STAHR, K. u. M. THATER (1991): Zur Kenntnis von Schwarzerden auf der Sontheimer Hochterrasse. *Mitteilungen Dt. Bodenkdl. Gesellschaft* 66/II, 855-858.
- STREMME, H. (1938): Die Böden Deutschlands. *Handbuch der Bodenlehre*, Bd. V, 271-429.
- SUCCOW, M. (1988): *Landschaftsökologische Moorkunde*. Jena, 340 S.
- SYCOVA, S.A. (1994): Evoluzia posdnepleistuzenovykh caten srednjerusskoi vosvyschennosti v polnom klimaticeskom pitme „oledinenje - meschlednikovje“. *Pocvovedenje* 10, Moskva, 30-40. (Die Evolution spätpleistozäner Catenen des Mittelrussischen Berglandes im Klimazyklus „Kaltzeit - Warmzeit“).
- WECHLER, K.-P. (1993): Mesolithikum - Bandkeramik - Trichterbecherkultur. Zur Neolithisierung Mittel- und Ostdeutschlands aufgrund vergleichender Untersuchungen zum Silexinventar. *Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns, Lübstorf*, 62 S.

Thermogravimetrische Analyse der organischen Bodensubstanz an Schwarzerden der Uckermark

Ch. Siewert

1 Methodische Grundlagen und Prinzipien

Die thermogravimetrische Kennzeichnung der organischen Bodensubstanz (OBS) ist ein funktionsorientiertes Verfahren. Es beschreibt die OBS als integratives Merkmal komplexer Wechselwirkungen abiotischer und biotischer Faktoren in Ökosystemen. Dazu werden neue Erkenntnisse zu Funktionsprinzipien von Humusstoffen in Mineralböden genutzt. Sie sind verantwortlich für die Ausbildung von Korrelationsbeziehungen zwischen unterschiedlichen Komponenten der OBS, die unabhängig von der chemischen Zusammensetzung existieren, thermogravimetrisch quantifiziert werden können und dadurch überregional einheitliche Aussagen zu Spezifika der OBS und der Bodenbildung ermöglichen.

Vor diesem Hintergrund beinhaltet die Kennzeichnung der OBS eine Lagebestimmung analysierter Proben in den Beziehungen zwischen

- der Menge in Humushydrathüllen gebundenen Wassers und Humusstoffen (s. Abbildung 2),
- Anteilen biologisch leicht umsetzbaren Komponenten der OBS und gebundenem Wasser
- Anteilen umsetzbarer Komponenten und Humusstoffen

Dazu dienen drei Qualitätsindizes (Q1 für a, Q2 für b und Q3 für c), die je nach Charakter der jeweiligen Beziehungen aus Gewichtsverlusten in unterschiedlichen Temperaturbereichen berechnet werden. Liegt die Position einer Probe außerhalb des Konfidenzintervalls der betreffenden Korrelation (z.B. bei Analyse gestörter Böden oder bodenähnlicher Substrate), wird dies durch Kontrollkriterien (K1 für Q1, K2 für Q2 und K3 für Q3) dokumentiert. In diesen Fällen setzt die Interpretation der Qualitätsindizes eine Klärung von Ursachen der Abweichungen und eine Korrektur der berechneten Werte voraus.

Die Ergebnisse des Verfahrens zeigen ungeachtet der komplizierten theoretischen Grundlagen und ihrer analytischen Umsetzung logische Zusammenhänge zu Bodenbildungsprozessen und -eigenschaften. Sie sind überregional anwendbar, leicht klassifizierbar und liefern dadurch Aussagen zu vielen aktuellen Fragen der Bodenkunde.

2 Untersuchungsergebnisse der Catena Biesenbrow

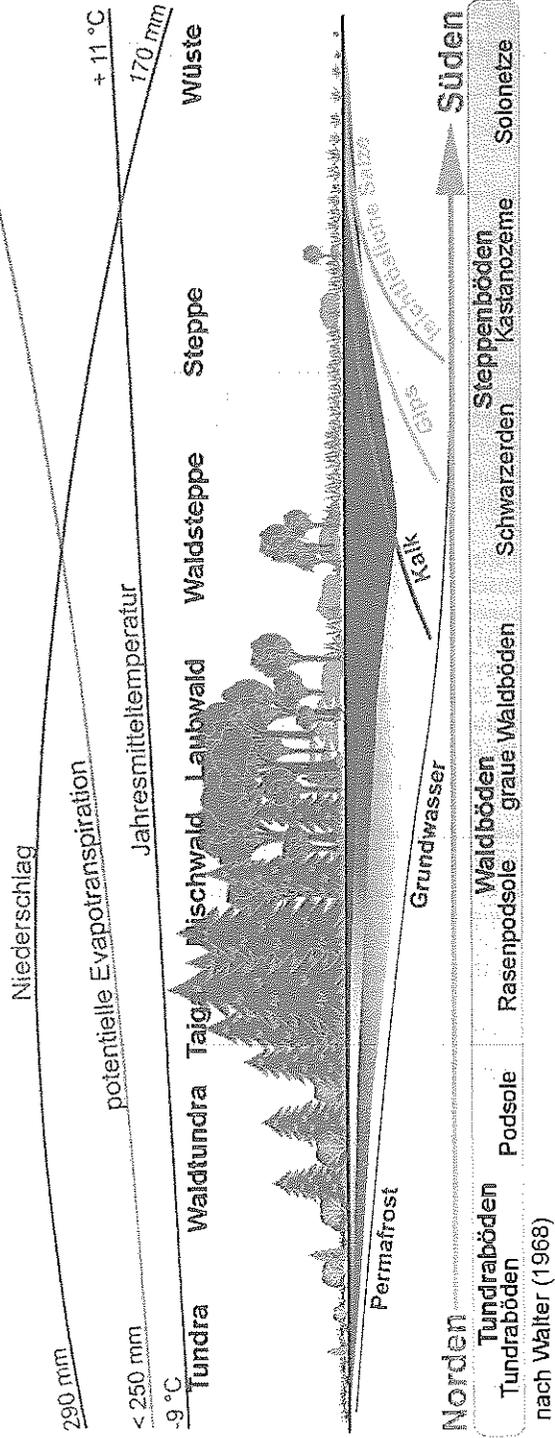
Tabelle 1: Thermogravimetrische OBS - Qualitätsindizes der Catena "Biesenbrow" mit Kontrollkriterien

Profil	Horizont	Qualitätsindizes und Kontrollkriterien		
		Q1	Q2	Q3
E	Ap	2.7	0.6	2.5 (K3: -0.3)
	Ah	1.7	0.4 (K2: -1.1)	1.6 (K3: -0.3)
	Axh	2.5	0.5 (K2: -1.6)	1.6 (K3: -0.4)
I	Ap	2.6	0.7	2.5 (K3: -0.4)
	Ah	2.3	0.6 (K2: -1.0)	2.0 (K3: -0.3)
	IifAxh	2.1	0.4 (K2: -1.2)	1.6 (K3: -0.3)
L	Ap	3.0	0.7	2.7 (K3: -0.3)
	Ah1	2.4	0.5 (K2: -0.9)	2.2 (K3: -0.4)
	Ah2	2.3	0.5 (K2: -1.1)	1.9 (K3: -0.4)
	Ach	3.4	0.5 (K2: -1.3)	1.9 (K3: -0.4)
	IifAxh	2.7	0.4 (K2: -1.2)	1.7 (K3: -0.4)

Bei Qualitätsindizes ohne Angaben zu K - Werten wurden keine Abweichungen nachgewiesen

Beziehungen zwischen Klima, Vegetation, Bodenbildung und Qualität der organischen Bodensubstanz in der russischen Tiefebene ¹⁾

1500 mm



Thermogravimetrischer Qualitätsindex Q2 der organischen Bodensubstanz (Mittelwerte für 0-30 cm) bei Bodenbildung unter natürlicher Vegetation



¹⁾ für Böden auf Löss und lössähnlichen Substraten ohne Grundwassereinfluss

Abbildung 1: Beziehungen zwischen Klima, Vegetation, Bodenbildung und Qualität der organischen Bodensubstanz in der russischen Tiefebene

a) Indikation der Schwarzerdebildung

In Abhängigkeit vom Klima, der Vegetation und dem geologischen Ausgangssubstrat bildet sich bei der Bodenbildung ein definierbares Verhältnis zwischen dem Anteil biologisch umsetzbarer Komponenten in der OBS und der Menge in Humushydrathüllen gebundenen Wassers aus. Dieses Verhältnis charakterisiert der Qualitätsindex Q2. Er spiegelt Besonderheiten der Bodengenese, des Klimas und der Bodennutzung wieder. Abbildung 1 dokumentiert diese Zusammenhänge am Beispiel der russischen Tiefebene. Sie ermöglichen unter anderem Schlussfolgerungen zu Entstehungsbedingungen unbekannter Böden.

Die berechneten Q2-Indizes der Catena Biesenbrow liegen zwischen 0,4 und 0,7 (s. Tabelle 1). Sie entsprechen damit Werten, die bisher in ackerbaulich genutzten Böden der Waldsteppe und in Schwarzerden unter natürlicher Vegetation gefunden wurden. Unterhalb der Ap- Horizontes wird allerdings die Interpretierbarkeit der Ergebnisse durch Abweichungen von den verwendeten Beziehungen in Frage gestellt. Dies äußert sich in den angegebenen K2-Werten und ist mit dem Verlust von gebundenem Wasser in der OBS begrabener Böden zu erklären.

Bei der Catena Biesenbrow stellt sich insbesondere die Frage nach einer hydromorphen Beeinflussung, die Qualitätsindizes und Kontrollkriterien beeinflussen würde. So verursacht beispielsweise die Befeuchtung eines Bodens durch kapillaren Wasseraufstieg aus dem Grundwasser steigende Anteile umsetzbarer Komponenten. Dies zeigt sich in überhöhten Q2-Werten und positiven Abweichungen bei K2. Kommt ein periodischer Sauerstoffmangel hinzu, werden bei Humusneubildungen die Hydrathüllen unvollständig ausgebildet und die Wasserbindungsfähigkeit der Humusstoffe sinkt. Dies zeigt sich in Störungen der Beziehung zwischen der Menge gebundenen Wassers und der Menge an Humusstoffen. Sie werden durch negative K1-Werte diagnostiziert. Bei einer noch stärkeren hydromorphen Beeinflussung gehen hingegen alle Merkmale der für Mineralböden typischen Humifizierung verloren (Ausbildung von Humushydrathüllen, Beziehungen zwischen den Komponenten). Die thermische Zerfallsdynamik ähnelt immer stärker Pflanzensubstanzen (z.B. bei Analyse von Torfen). Dabei nehmen die Qualitätsindizes beliebige Werte an, während alle Kontrollkriterien sehr große Abweichungen anzeigen.

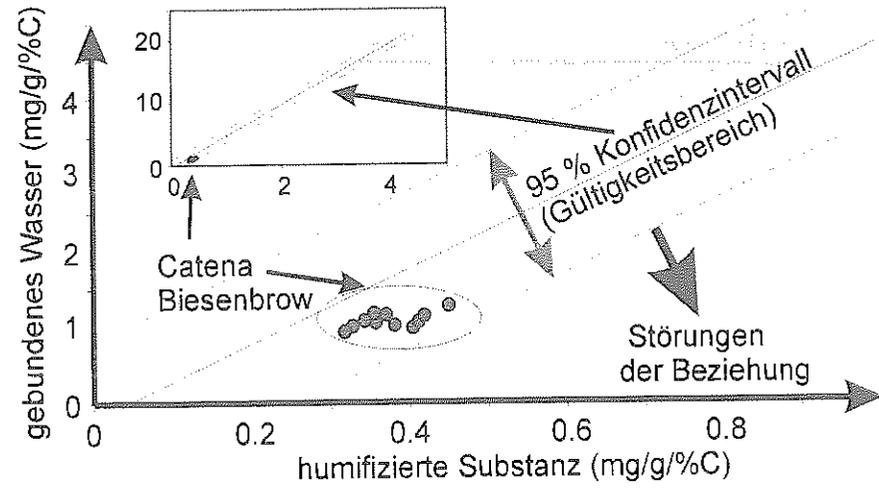


Abbildung 2: Beziehungen zwischen der Menge an Humusstoffen und gebundenem Wassers

Die hier analysierten Proben zeigen jedoch keinerlei Abweichungen bei K1. Alle Proben liegen innerhalb des Gültigkeitsbereiches der Beziehung zwischen der Menge humifizierter Substanz und gebundenem Wasser. Die Bildung von Humusstoffen ist demnach von hydromorphen Einflüssen nicht betroffen.

Darüber hinaus fehlen Hinweise auf überhöhte Anteile umsetzbarer Komponenten. Im Gegenteil, alle K2 - Werte sind negativ und weisen damit auf deutlich reduzierte Anteile umsetzbarer Komponenten hin, die durch verstärkten biologischen Abbau umsetzbarer Komponenten entstehen. Dies ist unter hydromorphen Bedingungen nicht vorstellbar. Gleiche Aussagen ergeben sich aus den K3-Werten. Sie sind ebenfalls negativ und weisen auf überproportionale Verluste umsetzbarer Substanz hin. Demnach können die berechneten K- Werte in den untersuchten Proben keine Folgen von Hydromorphie sein. Sie kennzeichnen vielmehr seit der ursprünglichen Bodengenese veränderte Proportionen zwischen Zufuhr und Abbau umsetzbarer Komponenten zu Gunsten von Abbauprozessen.

Unter Berücksichtigung dieser Aspekte läßt sich durch Interpolation auf ursprüngliche Anteile umsetzbarer Substanz die Höhe der Q2-Werte korrigieren. Dabei ergeben sich Werte um 0.8 bis maximal 1.3. Selbst bei ungünstigsten Annahmen führen diese Überlegungen zu einer Zuordnung der analysierten Proben zu Böden der Waldsteppe (bei Beeinflussung durch langjährigen Ackerbau) oder der Steppen (bei Bildung unter natürlicher Vegetation). Gleiche Aussagen ergeben sich aus einer Analyse und Korrektur der Q3-Werte.

b) Nachweis verkohlter Komponenten in der OBS

Vor diesem Hintergrund stellt sich die Frage, ob z.B. Holzkohle aus Waldbränden (Brandrohdung?) Gewichtsverluste im Bereich thermisch stabiler Komponenten verursacht haben könnte. Dies würde überhöhte Gehalte an Humusstoffen vortäuschen und so die Interpretation verfälschen. Dies ist jedoch aus mehreren Gründen nicht plausibel. Erstens bindet Holzkohle - bedingt durch ihre Entstehungsbedingungen - im Vergleich zu Humusstoffen nicht annähernd gleiche Wassermengen. Selbst sehr geringe Beimengungen von Holzkohle stören daher die Beziehungen zwischen Wasserhaltefähigkeit und Humusstoffen. Ungeachtet dieser Sensibilität zeigt K1 jedoch keine Abweichungen, die eine solche Interpretation zulassen (s. Abbildung 2). Zweitens treten bei der thermischen Zersetzung von Holzkohle immer auch große Gewichtsverluste oberhalb von 600 °C auf. Hier zeigen aber alle Proben die für holzkohlefreie Böden typische Abnahme von Gewichtsverlusten oberhalb von 500 °C bis zum Zerfallsbeginn von Karbonaten (s. Abbildung 3). Drittens würden Beimengungen an Holzkohle zwar die Beziehung zwischen umsetzbarer Substanz und Humusstoffen stören, jedoch nicht die Beziehung umsetzbarer Komponenten zur Menge gebundenen Wassers. Dies trifft hier ebenfalls nicht zu. K2 und K3 zeigen gleichgerichtete und proportionale Abweichungen. Eine Beteiligung von Kohle als Störfaktor der Analyse ist damit ausgeschlossen.

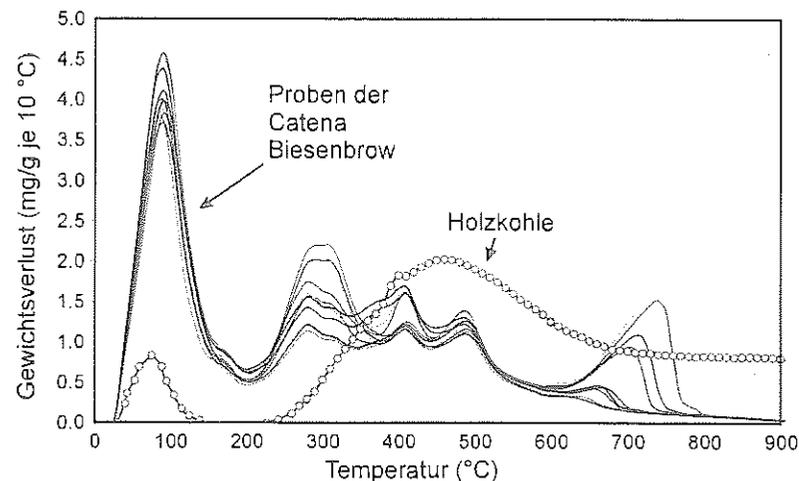


Abbildung 3: Vergleich der thermischen Zerfallskurven der Proben der Catena Biesenbrow und einer Holzkohleprobe

c) Indizien einer Bodenkonservierung

Q1-Werte spiegeln den Frischegrad der OBS wieder. Dieser sinkt in der Regel von ca. 4 - 20 in A_h-Horizonten sehr schnell mit der Entnahmetiefe, weil die Zufuhr an frischen Rückständen im Vergleich zur Intensität biologischer Abbau- und Transformationsprozessen mit der Tiefe zurück geht. Unterhalb von Ap- und Ah -Horizonten wurden daher - mit Ausnahme kolluvialer Böden - keine Q1-Werte über 1.5 nachgewiesen.

Die Quantifizierung der Q1-Werte basiert jedoch nicht auf Merkmalen umsetzbarer Substanz oder ihren Anteilen an der OBS, sondern aus verschiedenen Gründen ausschließlich auf Eigenschaften der Humusstoffe. Es handelt sich also um einen bodengenetisch determinierten Frischegrad bzw. um ein Spiegelbild des Mittelwertes langfristiger Proportionen zwischen der Zufuhr und dem biologischen Abbau von frischen Rückständen während der Bodenbildung.

Die hier untersuchten Proben zeichnen sich durch sehr ähnliche Q1-Werte aus. Sie schwanken zwischen 1.7 und 3.4 und liegen unabhängig von der Entnahmetiefe der Proben im Bereich mehr oder weniger intensiv genutzter ackerbaulicher Böden.

Es läßt sich daher vermuten, daß es sich bei den untersuchten Proben in Übereinstimmung mit der Geländeansprache um kolluvial überlagerte Böden handelt, bei denen Eigenschaften der biologisch schwer umsetzbaren Humusstoffe erhalten blieben. Gestützt wird diese These durch die Reduktion von Anteilen umsetzbarer Komponenten. Sie weisen auf reduzierte biologische Prozesse im Vergleich zur biologischen Aktivität während der ursprünglichen Bodenbildung hin. Merkmale früher gebildeter Humusstoffe können daher nur in begrenztem Umfang durch Neubildungen und Veränderungen überlagert werden. Sie bleiben so über lange Zeiträume dominant und dokumentieren Spezifika einer reliktschen Bodenbildung.

3 Schlußfolgerungen

Die thermogravimetrisch erfaßten Kenngrößen der organischen Bodensubstanz weisen auf eine Entstehung der untersuchten Böden als Schwarzerden hin. Ihre kolluviale Überlagerung ist vermutlich Ursache des Abbaus umsetzbarer Komponenten ohne nachweisbare Folgen für Eigenschaften der biologisch stabileren Humusstoffe. Hinweise auf eine aktuelle oder reliktsche Beeinflussung der Bodenbildung durch hydromorphe Bedingungen sowie auf Beimengungen von Holzkohle wurden nicht gefunden.

Literaturverzeichnis

- SIEWERT, C. (1994): Ökosystemorientierte Grundlagen der Humusqualitätsbestimmung. Arch. Acker-Pfl. Boden 38, 127-147.
- SIEWERT, CH. (1994): Ökosystemorientierte Grundlagen der Humusqualitätsbestimmung. Teil 1: Theoretisches Konzept zur Ableitung ökosystemarer Humusfunktionen. Arch. Acker-Pfl. Boden 38, 127-147.
- SIEWERT, CH. (1994): Ökosystemorientierte Grundlagen der Humusqualitätsbestimmung. Teil 2 (Methodische Grundlagen): Thermogravimetrische Charakteristika von Pflanzensubstanzen und ihre Beziehungen zur biologischen Umsetzbarkeit. Arch. Acker- Pfl. Boden 38, 179-193.
- SIEWERT, CH. (1995): Ökosystemorientierte Grundlagen der Humusqualitätsbestimmung. Teil 3 (Methodische Grundlagen): Veränderungen thermogravimetrischer Charakteristika der organischen Bodensubstanz bei biologischer Umsetzung. Arch. Acker- Pfl. Boden 39, 53-68.
- SIEWERT, CH. (1995): Ökosystemorientierte Grundlagen der Humusqualitätsbestimmung. Teil 4: Besonderheiten der Atmungs-dynamik unterschiedlicher Böden nach Lufttrocknung. Arch. Acker- Pfl. Boden 39, 131-153.

Postdüne (Eberswalder Urstromtal, Exkursionspunkt 3)

N. Schlaak

1 Einleitung

Stratigraphische Untersuchungen in den äolisch geprägten Gebieten Brandenburgs erbrachten zwischen 1989 und 1997 zahlreiche Ergebnisse zur zeitlichen Stellung und Reliefwirksamkeit verschiedener Flugsandphasen seit dem Weichselspätglazial. Zu den wichtigen Befunden zählt die Datierung einer begrabenen spätglazialen Braunerde, die in hunderten Profilen angetroffen wurde.

Begrabene Bodenhorizonte des Alleröd-Interstadials werden seit langem für die Gliederung der spätglazialen Flugsandbewegungen im "Sandgürtel" des nördlichen Mitteleuropas verwendet. So ist der erstmals durch HJJSZELER (1947) beschriebene allerödzeitliche Usselo-Horizont seither in zahlreichen Profilen Hollands und Nordwestdeutschlands gefunden worden. Es handelt sich um einen schwach humosen Holzkohleflitter führenden Bleichhorizont mit fingerförmigen Ausstülpungen ins Liegende und Hangende. Parallel dazu fand sich in den gut erkundeten Flugsandprofilen Polens ein schwach entwickelter Podsol gleicher zeitlicher Einstufung. Mit dem erstmals südlich der Ortschaft Finow (am Flußchen Finow) entdeckten „Finowboden“, einem gleichmäßig verbrauchten Horizont (SCHLAAK, 1992), liegt für Nordostdeutschland nun ebenfalls ein allerödzeitlich datierter begrabener Bodenhorizont vor. Aufgrund des abweichenden Erscheinungsbildes gegenüber den o.g. allerödzeitlichen Bodenhorizonten wurde die eigenständige Bezeichnung „Finowboden“ gewählt. Die überregionale Verbreitung des Paläobodens zeigte sich bei den Arbeiten im unmittelbaren Bereich der Endmoräne des Pommerschen Stadiums bei Schiffmühle (Neuenhagener Oderinsel) und Joachimsthal, im Dünengebiet der Schorfheide sowie im Vorland der Frankfurter Staffel bei Wolfslake (Ländchen Glin) und bei Zechow (Rhingebiet südl. Rheinsberg). Zu weiteren einzelnen Fundpunkten außerhalb Brandenburgs zählen Königsrode (westl. Baruther Urstromtal, Sachsen-Anhalt) und Frauenhain (80 km südlich des Lausitzer Grenzwalles, Sachsen).

2 Der Finowboden

2.1 Anatomie

In den untersuchten Profilen Brandenburgs handelt es sich in der Mehrzahl um einen braunerdeähnlichen Boden (ohne hangenden A-Horizont) mit einer Mächtigkeit von mindestens 5, meistens aber 10 -15 cm, der auf äolischen oder glazifluvialen Sedimenten gebildet und von Flugsanden bedeckt wurde. Er besitzt die Eigenschaften eines Geschiebedecksandes, was sich besonders in seinen deutlich erhöhten Grobschluff- und Tongehalten (um 5%) zu seinem Liegenden widerspiegelt. In der Nähe zu Formationen mit grobklastischem Material (z. B. Blockpackung) kann eine Anreicherung von Kiesen und Steinen im unteren Abschnitt des Horizontes beobachtet werden. Sein Liegendes ist häufig bis zu einer Tiefe von 20 cm entschichtet. In das Liegende und Hangende hineinreichende wurmförmige Gebilde (siehe Usselo-Horizont) werden häufig beobachtet. An einem in dieser Hinsicht untersuchten Profil wurden im Finowboden Mineralneubildungen (Montmorillonit) nachgewiesen (Nordbarnim: Melchow „Rosenberg“). Eine Analyse der Gesamtelementgehalte ergab vor allem für Aluminium und Eisen gegenüber seinem Liegenden hohe Werte.

Tabelle 1: Gesamtelementgehalte, Profil Melchow „Rosenberg“ (aus BUSSEMER et. al., 1997)

	Si	Al	Fe
Finowboden	91,97	4,41	1,04
Liegendes	95,09	2,64	0,45

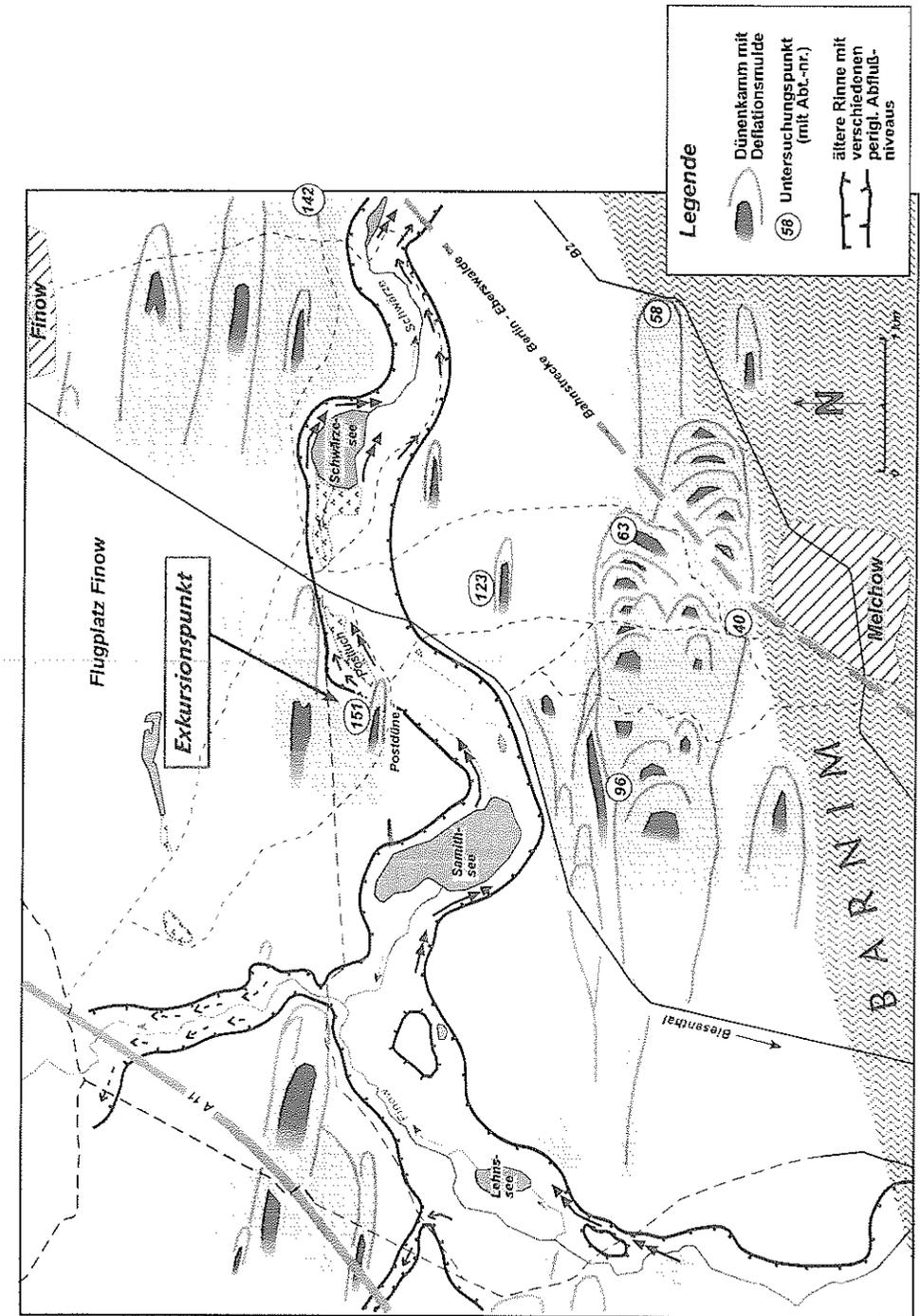


Abb. 1: Lage des Exkursionspunktes im Dünengebiet zwischen Finow und Melchow (Eberswalder Urstromtal / Barnim)

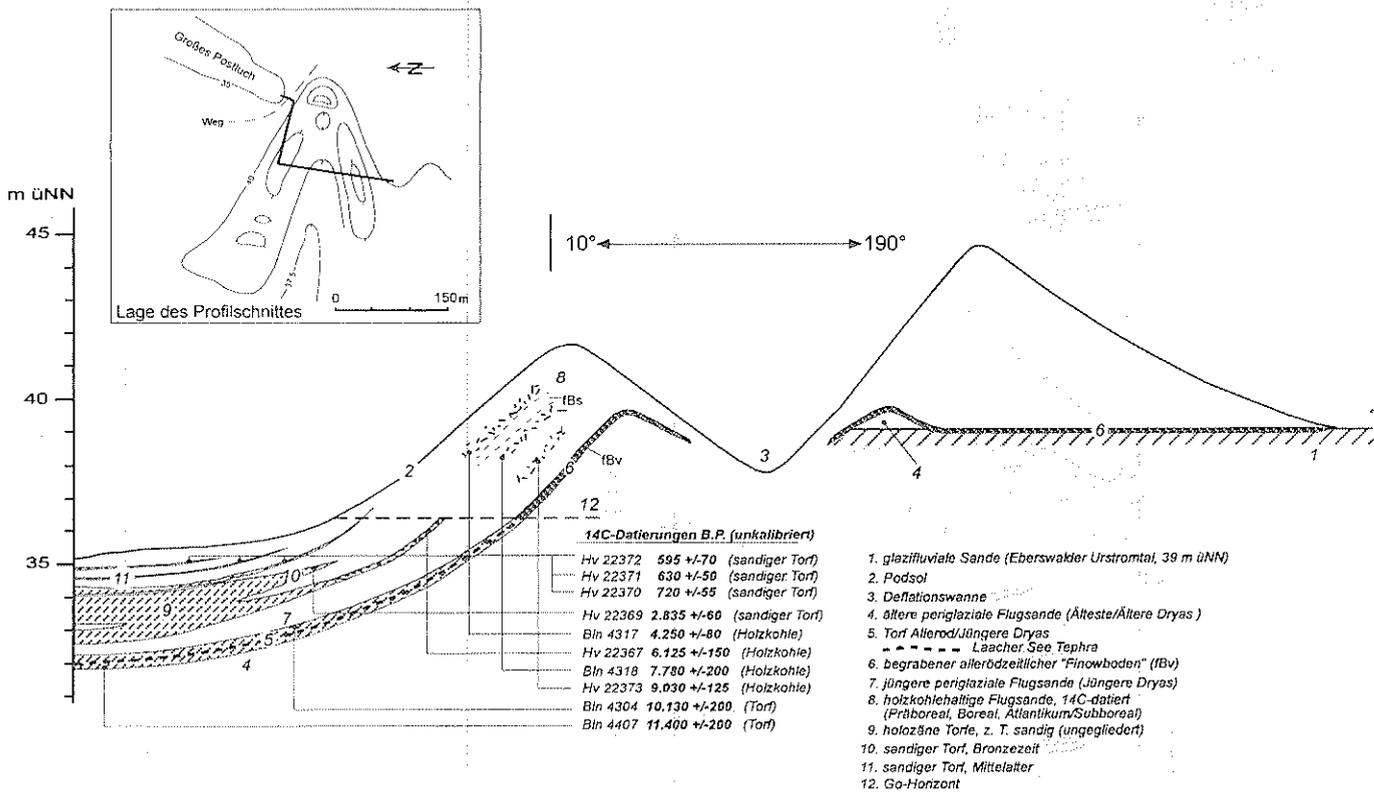


Abb. 2: Postdüne (5km S Finow, Eberswalder Urstromtal); Profilschnitt mit Datierungen

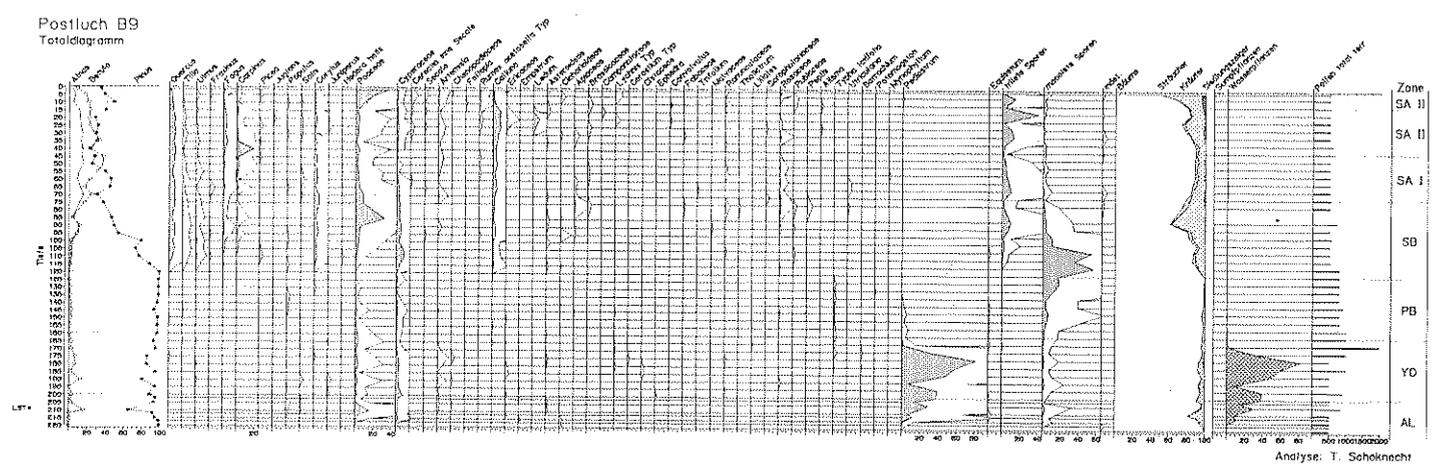


Abb. 3: Pollendiagramm Großes Postluch, am Dünenfuß der Postdüne

Darüber hinaus konnten im Vergleich zum Liegenden und Hangenden erhöhte Gesamtstickstoff- und Gesamtkohlenstoffgehalte gemessen werden. Auffälliges Merkmal ist die starke Durchwurzelung des Bodens bei einer Begrabungstiefe zwischen 1 und 5 m. Bei Annäherung an die rezente Bodenoberfläche (unter 0,8 m), ist ein Abnehmen der U/T-Gehalte festzustellen, gleichzeitig läßt die kräftige Färbung des Horizontes nach, die Horizontübergänge verwischen. Im Grundwasserschwankungsbereich geht der gleichmäßig rötlichbraun bis dunkelbraun gefärbte Finowboden in graue gleyartige - oder Naßböden über. Er ist hier jedoch immer noch gut an seinen Strukturen und dem erhöhten U/T-Gehalt erkennbar. Kryurbationen wurden bisher nicht beobachtet. Feine Frostrisse, welche vom Finowboden nur wenige dm in sein Liegendes hinabreichen, wurden nur sehr selten gefunden und sind eher untypisch.

2.2 Datierung

In zwei Fällen konnte stratigraphisch der direkte Übergang von Torfsequenzen mit eingelagerter Laacher See Tephra in den Finowboden untersucht werden. Die Abfolge der organogenen Sedimente wurde pollenanalytisch in das Alleröd und die Jüngere Dryas gestellt. Die älteste Torflage der Sequenz wurde mit 11.400 BP datiert, die Torfschicht unter der ersten massiven Sandeinwehung in der letzten Phase der Jüngeren Dryas mit 10.140 BP. In eben dieser Zeitspanne liegen auch mehrere ¹⁴C-Alter von Holzkohlepartikeln aus dem Boden (konventionelle Alter zwischen 10.290 und 11.330 BP). Für eine ebensolche Probe aus dem Tagebau Scheibe gibt MOL (1997) 11.800 ± 140 BP an. Damit könnte man mit einer Bildungszeit für den Boden von mindestens 1.200 Jahren rechnen. TL-Datierungen an einem Profil (BUSSEMER et. al., 1997) erbrachten für die liegenden Sande 12,6±0,9 ka, für die Sande im Hangenden 8,3±0,9 ka. Nach den bisherigen Befunden ist davon auszugehen, daß der Finowboden das Alleröd und den ersten Abschnitt der Jüngeren Dryas repräsentiert, wodurch er, entsprechend der Gliederung in Niedersachsen, den Jüngeren Flugdecksand I und II stratigraphisch trennt und damit im West-Ost-Profil das Pendant zum Usselo-Horizont und dem bis 0,7 m mächtigen holzkohlehaltigen Paläoboden von KOZARSKI & NOWACZYK (1991) in Mittelwestpolen darstellt.

Die Datierung des mit den Merkmalen eines Geschiebedecksandes ausgestatteten Finowbodens stützt gemeinhin die Ansichten von KOPP (1970) und JÄGER (1970) zur periglaziären Anlage von Braunerden im nordostdeutschen Tiefland. Bis auf einen Befund, bei dem eine eigenständige Verbraunung (über dem Finowboden) über einer in das Boreal datierten Überwehung nachgewiesen werden konnte (Schorfheide), fanden sich auf den holozänen Flugsanden verschiedenen Alters grundsätzlich Podsole oder Regosole (SCHLAAK, 1997).

3 Die Postdüne (Abt. 151/152) im Eberswalder Urstromtal - locus typicus für den Finowboden

3.1 Allgemeine Situation

Der Exkursionspunkt Postdüne liegt im Bereich des O-W gerichteten Thorn-Eberswalder Urstromtales 5 km südlich von Finow (Ortsteil von Eberswalde). Die Talung wurde während der Weichselvereisung mehrfach von Schmelzwässern des Pommerschen Gürtels durchflossen. Die stratigraphischen Verhältnisse an der „Postdüne“ im Eberswalder Urstromtal sind in Abbildung 2 dargestellt. Es handelt sich um eine Parabeldüne im Bereich der mittleren Urstromalniveaus bei ca. 39 m NN, die sich maximal 6 m über dieses Niveau erhebt. Die Deflationswanne setzt erst innerhalb der etwa 600 m langen Dünenschweife an und ist bis zu 4 m in das Talniveau eingetieft. Die nordexponierten Hänge der beiden Schweife sind mit 18-20° deutlich steiler als die südexponierten Hänge mit 7-11°. Der Winkel des nach W orientierten Innenhanges wurde mit 11°, der nach O gerichtete Dünenkopf mit 17° vermessen.

Die Bogendüne wurde im Spätglazial von W her über eine ältere Tiefenlinie geweht, welche zuletzt als periglaziäre Entwässerungsbahn genutzt wurde, wovon heute noch zwei verschiedene Terrassenniveaus zeugen (SCHLAAK 1992, siehe Abbildung 1). In den Restlöchern der Rinne befanden sich seit dem spätglazialen Tieftauen des Toteises Seen (so auch im heutigen Großen

Postluch), deren Verlandung nachweislich im Alleröd einsetzte. Samith- und Schwärzensee sind mit einer Wassertiefe von 16 und 12 m heute die größten noch vorhandenen Seen im Verlauf dieser Tiefenlinie. Die sich seit dem Spätglazial wiederholenden äolischen Prozesse unterbrochen durch Sandeinwehungen lokal am Berührungspunkt Postdüne/Postluch die organogene Sedimentation und hinterließen damit eine datierbare Verzahnung der Sedimente.

3.2 Stratigraphie

Ein etwa 20 cm mächtiges Torf-/Sandpaket, welches sich aus dem Moor bis in die Düne hinein verfolgen läßt, wurde, wie die ¹⁴C-Datierungen ergaben, im Zeitraum zwischen 11.400 BP und 10.130 BP¹, also im Alleröd und während der Jüngeren Dryas, abgelagert. Die anfangs nach pollenanalytischen Untersuchungen² vorgenommene zeitliche Einordnung des Torfpaketes wurde damit bestätigt (Abbildung 3). Außerdem fand sich im unteren Teil des Torfbandes die Schicht des Laacher Bimstufes, womit das allerödzeitliche Alter dieses Abschnittes zusätzlich belegt wird.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß die Tephrenlage, gegenüber der allgemein bekannten Ausprägung in limnischen Sedimentfolgen (Mudden u. ä.) dieser Region, nicht als wenige mm dünne grauweiße Schicht vorkommt, sondern hier, über fast 5 cm Schichtdicke in der Torfsubstanz diffus verteilt, von gelb- bis rotbräunlicher Farbe ist. Die Existenz der LST wurde daher auch gern angezweifelt. Nach einer aktuellen Begutachtung³ von Proben aus verschiedenen Abschnitten des Profilschnittes Postluch/Postdüne konnten alle Proben als solche bestätigt werden. Zwar enthielt nur die moorseitig entnommene Probe die für die Laacher See Tephra als so typisch geltenden vulkanischen Glaspartikel (u. a. blasige Partikel, Röhrenbimse), in den dünnseitig entnommenen Proben waren jedoch Mineralphasen nachweisbar, die als Assoziationen der LST gelten (u. a. Klinopyroxen, Sanidin mit vulkanischem Habitus).

Der hangende Abschnitt ist durch sich rhythmisch wiederholende geringmächtige Sandstraten gegliedert. Deren auffällig hohen Massenanteile im unteren Feinsandbereich u. Schluff (bis 20% unter 0,08mm) stehen ebenfalls für ein zögerndes Einsetzen der äolischen Prozesse während der Jüngeren Dryas. Zum Ende der jüngeren Dryas wurde die Torfbildung am Dünenfuß durch die massive Sedimentation von Flugsanden vollständig unterbrochen.

Da das beschriebene Torfband dünnseitig in den Finowboden übergeht, kann man von einem analogen Zeitraum von mindestens 1.200 Jahren für die Bildung des spätglazialen Paläobodens ausgehen. Durch seine Lage im N-S-Profilschnitt läßt er erkennen, daß eine präallerödzeitliche Flugsandphase hier bereits reliefbildend wirksam war.

Der in einem zweiten Schurf aufgeschlossene Finowboden, ist hier ca. 2 m tief begraben. Es handelt sich um einen verbrauchten, stark durchwurzelten Bodenhorizont von nur 10 cm Mächtigkeit, dem generell ein hangender Humushorizont fehlt. Der Übergang zu den stark gebleichten Feinsanden im Liegenden ist deutlich, die Entschichtung greift bis 15 cm herab.

¹ alle Angaben = konventionelle ¹⁴C-Alter (BP= vor 1950), unkalibriert

² Die Pollenanalysen erfolgten durch Dr. T. Schoknecht, Landesumweltamt Potsdam

³ Aufbereitung und Analyse erfolgten durch Dr. C. v. d. Bogaard, Geomar FZ, Kiel

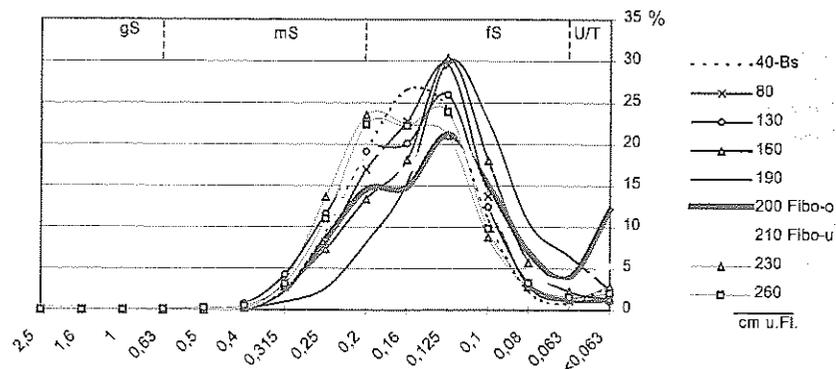


Abb. 4: Korngrößenverteilung Postdüne

Das Kornverteilungsdiagramm zeigt für diese Sande einen zweigipfeligen Kurvenverlauf (bei 0,2 und 0,125mm), welcher sich auch im Finowboden wiederfindet. Typisch für den begrabenen Bodenhorizont ist jedoch ein erhöhter Korngrößenanteil unter 0,063 mm, der sich vor allem im Grobschluff- und Tonanteil bemerkbar macht. Während im mittleren und unteren Abschnitt des Finowbodens der U/T-Gehalt bei ca. 5% liegt, steigt er im oberen Teil, hervorgerufen durch Überlagerung mit einem Toninfiltrationsbändchen, bis auf 12% an. In allen übrigen Profilabschnitten (einschließlich rezemem Bs) liegen diese in der Regel kaum über 1-3%, was eine erhöhte Wasserhaltefähigkeit des Bodens bewirkt und die starke Durchwurzelung erklärt. Die Staukörperfunktion, z.T. bis 1 m über dem Finowboden, konnte noch 14 Tage nach Niederschlagsereignissen beobachtet werden. Nach einer Elementaranalyse⁴ wurden im Finowboden außerdem erhöhte Gesamtstickstoff- und Gesamtkohlenstoffgehalte gegenüber seinem Liegenden und Hangenden festgestellt.

Tabelle 2: Elementaranalyse, Postdüne

	TN (Gew.-%)	TC (Gew.-%)
Hangendes (175 cm uFl.)	< 0,02	< 0,09
Finowboden (210 cm uFl.)	0,02	0,34
Liegendes (235 cm uFl.)	< 0,02	< 0,09

Aufgrund seiner zeitlichen Stellung und der Befundsituation an der Postdüne wurde versucht, Spuren der Tephrenlage im Finowboden nachzuweisen, um eine weitere Identifizierungsmöglichkeit für andere Profile zur Verfügung zu haben. Die an zahlreichen Proben in der Fraktion 0,1/0,2 mm vorgenommene mineraloptische Differenzierung⁵ zeigte jedoch, daß sich der Finowboden schwermineralanalytisch nicht fassen läßt, d. h. deutliche Unterschiede zu seinem Liegenden und Hangenden nicht festzustellen sind.

Nach der Flugsandphase der Jüngeren Dryas, die zu einer tiefen Ausformung der Deflationsform und zur Aufhöhung der Dünenschwefel um ca. 2 m führte, wurde die Postdüne im Holozän noch mehrfach überweht, was vor allem an den nordexponierten Hängen zu einer verstärkten Akkumulation führte. Die Datierung der holozänen Überwehungen erfolgte durch ¹⁴C-Analysen an holzkohlehaltigen Sanden und sandigen Torfen (Abb. 2). Artefakte wurden nicht gefunden.

⁴ Aufbereitung und Analyse erfolgten durch Herrn H. Müller im Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Dez. 1.3, Geochemie

⁵ Aufbereitung und Analyse erfolgten durch Herrn Dr. H. U. Thieke im Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg

Literaturverzeichnis

- BUSSEMER, S., MARCINEK, J. & THIEKE, H.U. (1997): Untersuchung der periglaziären Milieuentwicklung auf Hochflächen des Älteren Jungmoränengebiets Norddeutschlands an periglaziär-äolischen und periglaziär-fluviatilen Sequenzen. (DFG-Bericht, Ma 1425/6-1), München, Berlin, Kleinmachnow.
- JÄGER, K.D. (1970): Methodische Probleme der Erkennung und Datierung reliktscher Bodenmerkmale am Beispiel der sandigen Böden im nördlichen Mitteleuropa. - Tag.ber.Dt. Akad. Landw.-wiss. Berlin 102: 109-122; Berlin.
- KOPP, D. (1970): Periglaziäre Umlagerungs- (Perstruktions-) zonen im nordmitteleuropäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung. - Tag.-Ber. Dt. Akad. Landwirtsch.-Wiss., Berlin, 102: 55-81; Berlin.
- KOZARSKI, S. & NOWACZYK, B. (1991): Lithofacies variation and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene phenomena in northwestern Poland. - Z. Geomorph., Suppl. 90: 107-122; Stuttgart.
- MOL, J. A. (1997): Fluvial response to climate variations. The last glaciation in Eastern Germany. Fr. Universität Amsterdam.
- SCHLAAK, N. (1992): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. (Diss. Humboldt-Univ. Berlin). Veröff. unter gleichem Titel (1993), in: Berliner geogr. Arbeiten. Heft 76: 145 S., Berlin.
- SCHLAAK, N. (1997): Äolische Dynamik im brandenburgischen Tiefland seit dem Weichselspätglazial. Arbeitsberichte, Geogr. Institut, Humboldt-Univ. Berlin, Heft 24, Berlin.

Bodengenetischer und geoökologischer Vergleich zwischen einem typischen Sandstandort (Prötzel, Exkursionspunkt 4) und einer Tertiärscholle (Sternebeck, Exkursionspunkt 5) im norddeutschen Jungmoränenland - ein Beitrag zur Braunerdefrage

S. Bussemer

1 Einleitung und Zielsetzung

Fast hundert Jahre nach der ersten Definition des Begriffs Braunerde durch den in Eberswalde und München wirkenden Professor E. RAMANN (1905) sind wichtige Fragen ihrer Genese und ihres Verteilungsmusters (zonalen Charakters?) noch ungeklärt bzw. umstritten. In der Jungmoränenlandschaft um Eberswalde wurden Typusprofile für glazial geprägte Tiefländer beschrieben (KOPP 1965, KUNDLER 1965, KOPP & KOWALKOWSKI 1972, HARTWICH, JÄGER & KOPP 1975). Der Einsatz neuer geomorphologischer Untersuchungsmethoden ermöglichte in den letzten Jahren Detailstudien über Paläoböden mit qualitativ neuen Erkenntnissen (u.a. SCHLAAK 1993, BUSSEMER, GÄRTNER & SCHLAAK 1998, BUSSEMER 1998). Genauso wichtig ist jedoch aus landschaftsgenetischer Sicht die Diskussion eventueller reliktscher Eigenschaften unserer heutigen Böden, welche im brandenburgischen Jungmoränenland besonders intensiv geführt wurde. Dieser Prüfung eventueller „reliktscher Paläoböden“ i.S. von MÜCKENHAUSEN (1982: 8) ist die vorgestellte Fallstudie der Profilkomplexe Prötzel und Sternebeck gewidmet.

2 Methoden

Gelände- und Aufschlußvermessung - tachymetrisch.

Profilbeschreibung - nach AG BODEN (1994) und MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1994).

Korngrößenanalyse des Feinbodens - kombiniertes Sieb- und Sedimentationsverfahren nach Barsch et al. (1984). Zur genaueren Berechnung der Korngrößenparameter wurden 6 Sandfraktionen gesiebt (0,06-0,1; 0,1-0,2; 0,2-0,315; 0,315-0,63; 0,63-1,0; 1,0-2,0). In den Balkendiagrammen sind sie wegen der besseren Übersicht wieder auf fS, mS und gS zusammengerechnet.

Korngrößenanalyse des Grobbodens - Siebung von 25-35kg-Proben.

Korngrößenparameter - Berechnung von Mittelwert (\bar{X}) und Standardabweichung (σ) nach der Momentmethode auf Grundlage der Phi-Werte (TUCKER 1996: 73). Die Tonfraktion wurde dabei aufgrund ihrer Wanderungsfähigkeit ausgeklammert.

pH-Wert - elektrometrisch in einer 0,01M Kalziumchlorid-Lösung.

Organischer Kohlenstoff (Corg) - nasse Veraschung nach SCHLICHTING, BLUME & STAHR (1995: 159).

Stickstoff (N) - Kjeldahlmethode nach SCHLICHTING, BLUME & STAHR (1995: 165).

Kationenaustauschkapazität (KAK) - Schnellmethode nach Kappen (Schlichting, Blume & Stahr (1995: 122).

Dithionitlösliches Eisen (Fe_d), Aluminium (Al_d), Mangan (Mn_d) - Extraktion mit Na-Citrat-Hydrogencarbonat und Natriumdithionit. Messung am AAS (SCHLICHTING, BLUME & STAHR, 1995).

Oxalatlösliches Eisen (Fe_o), Aluminium (Al_o), Mangan (Mn_o) - Extraktion mit NH₄-Oxalatlösung. Messung am AAS (SCHLICHTING, BLUME & STAHR, 1995).

Für detaillierte Auswertungen der pedogenen Oxide wird nachfolgend das Eisen herangezogen, da die Extraktionsverfahren hier hinreichend selektiv wirken (vgl. BAÜMLER, KEMP-OBERHETTINGER & ZECH, 1996).

Element-Totalgehalte von Hauptelementen - Röntgenfluoreszenzanalyse an Tabletten, gepreßt mit Polyvinylalkohol. Analyse des Feinbodens für die bodenchemische Interpretation, der Sandfraktionen (0,06-0,1; 0,1-0,2; 0,2-0,315; 0,315-0,63; 0,63-1,0mm) für Homogenitätstests (Ti-gehalte). Berechnung des Verwitterungsindex nach KRONBERG & NESBITT (1981). Berechnung der resultierenden SiO₂/R₂O₃- sowie SiO₂/Al₂O₃-Koeffizienten auf Grundlage der Molverhältnisse.

Tonminerale (qualitativ und halbquantitativ) - Röntgendiffraktometrie (Philips-Diffraktometer mit CuK-alpha-Röhre) an den Tonfraktionen <2µm am Normalpräparat, glykolisiert und auf 550° erhitzt. Die Fein-, Mittel- und Grobtonfraktionen wurden durch Unterfraktionierung nach TRIBUTH & LAGALY (1986) gewonnen.

3 Profil Prötzel - Standardprofil einer in periglaziärer Deckserie entwickelten Braunerde

3.1 Lage und Geomorphologie

Die Steinberge mit Profil Prötzel liegen am Rand der massiven präweichselzeitlichen Stauchungszone des Östlichen Barnims (Abb. 1). Eine geomorphologische Aufnahme ihrer jüngsten Ablagerungen mit ungewöhnlich engen Verzahnungen von Moränen- und Schmelzwasserbereichen weisen auf Zugehörigkeit zur Frankfurter Staffel der Weichselvereisung hin (vgl. BUSSEMER, 1994: 19). Die östlich und südlich von Prötzel deutlich hervortretenden schlauchförmigen Entwässerungsrinnen (Abb. 2) sind typisch für Toteiszerfallslandschaften im Bereich dieser Randlage (vgl. auch GÄRTNER, 1993). Entsprechend vielfältig ist das geologische und bodenkundliche Bild im Profilkomplex. Neben vereinzelt Anreicherungen von Großgeschieben ist vor allem tiefgründig entkalkte Moräne in sandiger Ausbildung mit Fließgefüge zu beobachten. Sie wurden von KOZARSKI (1978) östlich der Oder häufig beobachtet und als flow-tills i.S. von BOULTON (1968) identifiziert. Mit den Blockanreicherungen als Eisrandzeigern sind in Prötzel Stillwassersedimente vergesellschaftet, welche abgerissenes Moränenmaterial ("clay-balls") beinhalten. Die hypsometrische Lage der Stillwassersedimente in einer Kuppenposition weist auf eine Toteisabschottung des Wasserkörpers während der Sedimentation hin (vergleichbar zur Endmoräne von Schiffmühle in BUSSEMER, GÄRTNER & SCHLAAK, 1993: 237/238).

3.2 Profilbeschreibung

Am Südstoß der ehemaligen Sandgrube setzen glazifluviatile Sedimente an (Sanderwurzel), welche an ihrer Oberkante Braunerden in periglaziären Deckserien aufweisen. Das exemplarisch ausgewählte Profil kann als Prototyp für Sand-Braunerden im Jungmoränenland betrachtet werden (Foto 1). Auflage- und A-Horizonte sind durch zeitweilige Ackernutzung überprägt worden. Infolge dessen entwickelt sich im Inzwischen reliktschen Ap ein neuer Ah-Horizont (Abb. 3).

Der Braunhorizont ist farblich und textuell homogen mit einem Korngrößenmaximum im größeren Feinsandbereich. Fünf im Vertikalverlauf des Bv entnommene Proben besitzen sehr ähnliche Kornverteilungen (Abb. 4). Insbesondere die Tongehalte liegen sehr stabil zwischen 1,1 und 1,5 % und sind gleichzeitig typisch für den geringen Verlehmungsgrad norddeutscher Braunerden. An der Basis des Braunhorizonts mit Steinanreicherung fällt der Tongehalt ab und liegt im Ausgangsgestein um 0,6%. Die morphologisch eindeutige Koinzidenz von Bv und Geschiebedecksand wird durch die Grobschluffanreicherung und schlechtere Sortierung im Bv gestützt. Unterhalb des Bv-Horizontes tritt eine vorerst entschichtete und textuell homogene Lage auf, deren Fazieseinordnung gewöhnlich die größten Schwierigkeiten bereitet. An ihrer mit Feinkies angereicherten Basis kommt es zu stärkeren Sprüngen im Texturprofil ohne eindeutige Tendenz. Der schwach entwickelte Cv-Horizont im oberen Teil dieser Profilpartie geht ohne erkennbaren Körnungssprung in das unverwitterte Ausgangsgestein über. Eine Korrelation des Cv-Horizonts mit der e-Zone der periglaziären Deckserien (KOPP ET AL., 1969) erscheint deshalb auch aus der Kenntnis anderer Profile des Untersuchungsgebietes unbegründet.

Korngrößenanalysen der Skelettfractionen (Abb. 7) lassen im Geschiebedecksand (Probe Bv) einen dem entschichteten Profilhereich (Probe C1) sowie dem glazialen Liegenden (Probe C2) entgegengesetzten Kurvenverlauf erkennen. Er zeichnet sich nicht nur durch die äußerlich sichtbare Steinsohle, sondern auch durch größeres Skelett in seiner Gesamtausdehnung aus, wodurch sein eigenständiger Sedimentcharakter unterstrichen wird.

Gleichartig entnommene Detailsiebungen der Sandfraktionen zeigen die größere Tendenz zur Mehrgipfligkeit der beiden oberen periglaziären Proben gegenüber dem glazialen Ausgangssubstrat (Abb. 5).

Die Schwermineralspektren ließen sich bei gleicher Beprobung nicht signifikant unterscheiden (Abb.

6). Die Summe der instabilen Komponenten Pyroxen (Px) und Amphibol (Am) ist im Vertikalverlauf gleich, während die Gehalte der stabilen Mischgruppe¹ + Zirkon (Zi) im Geschiebedecksand etwas niedriger als im Ausgangsgestein liegen.

Resultierend lassen sich im Profil drei stratigraphische Einheiten ausweisen, welche äußerlich durch Skelettanreicherungen getrennt sind. Die beiden oberen Lagen (0-35cm bzw. 35-80cm) sind jeweils in sich homogen. Die untere läßt keinen Trend in der wechselnden Körnung erkennen. Die gleichartigen Schwermineralspektren sprechen für kurze Transportentfernungen. Dieses Bild ist für Braunerden auf den Schmelzwasserbahnen der nordbrandenburgischen Toteisgürtel typisch. Auf Flächensandern und Talsanden sind dagegen in die periglaziären Deckserien häufiger echte Flugsanddecken eingeschaltet, deren Faziesansprache einfacher ist (BUSSEMER, GÄRTNER & SCHLAAK, 1998).

Nach Auffassung des Verfassers sind die wechsellagernden Sande unter der Feinkiesanreicherung vollständig den glazialen Schmelzwasserablagerungen zuzuordnen. Die Kiesanreicherung liegt vermutlich an einer Erosionsdiskordanz. Datierungen an anderen Profilen belegen, daß sich hinter ihr eine Zeitspanne vom Weichselmaximalvorstoß bis weit in das Weichselspätglazial verbergen kann (BUSSEMER, 1998). Als periglaziärer Abtragungsprozeß mit sekundärer Kiesanreicherung kommt im Oberhangbereich der Sandflächen vor allem Ablation in Frage (vgl. LIEDTKE, 1983). Der homogene Abschnitt zwischen beiden Kiesbändern ist vermutlich periglaziärer Genese. Eine periglaziäre Vorbereitung der Pedogenese in diesem Bereich unwahrscheinlich, da der Cv-Horizont willkürlich auftritt und an der Basis keine Koizidenz mit der Schicht aufweist. Diese ist beim Bv-Horizont bekanntlich regelhaft, ohne daß in den untersuchten Sanderprofilen über die Arbeiten von KOPP (zul. 1982) hinausgehende genetische Indizien gefunden wurden.

Obwohl in diesem Fall das äußere Erscheinungsbild mit den Charakteristika einer „Deckserie auf Sand, nur oben mit Steinen“ (KOPP, 1970: 59) übereinstimmt, ergibt die feinstratigraphische Analyse jedoch eine etwas davon abweichende genetische Interpretation. Die Deckserie ist regelhaft nur dreiteilig und besteht aus Schichten, welche häufig durch Diskordanzen getrennt werden. Die Übereinstimmung von Horizont- und Sedimentgrenzen gilt nur für den Braunhorizont.

3.3 Verwitterung und Mineralbestand

Die Verwitterungsindizes nach KRONBERG & NESBITT (Tab. 1) zeigen einen für Geschiebedecksandprofile typischen Verlauf mit Ordinatenwerten um 40 und deren schwachem Anstieg in Richtung Liegendes. Die durchgehend hohen Abszissenwerte deuten auf Dominanz physikalischer Verwitterung hin. Das SiO₂/R₂O₃-Verhältnis ist bei Werten zwischen 50 und 60 und stabilem Vertikalverlauf für Sandbraunerden charakteristisch (Tab. 1). Die Röntgenbeugung an der Tonfraktion ergab beim Vorkommen der üblichen Kaolinit, Illit und Vermikulit keine Anzeichen für Mineralneubildungen im B-Horizont (Abb. 8).

3.4 Bodenchemie

Sorptionsvermögen und pH-Werte zeigen die für Sandbraunerden typischen Werte und den typischen Vertikalverlauf (Tab. 2). Das Profil ist als basenarme Braunerde i.S. von REHFUESS (1990: 38) einzuordnen. Die pH-Werte steigen zum Ausgangsgestein kontinuierlich an, der Boden liegt größtenteils im Austauschpufferbereich. Das Sorptionsvermögen ist bei einem Maximum im A-Horizont wegen der niedrigen Humus- und Tongehalte relativ gering, während die Basensättigung im Hauptverwitterungsbereich (Bv) erwartungsgemäß ihr Minimum erreicht. Ihre Tiefenfunktionen verhalten sich damit wie die aus repräsentativen Profilen anderer großer mitteleuropäischer Braunerdeareale (REHFUESS 1990: 37ff, VÖLKELE 1995, EBERLE 1998).

Die Kohlenstoffgehalte fallen von geringen 1,5% im Ah nach unten schnell ab, auch die Stickstoffgehalte sind sehr niedrig. Mit einem für Braunerden typischen C/N-Verhältnis der A-Horizonte von 11-14 ist Prötzel auch aus geökologischer Sicht ein Typusprofil für brandenburgische Braunerden.

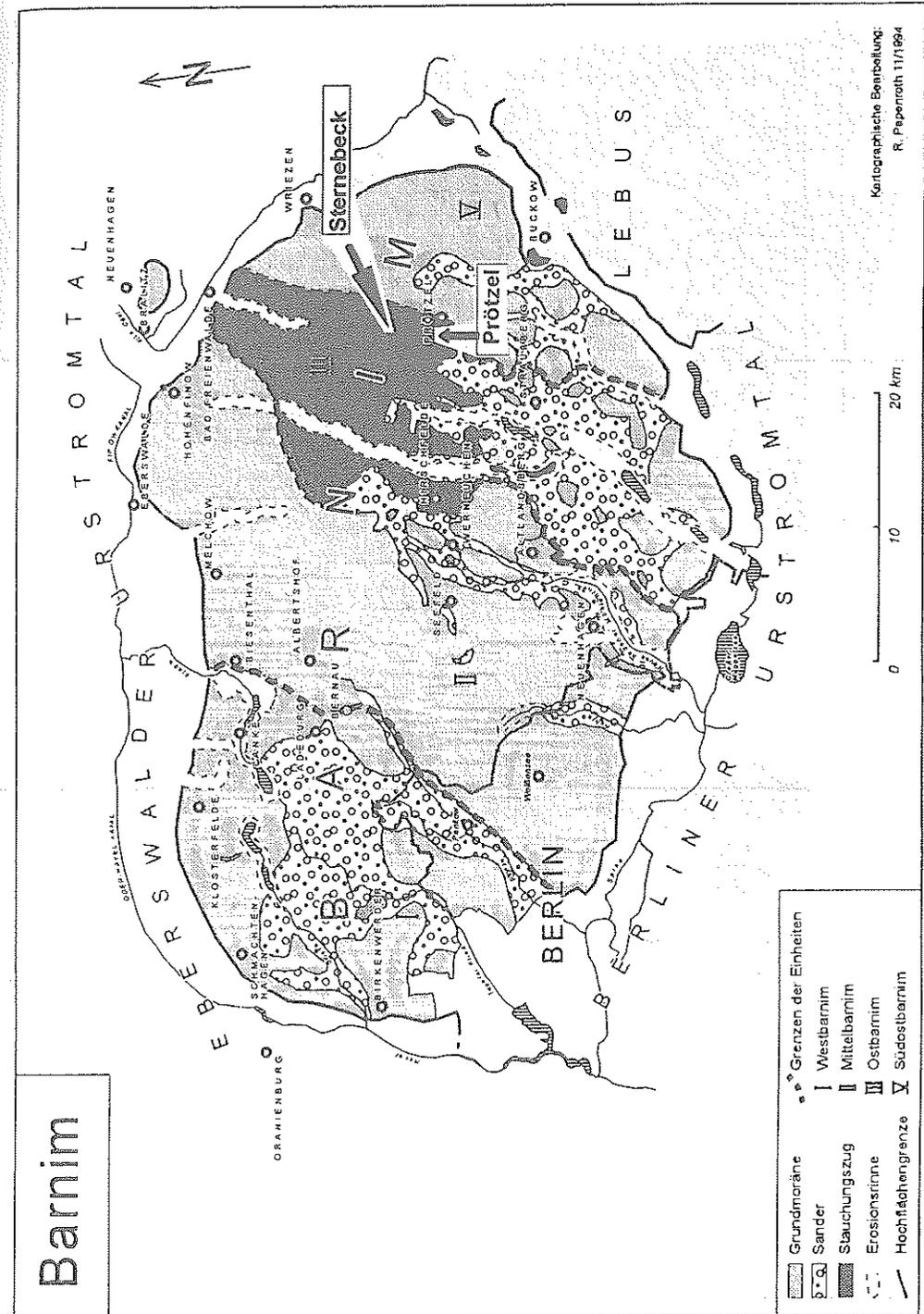


Abb. 1: Einordnung der Profile in die großen morphologischen Einheiten des Barnims (nach BUSSEMER 1994: 14/15)

¹ Besteht aus der Summe von Turmalin, Rutil, Topas, Disthen, Andalusit, Sillimanit und Staurolith.

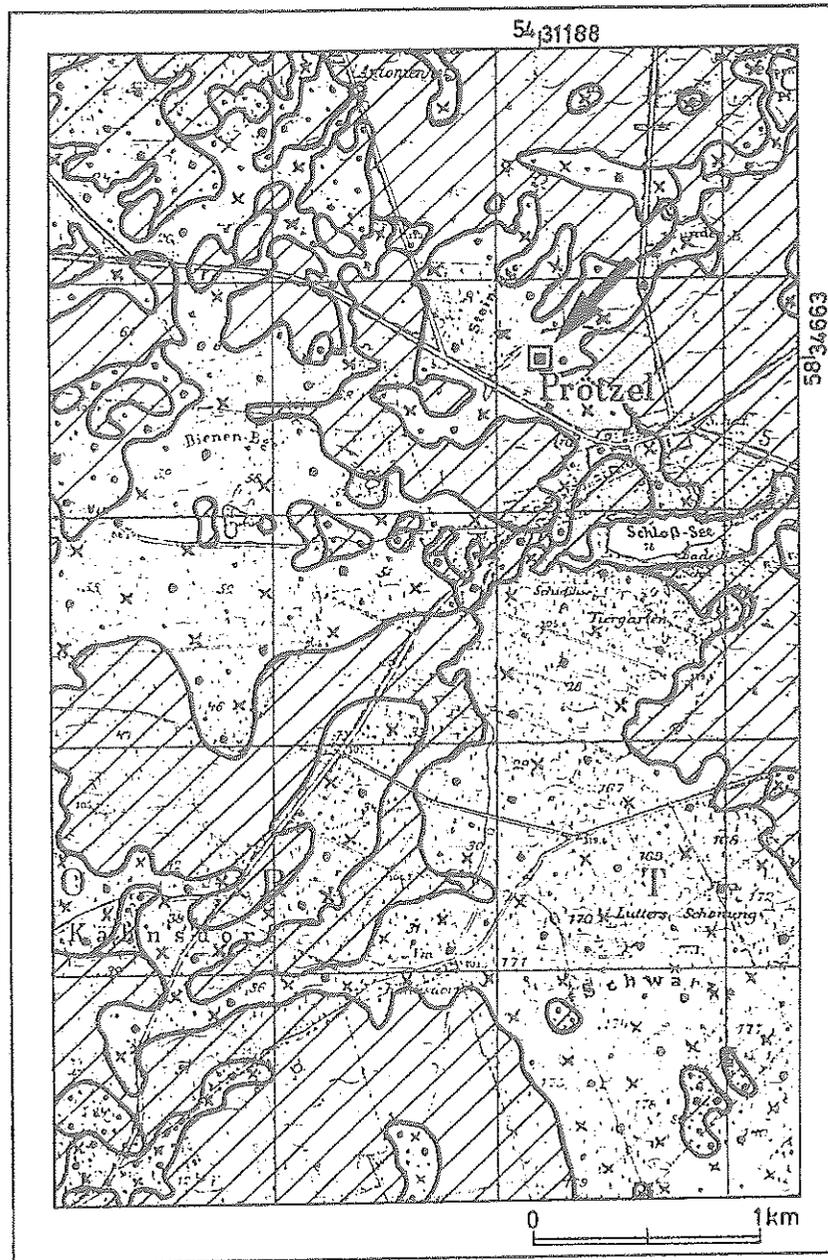


Abb. 2: Geologisch-morphologische Formengruppen und Lage des Profils bei Prötzel (generalisiert nach WAHNSCHAFFE, 1895)

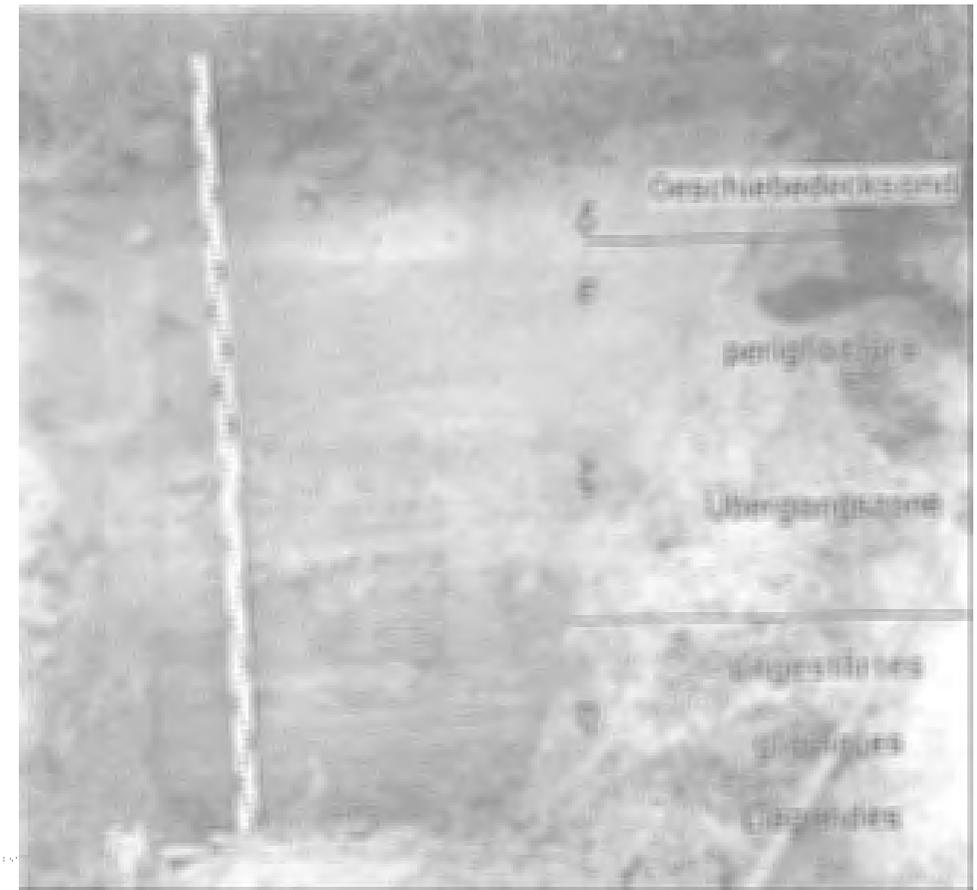


Foto 1: Profil Prötzel mit klassisch ausgebildeter Deckserie i.S. von KOPP (links) bzw. LEMBKE (rechts)

Tabelle 1: Gesamtgehalte von Hauptelementen und resultierende Parameter in Profil Prötzel

Horizont	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂ / R ₂ O ₃	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	Verwitterung	
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	(Mol- verh.)	(Mol- verh.)	Abs- zis.	Or- din.
Ah	85,7	0,2	1,1	2,6	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	54,1	137,3	0,99	0,33
Bv	94,0	0,2	2,4	1,3	0,0	0,1	0,1	0,3	0,7	49,5	66,7	0,99	0,39
C1	95,3	0,1	2,0	0,9	0,0	0,1	0,1	0,3	0,7	63,5	81,2	0,99	0,43
C2	94,7	0,2	2,5	0,5	0,0	0,1	0,1	0,5	0,9	58,7	65,6	0,99	0,45

Tabelle 2: Bodenchemische Parameter von Profil Prötzel

Horizont	Feo	Fed	Feo/Fed	Fed/Fet	pH	Corg.	N	C/N	KAK	BS
	mg/g	mg/g	%	%	(CaCl ₂)	mg/g	mg/g		mval/100g	%
Ah					4,5	14,8	1,3	11,4	8,0	50
Ap					4,7	4,2	0,3	14,0	8,0	50
Bv	0,6	1,6	37,0	18,3	5,0	7,5	0,1	75,0	5,6	36
C1	0,1	0,7	16,8	12,1	5,4	1,5	0,0		5,4	56
C2	0,1	0,4	30,7	13,3	n.b.	n.b.	n.b.		5,6	64

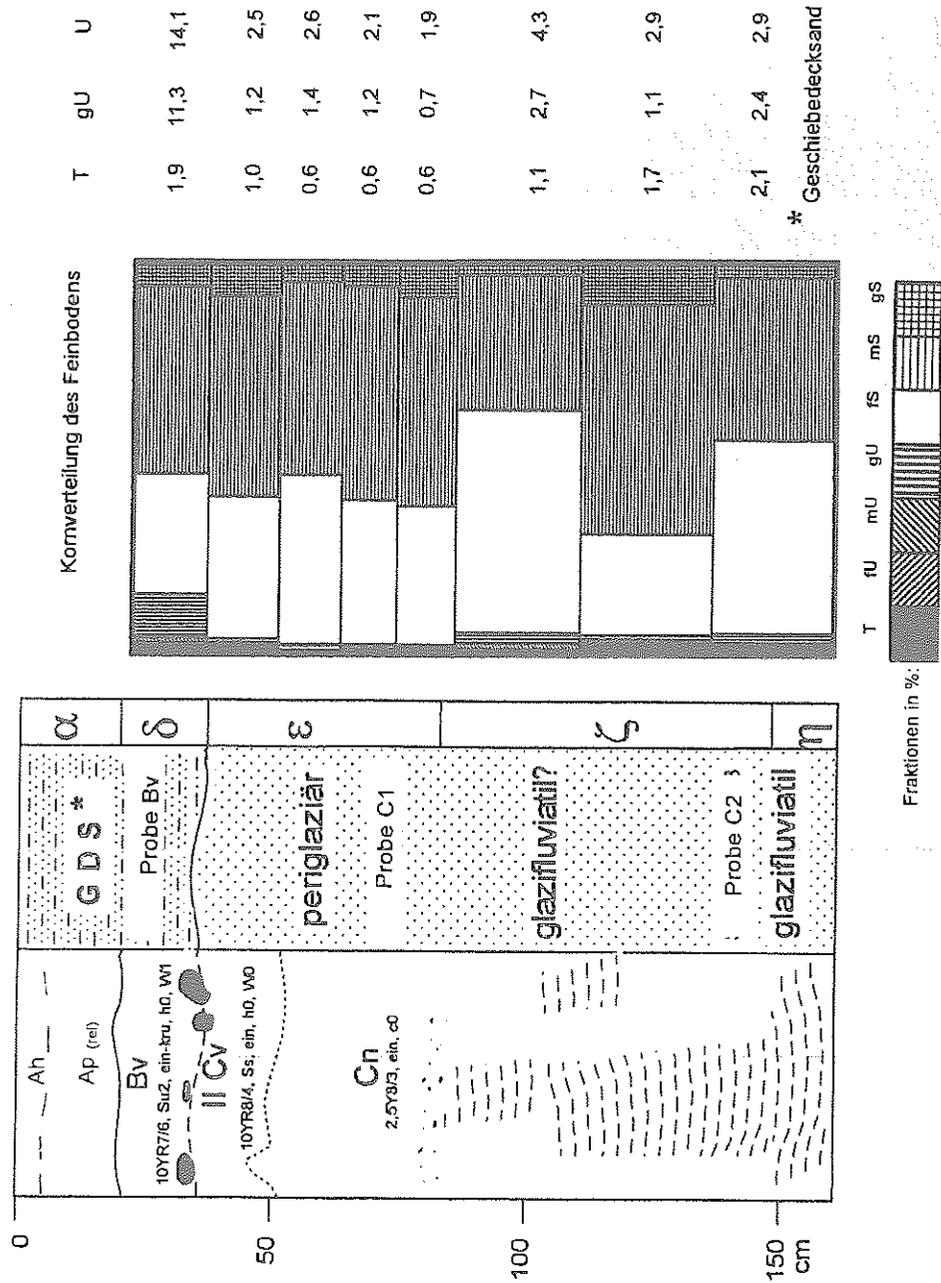


Abb. 3: Profil Prätzel (Boden-, Substrat- und Perstruktionsprofil i.S. von KOPPE)

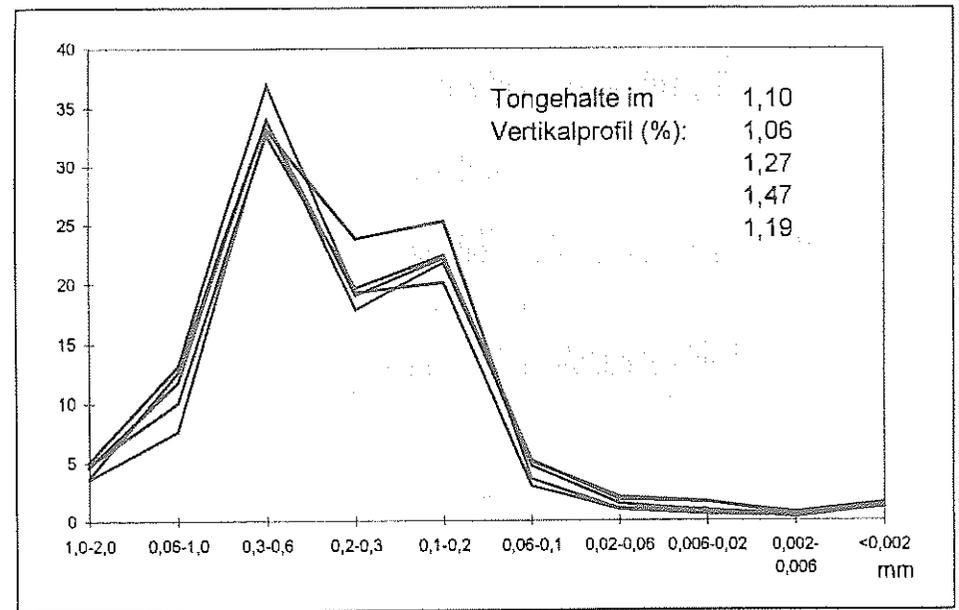


Abb. 4: Kornverteilungen im Bv-Horizont Prätzel bei Detailbeobachtung in 5cm-Abstand

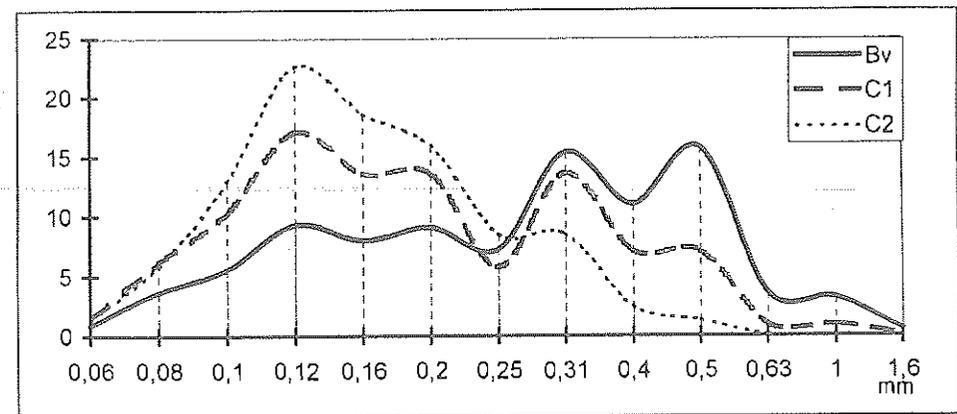


Abb. 5: Feinfraktionierung des Sandbereiches ausgewählter Proben von Prätzel

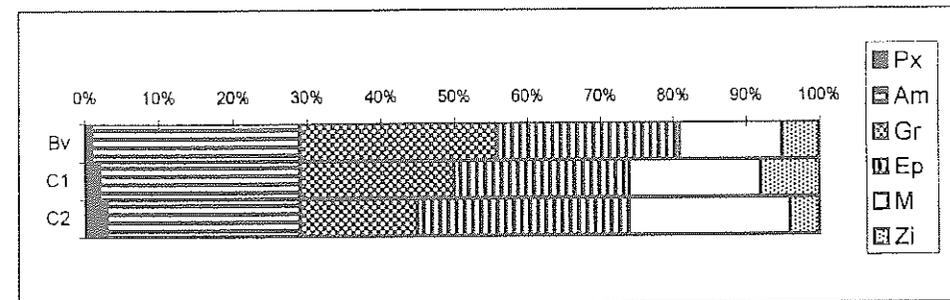


Abb. 6: Schwermineralgehalte ausgewählter Proben von Profil Prätzel

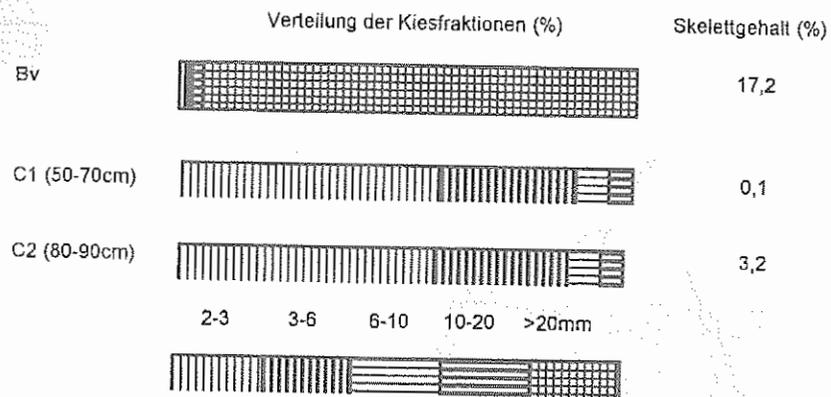


Abb. 7: Skelettgehalte und Verteilung der Kiesfraktionen in Profil Prötzel

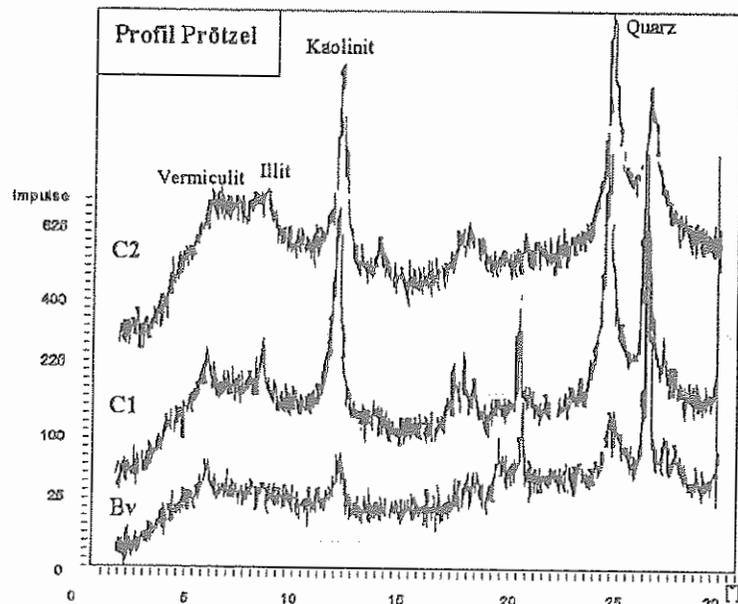


Abb. 8: Röntgendiffraktogramme Profil Prötzel (Tonfraktion)

4 Sternebeck (NE-Brandenburg) – Bodengenetischer Schlüsselkomplex in quartärgeologischer Sonderposition

4.1 Geologisch-morphologische Einführung und bodengenetische Fragestellung

Die bodenkundliche Ausnahmestellung von Profilkomplex Sternebeck im nordbrandenburgischen Jungmoränenland (Abb. 1) beruht auf seiner geologischen Position über einer Tertiärscholle, die auf mächtigen Pleistozänsedimenten "schwimmt" (Abb. 9). Sie wurde von WAHNSCHAFFE (1895) erstmals als quarzreicher Miozänsand kartiert (detaillierte Reliefbeschreibung in BUSSEMER, GARBE & MÜLLER, 1997: 12). Die oberflächennahen Sedimente der Scholle und ihrer unmittelbaren Umgebung (Abb. 10) bestehen aus Mischsubstraten mit unterschiedlichen Tertiär-Quartäranteilen, wodurch der Kuppenbereich geologisch sehr heterogen gestaltet wurde (KOPP & KOWALKOWSKI, 1972, 1990). Das unterscheidet Sternebeck auch deutlich von anderen bodenkundlich untersuchten Tertiärschollen (z.B. Rauen in KOPP, 1965: 752, Schiffmühle in BUSSEMER, 1998: 67). Die Ausbildung von Ausgangssubstraten und Bodensubstraten i.S. von LIEBEROTH (1983: 21) wurde dann durch die mehrphasige periglaziäre Überprägung auf der Scholle gesteuert (KOPP & KOWALKOWSKI, 1990: 57).

Die terrestrischen Standorte sind trotz ihrer relativ hohen Reliefenergie im Hohen Barnim (vgl. BUSSEMER, 1994: 18) seit Beginn des Holozäns als morphologisch stabil einzuschätzen. Im Bereich der Tertiärscholle überlagern sich dadurch aktuelle und eventuelle reliktsche Bodeneigenschaften. KOPP & KOWALKOWSKI (1972, 1990) versuchten mit Hilfe bodenphysikalischer (Kornverteilung, REM) und bodenchemischer Methoden (KAK, pH, Corg), die Böden aus genetischer Sicht zu gruppieren. Sternebeck ist gleichzeitig zentrales Glied in ihrer Argumentationskette zur Genese von Perstruktionsserien in Glaziallandschaften (zuletzt KOPP, JÄGER & SUCCOW, 1982, KOWALKOWSKI, 1990). Eine Vertiefung des Kenntnisstandes erschien notwendig, nachdem Bussemer (1994, 1998) das Verhältnis von Perstruktion und lateralen Periglazialprozessen in Deckserien des Barnims zugunsten letzterer bewertete.

Eigene Untersuchungen¹ verfolgten deshalb neben hier nicht zu diskutierenden allgemeinen geomorphologischen Aspekten (vgl. BUSSEMER, GARBE & MÜLLER, 1997) vor allem bodengenetische Ziele:

- 1) Ergänzung der vorhandenen Analysendatenbank von KOPP & KOWALKOWSKI (1990) durch Untersuchungen im Bereich von Korngrößenparametern, Gesamtelementgehalten, Tonmineralogie und Datierungen, um die Tertiärprofile mit typischen Bodenprofilen des pleistozänen Barnims und seiner Umgebung (u.a. KOPP ET AL. 1969, BUSSEMER, 1998) vergleichen zu können. Damit wird eine Anpassung der teilweise auf schwer vergleichbaren Methoden beruhenden Beschreibung von KOPP & KOWALKOWSKI ermöglicht (besonders im Bereich der Profilhomogenität).
- 2) Betrachtung des Verhältnisses von periglaziärer Perstruktion i.S. von KOPP & KOWALKOWSKI (zul. 1990) und lateraler periglaziärer Verlagerung. Ist der Geschiebedecksand als eigenständige geologische Einheit anzusehen?
- 3) Prüfung möglicher reliktscher Eigenschaften der Verwitterungshorizonte.

4.2 Profilbeschreibung

Schon bei der Feldansprache wird sichtbar, daß sich trotz oberflächennaher Tertiärscholle der größte Teil der Profile in typischen periglaziären Deckserien entwickelt hat. Eine Ausnahme bilden die totesbedingten Hangverteilungen am West- und Südwestabfall der Tertiärscholle (KOPP & KOWALKOWSKI, 1990: 57). Die hier dominanten Eisen-Humuspodsole und Eisenpodsole weisen demnach nur unvollständige Perstruktionsserien mit Epsilon- und Etazone i.S. von KOPP & KOWALKOWSKI, (1990: 57) auf.

¹Zu Teilaspekten der Tertiärscholle wurden von K. MÜLLER (1997), B. GARBE (1995) und G. SEITZ (1995) Diplomarbeiten an der Humboldt-Universität zu Berlin bzw. der TU Berlin angefertigt. Ihnen und den Betreuern, Herrn Prof. Dr. J. MARCINEK und Herrn Prof. Dr. H. KALLENBACH sei für die Zusammenarbeit herzlich gedankt.

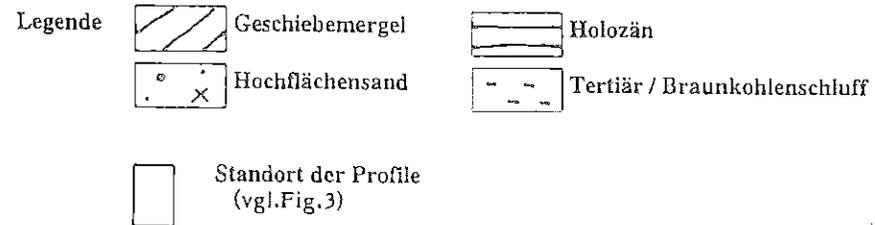
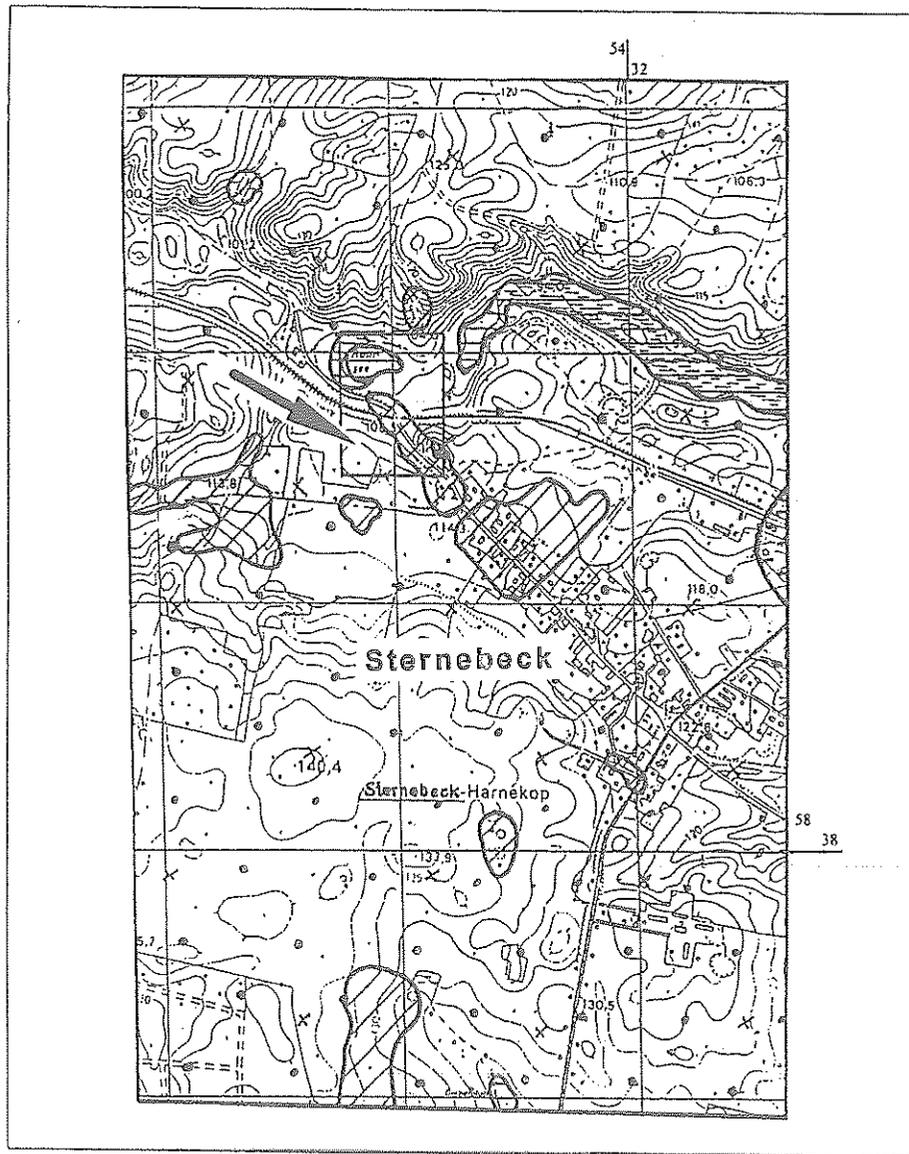


Abb. 9: Lage der Tertiärscholle (umrandet) in der kuppigen Landschaft des Hohen Barnims (Geologie nach WAHNSCHAFFE, 1895)

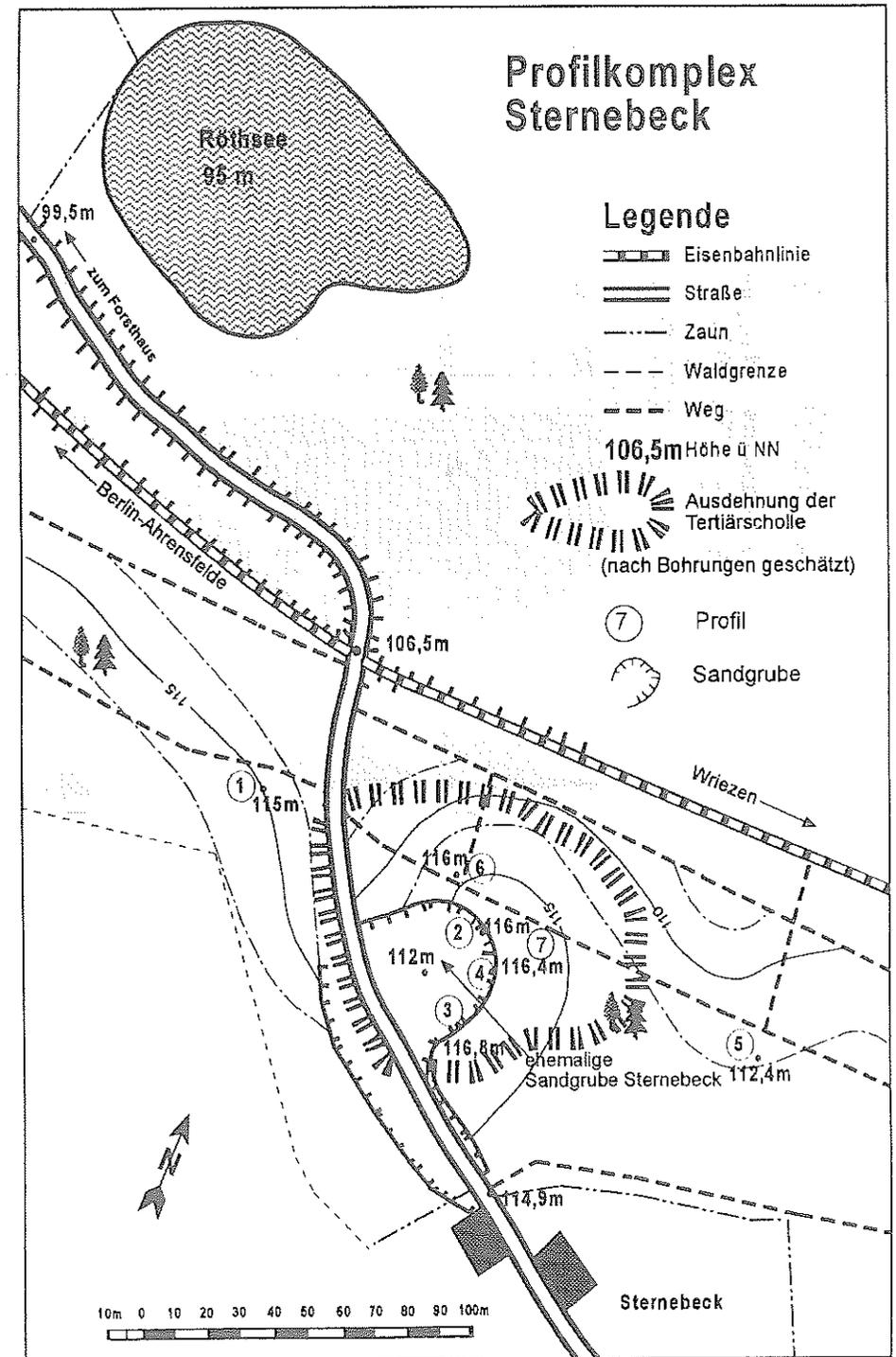


Abb. 10: Lage der Profile auf der Tertiärscholle (Neuvermessung 1996)

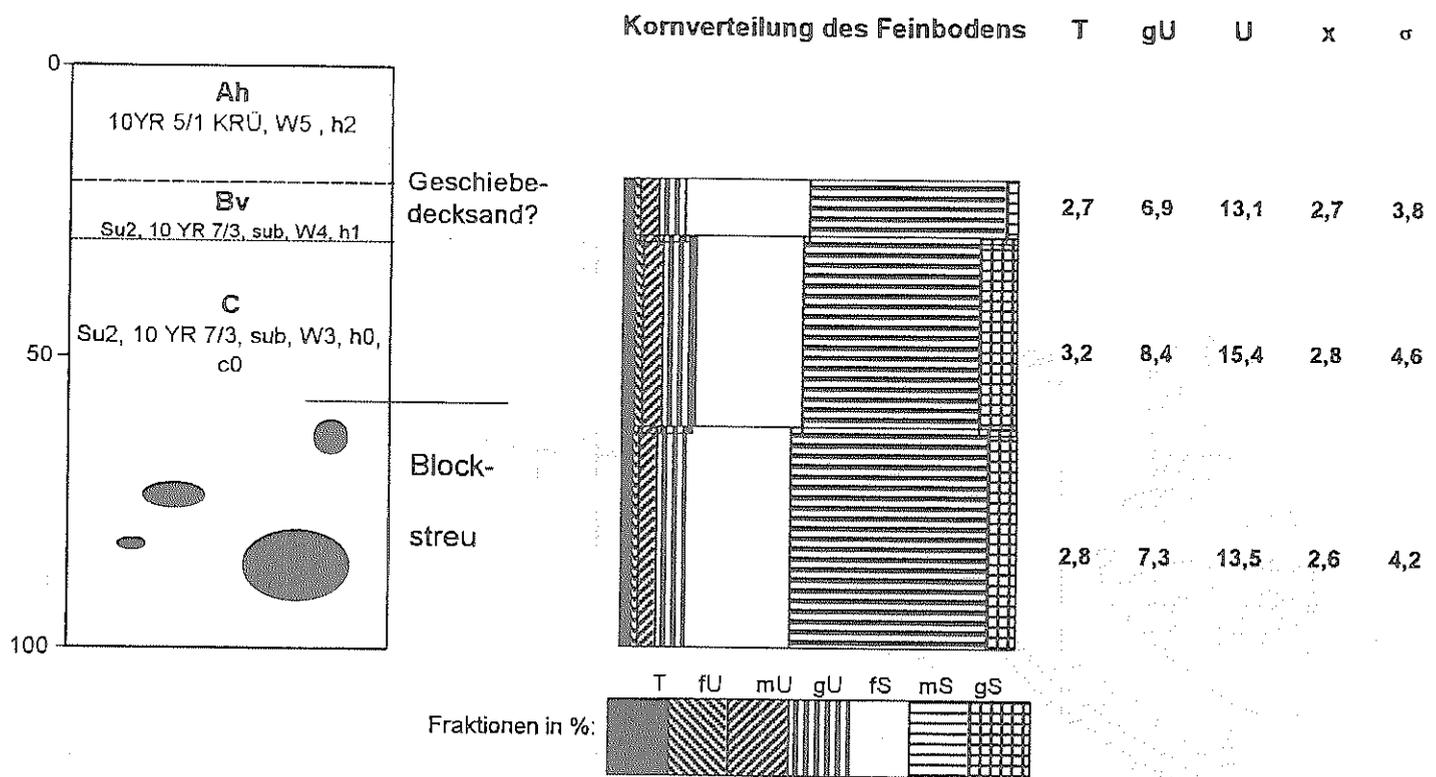


Abb. 11: Profil 1 auf der Tertiärscholle von Sternebeck (Regosol-Braunerde – vgl. Abb. 10)

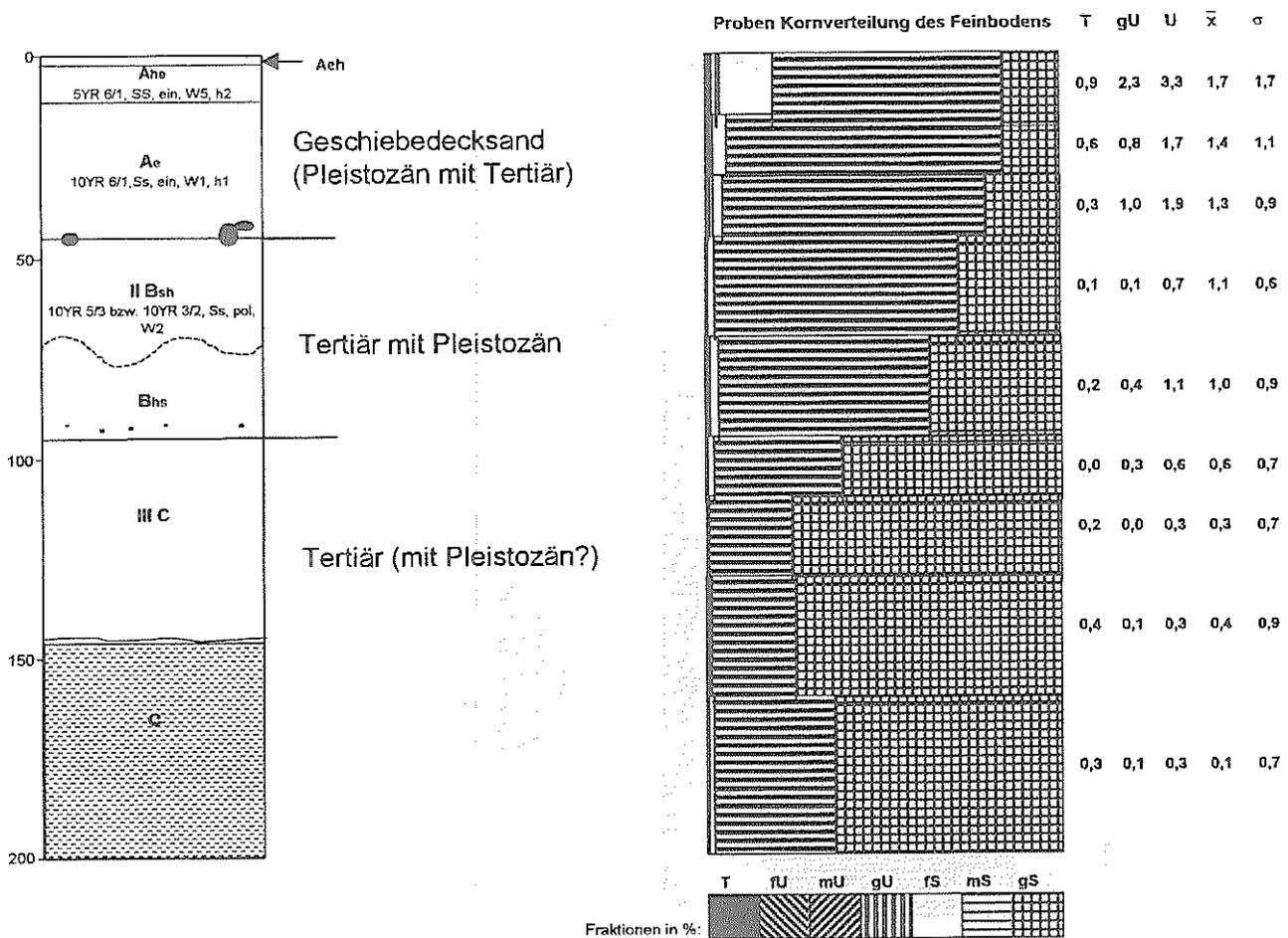


Abb. 12: Profil 2 auf der Tertiärscholle von Sternebeck (Podsol – vgl. Abb. 10)

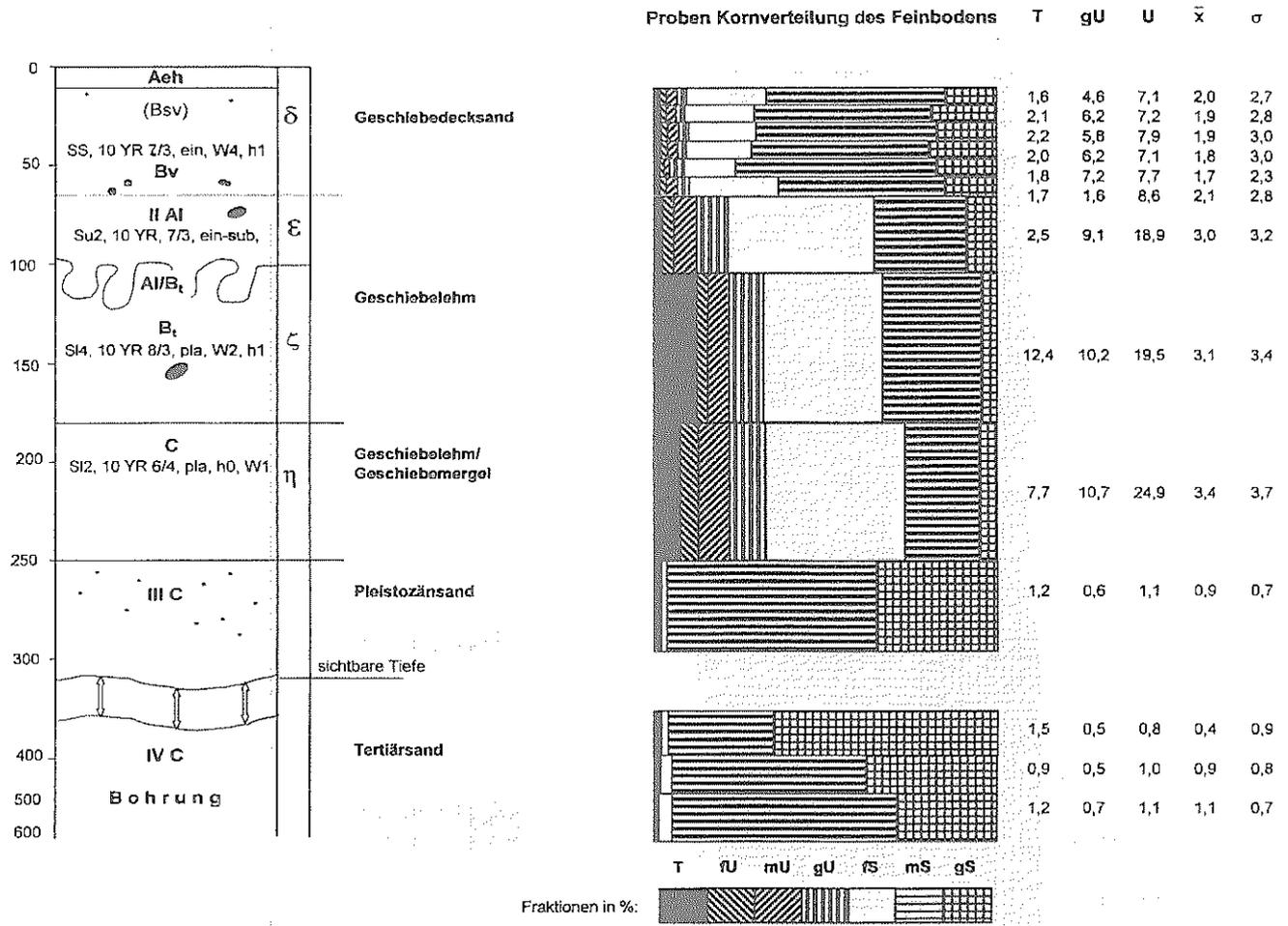


Abb. 13: Profil 3 auf der Tertiärscholle von Sternebeck (Braunerde-Fahlerde)

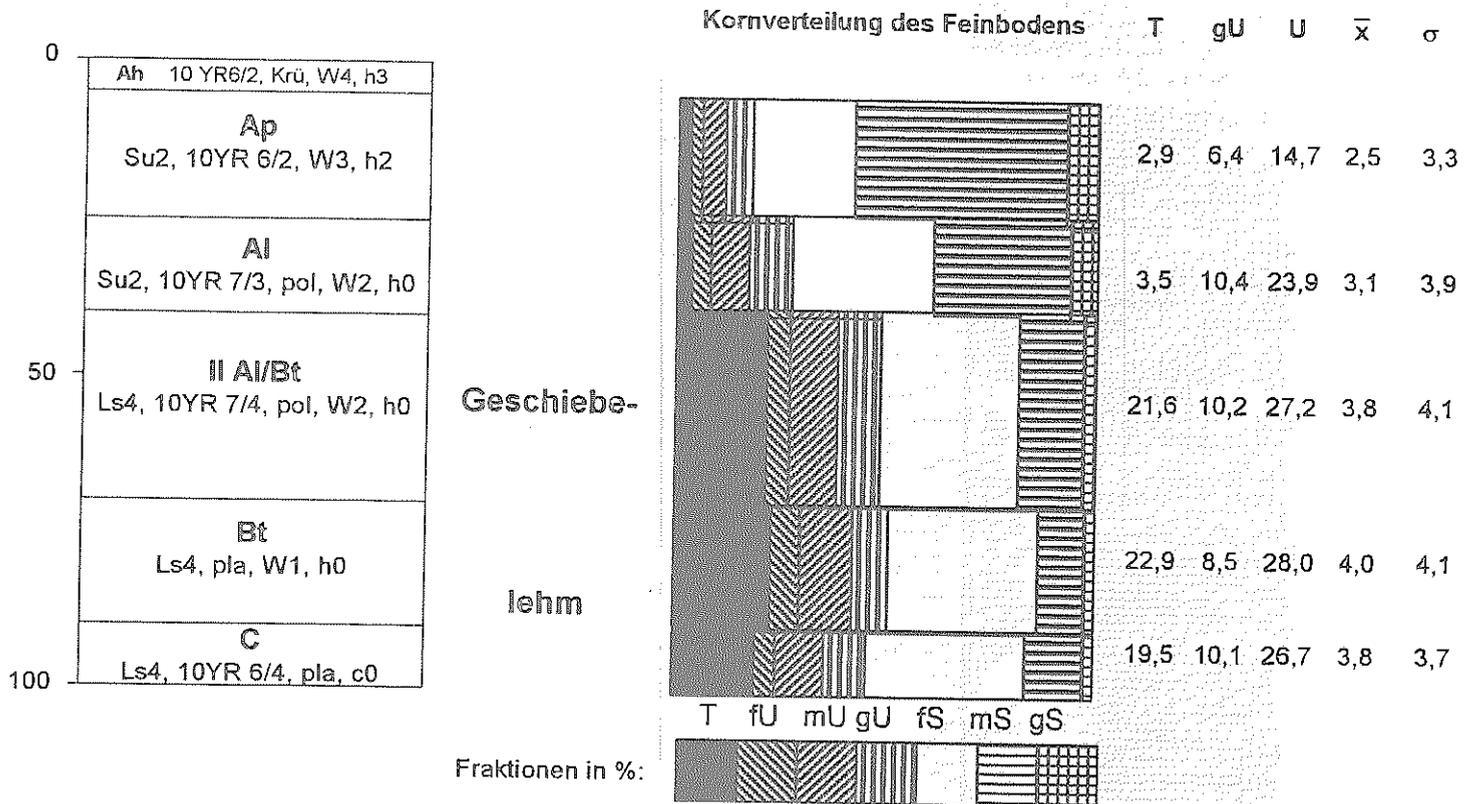


Abb. 14: Profil 5 auf der Tertiärscholle von Sternebeck (Parabraunerde - vgl. Abb 10)

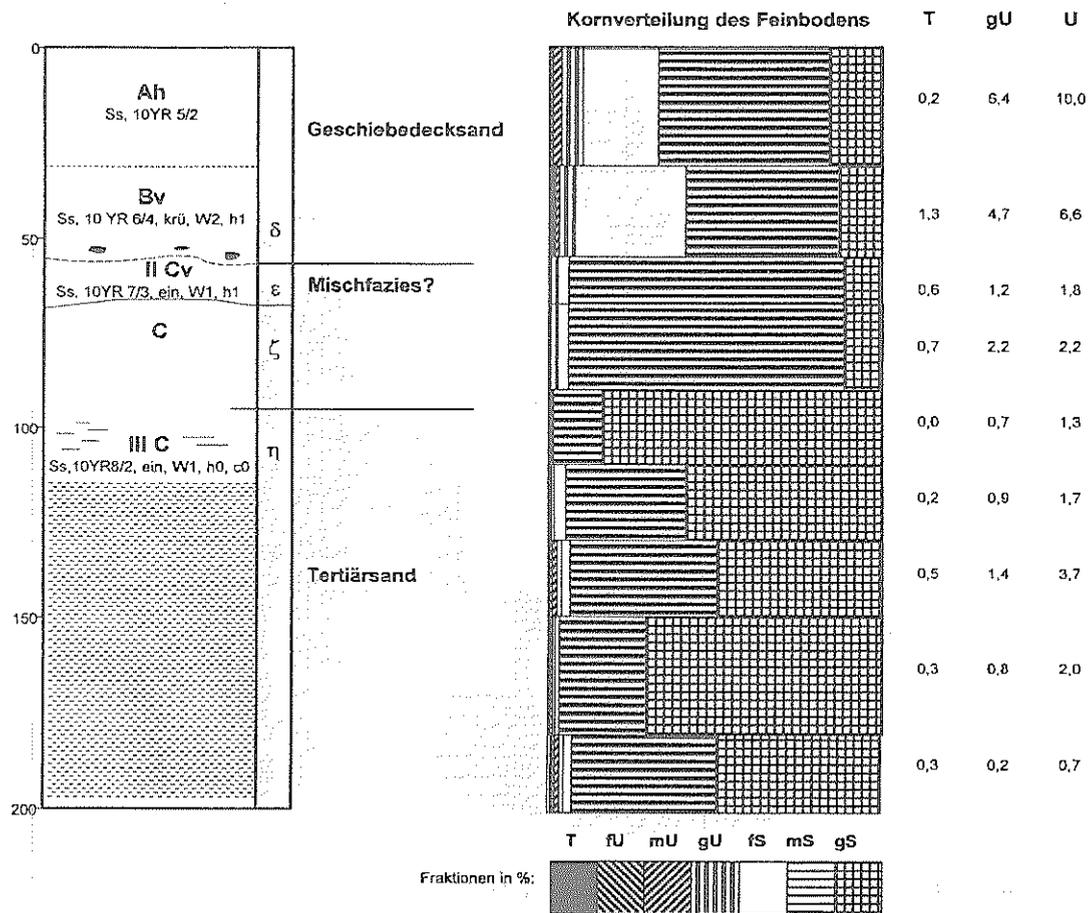


Abb. 15: Profil 6 auf der Tertiärscholle von Sternebeck (Braunerde – vgl. Abb 10)

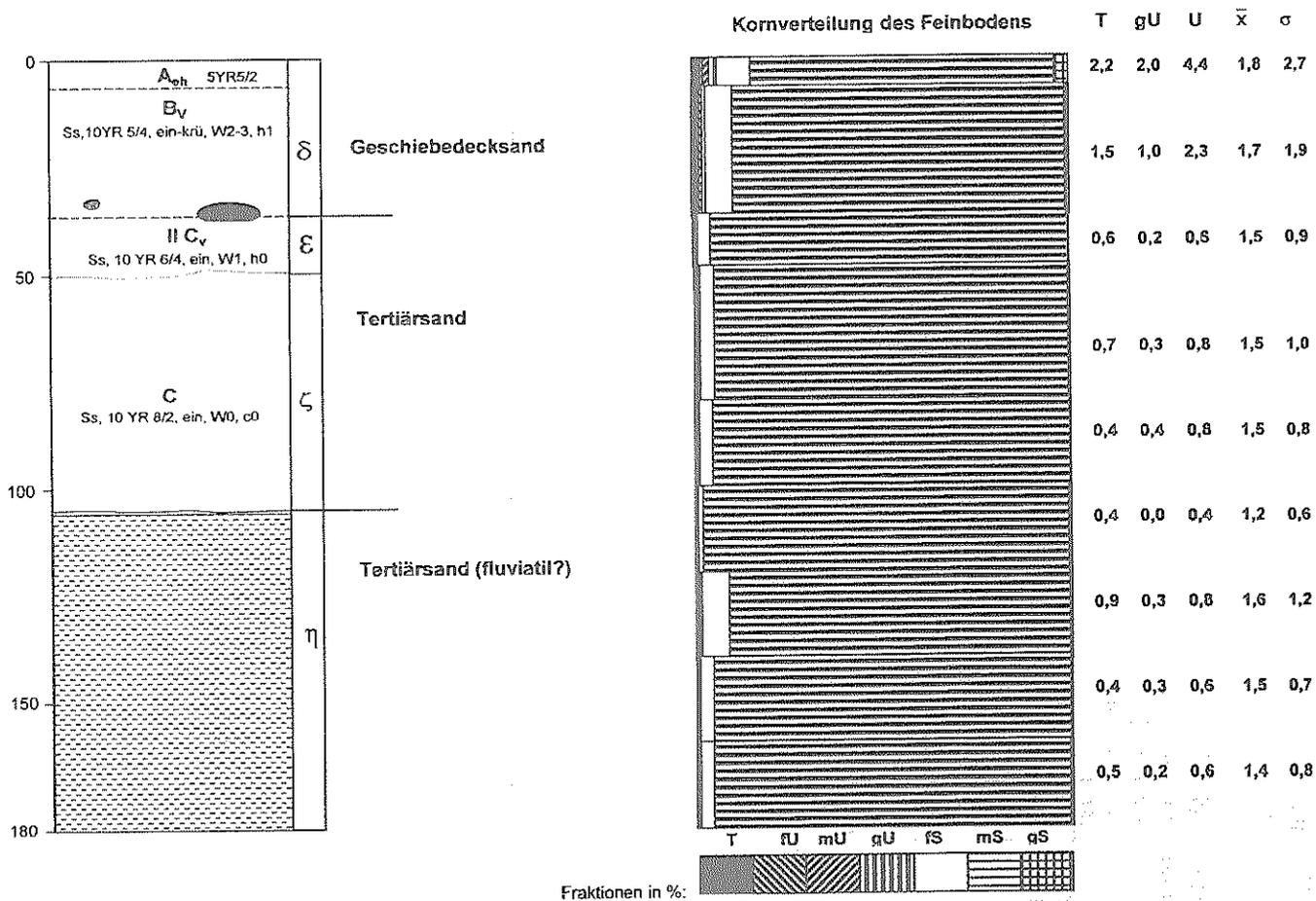


Abb. 16: Profil 7 auf der Tertiärscholle von Sternebeck (Braunerde – vgl. Abb. 10)

Tabelle 3: Gesamtgehalte von Hauptelementen und resultierende Parameter der Sternebeckprofile

	Horizont	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂ / R ₂ O ₃	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	Verwitterungs- index	
		%	%	%	%	%	%	%	(Mol- verhältnis)	(Mol- verhältnis)	Abszisse	Ordinate
Profil 6 (Braunerde)	Ah	95.4	0.2	2.6	0.8	0.4	0.4	0.6	52.7	63.0	0.98	0.44
	Bv	94.9	0.2	3.1	0.8	0.4	0.3	0.7	44.4	52.3	0.98	0.40
	II Cv	98.9	0.1	0.7	0.1	0.0	0.3	0.0	238.0	258.1	1.00	0.48
	C (80)	99.3	0.0	0.5	0.1	0.0	0.0	0.0	290.6	312.1	1.00	0.18
Profil 2 (Podsol)	Aeh	98.7	0.2	0.8	0.3	0.1	0.2	0.1	182.0	223.4	1.00	0.40
	Ahe	99.1	0.2	0.5	0.2	0.0	0.2	0.0	252.6	311.4	1.00	0.38
	Ae	99.1	0.2	0.6	0.2	0.0	0.2	0.0	230.9	289.8	1.00	0.37
	II Bsh	97.9	0.2	1.1	0.5	0.0	0.5	0.0	116.3	148.3	0.99	0.44
	Bh	98.8	0.0	0.7	0.2	0.0	0.3	0.0	204.3	236.1	1.00	0.44
	III C (120) C (200)	99.1	0.0	0.5	0.2	0.0	0.2	0.0	272.0	329.7	1.00	0.44
Profil 3 (Braunerde- Fahlerde)	Ahe	98.4	0.3	0.9	0.3	0.1	0.3	0.1	148.9	183.5	0.99	0.41
	Bsv	95.7	0.3	2.4	0.6	0.4	0.5	0.6	58.8	68.5	0.99	0.46
	Bv	96.6	0.2	2.1	0.6	0.3	0.3	0.4	68.2	79.9	0.99	0.40
	II Al	93.5	0.3	3.6	1.0	0.6	0.5	1.0	37.3	44.0	0.98	0.45
	Bt	88.8	0.4	6.6	2.1	0.9	0.6	1.5	19.0	22.9	0.96	0.39
	Cc	87.7	0.3	6.9	2.4	1.0	0.7	1.7	17.6	21.5	0.96	0.41
	C (500)	95.7	0.1	1.5	1.4	0.0	0.0	0.3	67.2	106.1	0.99	0.18
Profil 7 (Braunerde)	Ah	95.5	0.3	0.9	1.8	0.0	0.1	0.1	80.3	190.6	0.99	0.26
	Bv	95.6	0.4	1.1	1.5	0.0	0.1	0.2	79.8	151.6	0.99	0.22
	II Cv	96.0	0.4	0.9	1.7	0.0	0.0	0.1	83.8	182.9	0.99	0.19
	C (60)	97.6	0.2	0.6	1.0	0.0	0.0	0.0	132.4	276.0	1.00	0.03
	C (180)	99.0	0.0	0.4	0.3	0.0	0.0	0.0	309.6	453.8	1.00	0.04
Profil 5 (Parabraun- erde)	Ah	95.8	0.3	2.5	0.7	0.4	0.3	0.6	56.0	66.1	0.99	0.42
	Al	95.5	0.3	2.6	0.7	0.4	0.3	0.6	52.9	62.6	0.98	0.43
	II	83.9	0.3	9.4	3.3	1.1	0.8	2.0	12.4	15.2	0.94	0.37
	Al/Bt	81.0	0.4	10.8	3.8	1.4	0.9	2.3	10.4	12.7	0.93	0.37
	Bt C (100)	83.9	0.4	9.2	3.3	1.2	0.8	2.0	12.5	15.4	0.94	0.38
Profil 1 (Regosol- Braunerde)	Bv	95.3	0.3	2.7	0.6	0.4	0.3	0.7	51.6	59.2	0.98	0.44
	C (50)	95.0	0.3	2.8	0.6	0.4	0.5	0.7	50.2	57.6	0.98	0.46
	C (80)	93.7	0.3	3.6	0.9	0.5	0.6	0.9	38.1	44.1	0.98	0.44

Tabelle 4: Relative Titangehalte des Feinbodens und einzelner Sandfraktionen (auf den jeweiligen C-Horizont=1 bezogen)

Horizont		Fraktion				
		Feinboden	0,06-0,1	0,1-0,2	0,3-0,6	0,6-1,0
Profil 2 (Eisen- Humuspodsol)	Aeh	10	6	10	2	1
	Ahe	9	7	14	2	1
	Ae	13	9	17	2	1
	Bhs	14	11	20	2	2
	Bh	2	3	5	1	1
	C	1	1	1	1	1
Profil 6 (Braunerde)	Ah	5	1	2	1	2
	Bv	5	1	2	1	2
	Cv	2	3	5	2	1
	C	1	1	1	1	1
Profil 3 (Parabraun- erde)	Bsv	1	1	2	0.2	0.2
	Bv	1	1	2	0.2	0.2
	Al	1	1	1	0.2	0.3
	Bt	1	1	1	1	1
	C	1	1	1	1	1

Tabelle 5: Bodenchemische Parameter der Sternebeckprofile

Horizont		Feo mg/g	Fed mg/g	Feo/Fed %	Fed/Fet %	pH (CaCl ₂)	Corg. mg/g	N mg/g	C/N	KAK mval/100g	BS %
Profil 6 (Braunerde)	Ah	0.8	2.0	38.3	35.7	4.6	4.2	0.3	14.0	6.7	45.0
	Bv	0.6	2.0	30.9	34.4	4.3	5.9	0.1	59.0	5.4	55.4
	II Cv	0.0	0.1	30.8	14.8	4.6	1.7	0.1	17.0	4.1	39.4
	III C	0.1	0.3	29.0	70.5	4.6	0.9	0.0		5.0	72.3
Profil 2 (Podsol)	Aeh	0.3	0.8	38.6	44.4	2.9	49.2	3.7	13.3	26.2	20.6
	Ahe	0.3	0.6	46.0	45.7	4.7	9.7	0.5	19.4	10.6	45.3
	Ae	0.1	0.5	14.3	30.2	3.4	2.1	0.1	21.0	4.2	52.4
	Bsh	1.9	1.9	101.1	54.8	3.6	1.1	0.0		3.4	52.9
	Bh C	0.3 0.2	0.8 0.6	36.1 23.4	68.3 53.9	4.1 4.5	0.9	0.0		3.7	75.7
Profil 3 (Braunerde - Fahlerde)	Ahe	0.1	0.8	14.8	34.9	4.8	4.9	0.3	16.3	4.2	52.4
	Bsv	1.1	1.4	73.0	36.5	5.1					
	Bv	0.4	1.4	31.7	36.0	4.8	2.2	0.1	22.0	6.2	67.5
	II Al	0.3	1.8	18.3	25.3	5.1	1.9	0.1	19.0	5.3	63.7
	Bt C	1.4 0.7	3.9 3.9	35.0 17.6	26.0 23.0	5.2 5.0	2.1	0.2	10.5	8.2	34.1
Profil 5 (Parabraun- erde)	Ah	0.5	1.3	36.8	27.5	3.6					
	Al	0.6	1.6	35.0	30.4	4.0					
	II Al/Bt	2.1	7.5	28.6	332.4	3.7					
	Bt	2.8	7.8	35.3	29.7	3.6					
	C	1.2	7.4	16.2	31.7	3.7					

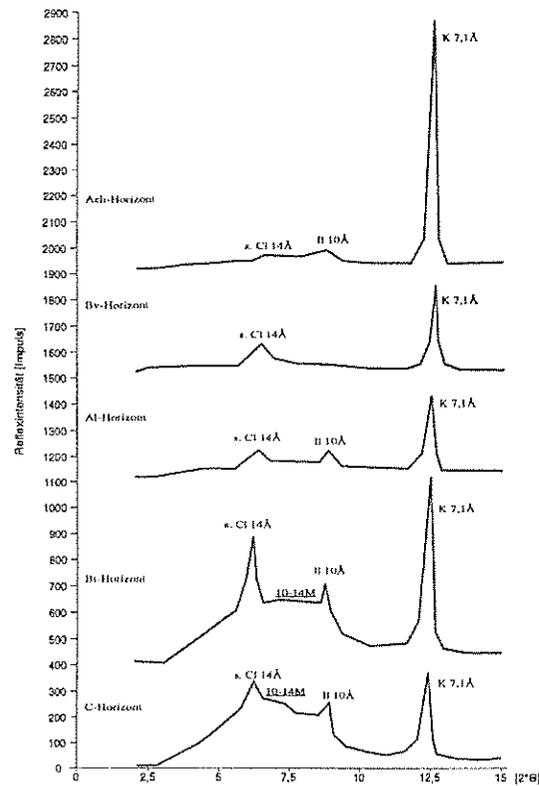


Abb. 17: Röntgendiffraktogramm der Tonfraktion in Profil 3 (Braunerde-Fahlerde)

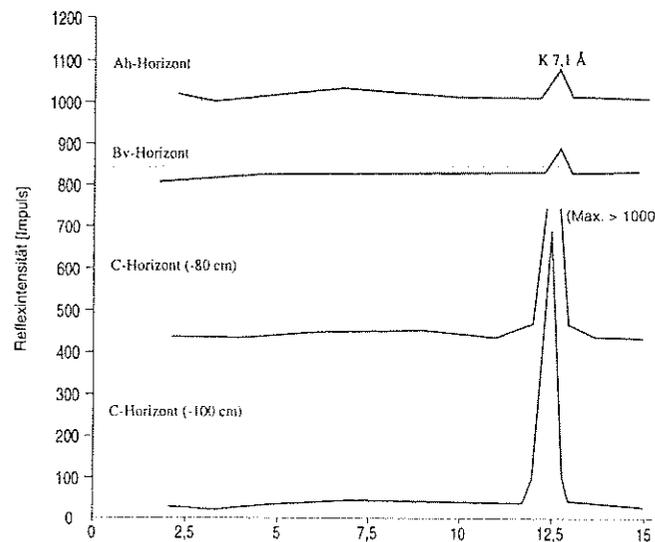


Abb. 18: Röntgendiffraktogramm der Tonfraktion in Profil 6 (Braunerde)

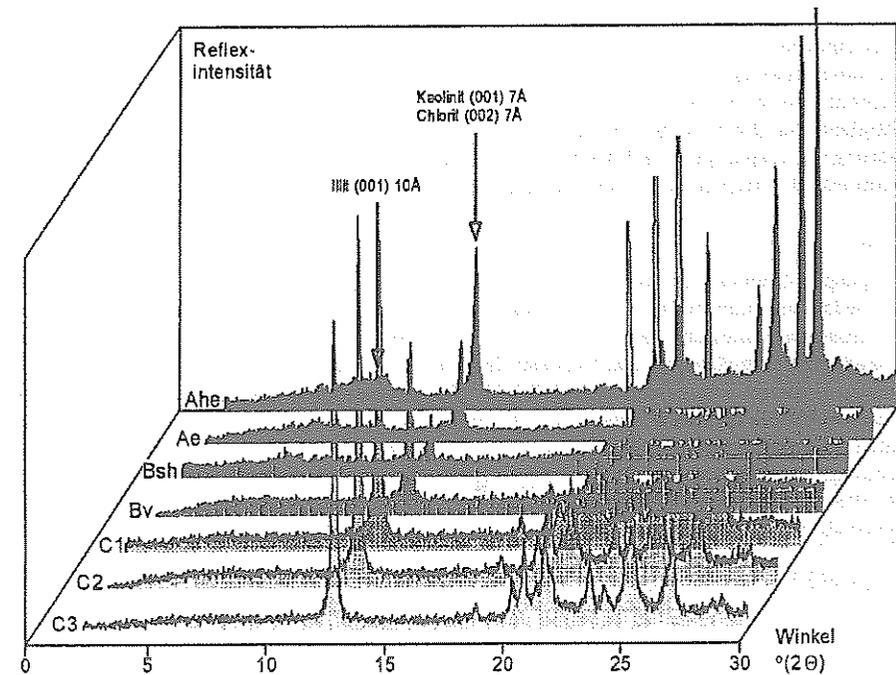


Abb. 19: Röntgendiffraktogramm der Tonfraktion in Profil 2 (Podsol)

Aufgrund der angestrebten Einordnung in die allgemeine Deckseriengliederung des Barnims (BUSSEMER, 1994) konzentrieren sich die vorgestellten Untersuchungen auf die von KOPP & KOWALKOWSKI als „levelled area with periglacial soils“ bezeichneten zentralen und nördlichen Schollenbereiche mit den Profilen 2,3,4,6 und 7. Diese Profile befinden sich nach einer Neuvermessung der Tertiärscholle (vgl. Abb. 10) praktisch auf einem Niveau zwischen 116 und 117m NN. Laterale Materialverlagerungen zwischen den betrachteten Profilen sind damit unwahrscheinlich. Für eine Gesamtrekonstruktion lateraler Prozesse ist das Fehlen des alten Kuppenbereiches im Bereich der heutigen Grube jedoch trotzdem problematisch.

Auflage- und Humushorizonte werden bei der genetischen Betrachtung weitgehend ausgeklammert, da sie nutzungsbedingt zu stark überprägt wurden. Ihre Einordnung erfolgt erst auf analytischer Grundlage im Abschnitt Geoökologie.

a) Braunerde

Sie treten auf der Tertiärscholle gewöhnlich als Normbraunerden (AG Boden 1994) auf, können auf Subvarietätenniveau als schwach bis mäßig podsolige Braunerden ausgebildet sein (Abb. 15,16). Nach der flächendeckenden Forstkartierung Brandenburgs (KOPP ET AL., 1969) würden sie den Bodenformen Sand-Braunerde bzw. Sand-Braunpodsol entsprechen, nach der polnischen Klassifikation den rusty soils (KOWALKOWSKI, 1990). Das neben der Scholle aufgegrabene Referenzprofil 1 (Abb. 10 und 11) ist stark gekappt.

Die humosen Mineralbodenhorizonte der Braunerden auf der Scholle sind im Gegensatz zum Umland als Aeh bzw. Ahe ausgebildet, wobei ein deutlicher Hang zur Kompodsoligkeit sichtbar wird.

Die homogenen braunen Verwitterungshorizonte (Bv) sind basisnah mit nordischen Geschieben angereichert, offenbar entsprechen sie dem Geschiebedecksand. Dieser Verwitterungshorizont ist sowohl auf der Tertiärscholle als auch in ihrer weiteren Umgebung sehr gleichartig ausgebildet.

An seiner Basis folgt meist ein sehr schwach erkennbarer Verwitterungshorizont Cv, dessen Vorkommen aber nicht zwingend ist. Im Bereich der Tertiärscholle wird er weder von den hangenden

nordischen Geschieben noch von der liegenden tertiären Primärschichtung berührt.

Das weißliche Ausgangsgestein der Profile (Quarzsande) ist im Anschluß an die Verwitterungshorizonte tiefgründig entschichtet und bänderfrei. Die meist unter einem Meter einsetzende Schichtung wird im oberen Teil von pedogenen Bändern nachgezeichnet, meist reichen Mächtigkeit und Dichte jedoch nicht aus, um einen Bänderhorizont auszuhalten. Hinweise auf eine Zerstörung der ursprünglichen Tertiärschichtung konnten im Gegensatz zu KOPP & KOWALKOWSKI („resedimented tertiary sand“) jedoch nicht gefunden werden.

b) Podsol

Als Typusprofil wurde ein Eisen-Humuspodsol (Normpodsol) mit einem für das Jungmoränenland außergewöhnlich intensiven Podsolierungsgrad gewählt (Abb. 12). Dementsprechend ist seine Entwicklungstiefe auf Subvarietätenniveau nach AG Boden (1994: 196) als groß einzuschätzen. Er weist zwischen dem Ae- und Bhs-Horizont dieselbe Anreicherung von nordischen Geschieben auf, welche auch für die Braunerden typisch ist. Der Podsol besitzt eine Grundmasse aus grobsandigen Quarzen, welche Tertiäreinfluß bis in den Oberboden verdeutlichen. Sein Illuvialhorizont ist sichtbar in einen kompakten oberen und einen diffus-fleckigen unteren Teil gegliedert, jedoch ist kein Schichtungsunterschied zwischen ihnen zu erkennen. Die Schichtung setzt hier unmittelbar unter der Basis des Bhs-Horizontes ein, sie wird anfangs von intensiven dunklen Humusbändern nachgezeichnet.

c) Braunerde-Fahlerde/ Parabraunerde

Die Profile mit Tonhäutchenhorizonten werden im unmittelbaren Schollenbereich durch einen ungewöhnlich mächtigen tonverarmten Profileil (Aeh-Bsv-Bv-Al) gekennzeichnet (Abb. 13). Auf diesen Standorten entwickelten sich demzufolge Braunerde-Fahlerden nach AG Boden (1994). Im Vergleich zu KOPP & KOWALKOWSKI (1990: 59) wurde an Stelle des Bv2 ein Al-Horizont ausgehalten.

An der Basis des homogenen Braunhorizonts läßt sich wieder die obligatorische Steinanreicherung erkennen, wobei diesmal auch Al- und Bt-Horizont mit vereinzelt nordischen Geschieben bestückt sind. Allerdings ist die Bv-Grundmasse durch Quarzkiese deutlich von tertiären Sedimenten beeinflusst, jedoch wird die Basis dieser offensichtlich tertiärbeeinflussten Zone im Gelände nicht erkennbar. Al- und Bt-Horizont sind im Übergangsbereich intensiv miteinander verzahnt. Ihr Liegendes wird nach KOPP & KOWALKOWSKI von Ablationssanden gebildet, eigene Beobachtungen sprechen eher für eine typische Grundmoräne, zumal neben dem plattigen Gefüge auch noch Abschnitte mit deutlichen Karbonatgehalten (Geschiebemergel) sichtbar wurden. Auch die Kornverteilungen sind für Grundmoränen des Barnims typisch. Geschiebezählungen nach dem Verfahren von CEPEK ET AL. (TGL 25234, 1980) ergaben saalezeitliche Spektren (Zählungen in BUSSEMER, GARBE & MÜLLER, 1997: 60). Erhöhte Quarzanteile, wie sie bei Vermischung mit Schollenmaterial hätten auftreten müssen, wurden nicht festgestellt. Im weiteren Liegenden des Profils wird der Geschiebemergel von glazialen Vorschüttungen mit nordischen Geschieben und dann erst von nur in Bohrungen erreichten Tertiärsanden abgewechselt (vgl. Abb. 13). Auch das spricht für die Geschiebemergelvariante, wobei nicht entschieden werden kann, ob es sich um Reste des stauenden oder eines später überfahrenden Gletschers handelt.

Die Lessives im pleistozänen Umland der Tertiärscholle besitzen keinen Braunhorizont sowie einen relativ geringmächtigen Auswaschungshorizont (Abb. 14), sind demnach als (Norm-) Parabraunerden einzustufen. Der Übergang vom Al- zum Bt-Horizont ist wiederum mit deutlichen Verzahnungen verbunden.

4.3 Kornverteilungen und Homogenitätstest

Korngrößenparameter sind aufgrund ihrer einfachen Verfügbarkeit die wichtigsten Indikatoren für Schichtung im Bodenbereich. Aufgrund der besonderen bodengenetischen Bedeutung des Profilkomplexes wurden am Feinboden und den einzelnen Sandfraktionen noch Titan- und Zirkoniumgehalte bestimmt (zu methodischen Grundlagen ALAILY, 1984).

Die Braunerden und Podsole werden generell durch die Sandfraktionen bestimmt, wobei im Verwitterungsbereich keine signifikanten Unterschiede zwischen den Bv-, Ae- und Bhs-Horizonten

sichtbar werden. Der C-Horizont des Podsoles ist wesentlich gröber als in den Braunerden.

In der Tiefenfunktion der sandigen Braunerden zeichnen sich zweiteilige Profile ab (vgl. Profil 4; 6, 7), wobei der Bv-Horizont wie im gesamten pleistozänen Tiefland höhere Grobschluffgehalte und eine schlechtere Sortierung aufweist (Geschiebedecksand). Der Übergangshorizont (Cv) läßt sich zwar eindeutig zum hangenden Geschiebedecksand, viel weniger aber nach unten abgrenzen. Seine Basis entspricht offensichtlich keiner Sedimentgrenze. Diese ist in beiden Braunerdeprofilen weiter unten schwach angedeutet. Darunter schwanken die Korngrößenparameter dann schwach und ohne Tendenz.

Der Bv-Horizont der Braunerde-Fahlerde (Profil 3) konnte aufgrund seiner Mächtigkeit detailliert beprobt werden und ist wie der Bv von Prötzel homogen. Eventuelle Vermischungsprozesse müssen demnach sehr intensiv gewesen sein. Während die Phi-Mittelwerte der 6 Bv-Proben zwischen 1,7 und 2,1 liegen, erfolgt dann ein deutlicher Sprung im Profil. Die ohne Tonfraktion berechneten Mittelwerte ergeben dann für Al und Bt fast gleiche, für den Cv dann etwas darüberliegende Werte. Resultierend wurde die wichtigste Schichtgrenze im Profil an der Basis des Geschiebedecksandes gezogen, die weiteren Übergänge Geschiebemergel/ Pleistozänsand/ Tertiärsand sind pedologisch bedeutungslos.

Sinnvoll erschien eine weitere Prüfung über die Gesamtgehalte des verwitterungsstabilen Titans (vgl. Alaily 1984: 42ff.). Prinzipiell lassen sich die sicheren Pleistozänproben (Profile 1, 5) mit durchgehenden Werten über 0,3% Ti und die sicheren Tertiärproben (Liegendes der Profile 2 und 6 unter 0,04%) gut auseinanderhalten und bilden damit eine Grundlage für weitere Detailbetrachtungen:

Bei den tertiärsandunterlagerten Profilen 2 und 6 deuten die Gesamt- und Sandfraktionsgehalte auf den starken Pleistozäneinfluß im Bodenbereich hin. Der Podsol besitzt dabei im Verwitterungsbereich absolut betrachtet ähnliche, auf das Ausgangsgestein bezogen sogar höhere Gesamttitangehalte (vgl. Tab. 4).

Die Titangehalte der Sandfraktionen bestätigen diesen Trend. Die relative Anreicherung im Podsol ist beiden Feinsandfraktionen zu verdanken. Die Partien unmittelbar unter der Geschiebedecksandbasis weisen in den Feinsandfraktionen höchste Titangehalte auf, während dieser Trend zu den größeren Fraktionen hin ausdünn. Eine besonders starke Pleistozänbeeinflussung dieser Partien und Fraktionen könnte äolisch bedingt sein (Ferntransport aus der Schollenumgebung), nach oben wurden die Anreicherungen dann langsam aufgearbeitet.

Profil 3 ist durch vergleichbare Gesamtgehalte im Vertikalprofil gekennzeichnet, welche aufgrund des pleistozänen Ausgangsgesteins absolut gesehen höher als in den Profilen 2 und 6 liegen: Interessant ist hier das Verhalten der groben Fraktionen, welche im Hangenden auf Tertiärbeeinflussung der größeren Komponenten hinweisen. Der Sedimentationsprozeß kann also hier nicht äolisch gewesen sein.

4.4 Allgemeine Verwitterungsparameter

Auf Grundlage der Gesamtelementgehalte lassen sich Verwitterungsintensität und -tendenzen in Böden neben klassischen Oxidverhältnissen ($\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse) vor allem über den komplexeren Koeffizienten von Kronberg & Nesbitt (1981) charakterisieren. Angesichts der nachgewiesenen Schichtung müssen Verwitterungsparameter vorsichtig interpretiert werden.

Die Elementverhältnisse ($\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$) weisen schon auf brandenburgischen Sandstandorten wie Prötzel für Braunerden sehr hohe Werte auf (vgl. FAO-UNESCO 1978: 100, SEREBRIJAKOV ET AL. 1972: 60; KOVALJOV 1974: 40, BUSSEMER ET AL. 1999). Die Werte der Bv-Horizonte von tertiär- und pleistozänunterlagerten Böden liegen zwischen 45 und 55 (Tab. 1 und 3). Die Tiefenfunktion der Pleistozänbraunerden bleibt auch zum Liegenden stabil, während im Tertiärprofil die Werte auf fast 300 springen, wo sie dem Podsol gleichen. Dessen Tiefenfunktion bewegt sich jedoch fast durchgehend in diesem Bereich, wobei das deutliche Minimum im Bhs-Horizont offensichtlich intensive Verlagerung von Sesquioxiden andeutet.

Die Auswertung von Verwitterungsindizes (KRONBERG & NESBITT, 1981) kann nach dem Beispiel von BÄUMLER ET AL. (1991: 236) auf die Hauptverwitterungszone konzentriert werden (Tab. 3). Während die Abszissenwerte der Ausgangsgesteine im Prinzip reine Quarzwerte anzeigen (1,00), liegt die Intensität der Hauptverwitterungszone von Podsol und Braunerde nur unbedeutend darunter (0,98-

0,99) und erreicht im Bt der Braunerde-Fahlerde ihr Maximum (0,96).

Die Liegendproben der Tertiärschollenprofile 2, 6 und 7 (Tab. 3) erbrachten mit sehr niedrigen Ordinatenwerten (unter 20) den Nachweis ihrer ehemals intensiven chemischen Verwitterung (Kaolinitanreicherung). Eine Neuberechnung der Altdaten von KOPP & KOWALKOWSKI (1972: 44) bestätigt das prinzipiell. Zur Absicherung wurde eine tertiäre Bohrprobe aus dem Liegenden von Profil 3 (500cm Tiefe - Tab. 3) untersucht, deren pleistozäne Beeinflussung ausgeschlossen werden kann. Ihr gleichfalls niedriger Ordinatenwert läßt die darüberliegenden B-Horizonte der Profile 2, 3 und 6 mit hohen Werten als überwiegende Pleistozänsedimente mit pleistozäner Verwitterung erscheinen. Auf den pleistozänen Charakter der Hauptverwitterungszonen der Böden auf der Tertiärscholle weist sowohl ein Vergleich mit anderen Barnimböden (vgl. Sternebeck 1, Prötzel) als auch mit analogen Bodentypen anderer Regionen hin (BÄUMLER ET AL., 1991, 1996).

4.5 Verlehmung und Mineralneubildung

Verlehmungstendenzen werden im Geschiebedecksand der Profile über Tertiär praktisch nicht erkennbar. Eine schwache Tonanreicherung in den Bv-Horizonten liegt unter einem Prozent und dürfte in keinem Zusammenhang mit der Differenzierung Braunerde ↔ Podsol stehen.

Die Kronberg-Nesbitt-Koeffizienten deuteten schon Kaolinitreichtum der Tertiärsande von Profil 6 an, was durch Röntgenbeugung der Tonfraktion bestätigt werden konnte (GARBE, 1995: 44). Mit dem Einsetzen des C-Horizontes steigt der Kaolinitgehalt in Profil 6 schlagartig um ein Vielfaches an (Abb. 18). Die geringen Kaolinitgehalte im Geschiebedecksand (Bv- und Ah-Horizont) stammen vermutlich nur vom Tertiärsubstrat. Andere Tonminerale konnten nicht nachgewiesen werden.

Kaolinit ist auch im von SEITZ (1995) analysierten Profil 4 dominant. Außerdem ist im Ahe-Horizont in geringen Mengen Illit und im Bv-Horizont ein geringer Anteil an Bodenchlorit identifizierbar. Vom Cv-Horizont an ist nur noch ein Kaolinitpeak zu identifizieren. In den Subfraktionen 0,6-0,2µm und < 0,2µm des Bv-Horizontes sind bis auf kleine Mengen an Bodenchlorit und Kaolinit keine Neubildungsminerale zu erkennen.

Haupttonmineral des Podsoles ist ebenfalls der Kaolinit (Abb. 19). Im Ahe- und Bsh-Horizont sind wie bei den Braunerden bedeutend niedrigere Peaks als im C-Horizont zu verzeichnen. Bei den subfraktionierten Proben im B-Horizont zeigen sich keine weiteren Mineralneubildungen. Die Kaolinitpeaks nehmen in der Fraktion 0,6-0,2µm gegenüber der Fraktion 2-0,6µm ab, während in der Fraktion <0,2µm kein Kaolinit mehr vorhanden ist.

Profil 3 wurde an 5 Proben (Ah, Bv, Al, Bt, C-Horizont) röntgendiffraktometrisch untersucht (GARBE, 1995).

Die Hauptkomponenten des Tonmineralspektrums sind Kaolinit, Illit und sekundärer Chlorit (Abb. 17). Zum Liegenden hin treten ab dem Al-Horizont als Nebenkomponenten unregelmäßige Wechsellagerungsminerale vom Typ (10-14M) auf, die mit reinem Illit vergesellschaftet sind.

Im Diffraktogramm der Proben des Aeh-Horizontes ist deutlich der Kaolinit-Peak zu erkennen. Nur sehr schwach ausgeprägt sind die Peaks des Illits und des sekundären Chlorits. Der sekundäre Chlorit ist in Bv- und Al-Horizont etwa gleich und verstärkt sich dann im Bt- und C-Horizont wieder. Illit tritt im Al-Horizont in geringem Umfang auf, um sich im Bt- und C-Horizont deutlich zu erhöhen.

An allen Horizonten außer dem Ah wurden Messungen des subfraktionierten Tons durchgeführt. Im Bv-Horizont enthalten die Fraktionen 2-0,6µ und 0,6-0,2µ noch Kaolinit und sekundären Chlorit, während die Fraktion <0,2µ den Kaolinitpeak nur noch äußerst schwach zeigt. Der Al-Horizont weist in der größten Tonfraktion Kaolinit, sekundären Chlorit und Illit auf, die letzteren beiden nur schwach. Dieses Bild zeigt sich ebenfalls im Diffraktogramm der Fraktion 0,6-0,2µ. Hinzu kommen in dieser Fraktion noch die unregelmäßigen Wechsellagerungsminerale vom Typ (10-14M). Im Bt-Horizont sind in allen drei Fraktionen der Kaolinit-, der sekundäre Chlorit- und der Illit-Peak sowie smektitische-illitische unregelmäßige Wechsellagerungsminerale deutlich ausgeprägt. Der C-Horizont beinhaltet in allen Fraktionen Illit und sekundären Chlorit sowie unregelmäßige Wechsellagerungsminerale des Typs (10-14M). Der Kaolinit-Peak ist in der Fraktion <0,2µ nur schwach ausgebildet, in der auch alle anderen Tonminerale weniger

stark auftreten.

Die Subfraktionierung der Proben des interessantesten Profils 3 zeigt damit folgende Tendenzen: Das Vorkommen von Kaolinit und sekundärem Chlorit verringert sich mit Abnahme des Teilchendurchmessers. Illit ist in allen Fraktionen vorhanden, und es ist nur eine schwache quantitative Abnahme in den kleineren Fraktionen zu erkennen. Der Anteil an Mixed Layers erhöht sich nicht bei Abnahme des Teilchendurchmessers.

4.6 Pedogene Oxide

Die pedogenen Eisengehalte der Bv-Horizonte und ihre Aktivitätsgrade (Tab. 5) liegen im Bereich typischer sandiger Braunerden Mitteleuropas (vgl. BOR, 1984, BUSSEMER, 1994). Extrem niedrig werden die Werte erwartungsgemäß im tertiären Ausgangssediment. Die Gehalte dithionit- und oxalatlöslicher Eisenfraktionen fallen im tertiärbeeinflussten Profil 6 (Braunerde) vom Humushorizont zum Ausgangsmaterial kontinuierlich ab, während sie in der Regosol-Braunerde (Profil 1) relativ konstant bleiben.

Bei den Lessivés wird die Differenzierung Al/Bt-Horizont bei beiden löslichen Fraktionen sehr deutlich. In den Bt-Horizonten der Lessivés wurden erwartungsgemäß die höchsten Fe_a-Werte im Vergleich zu den anderen Profilen im Testareal gemessen. Der obere Teil des morphologisch homogenen Bv-Horizontes weist im Vergleich zum unteren sehr hohe Oxalateisengehalte bei gleichbleibenden Dithionitwerten auf. Die verdeckte Podsolierung in diesem Profilbereich, welche durch die niedrigen Werte im Ahe-Horizont gestützt wird, führte zur Abtrennung eines (Bsv)-Horizontes in der oberen Hälfte des Geschiebedecksandes. Der wiederum niedrige Aktivitätsgrad des fahlen Profilbereiches darunter unterstützt die Abtrennung als Al-Horizont, welche diese Eigenschaft auf dem Barnim regelhaft aufweisen (BUSSEMER, 1994: 117).

Der Podsol zeichnet sich durch einen gleichartigen Verlauf der Tiefenfunktionen aller untersuchten pedogenen Oxide aus. Es wird erwartungsgemäß eine starke Anreicherung im Bsh-Horizont erkennbar, wobei die beweglichen Oxalatfraktionen des Eisens jedoch unter dem Bt-Horizont der Parabraunerde bleiben. Im oberen Illuvialhorizont Bsh ist der Anteil der Oxalatfraktionen etwa dem gesamten freien Eisen entsprechend hoch und kennzeichnet die intensivere Fe-dynamik des Profils im Vergleich zu den Braunerden und Lessivés. Gleichzeitig ist die Auskristallisation der Oxide durch die Anwesenheit größerer Mengen Organik gehemmt. Der untere Illuvialhorizont Bh läßt sich über die unterschiedliche Eisendynamik gut vom oberen trennen. Die größere Profildynamik des Podsoles schlägt sich hier auch in gegenüber den Braunerden und Lessivés deutlich erhöhten Fed/Fet-Werten nieder.

4.7 Bodenchemische Kennzeichnung

Die untersuchten Böden zeigen durchgängig eine Reaktion im stark sauren bis mäßig sauren Bereich (Tab. 5). Die größten Schwankungen im pH-Wert sind im Podsol zu registrieren, während die anderen Profile nur geringe Änderungen aufweisen.

Die Braunerde (Profil 6) zeigt eine stark saure bis mäßig saure Bodenreaktion im Austausch- bis Silikat-Pufferbereich. Die podsolige Braunerde (Profil 4) besitzt im Humushorizont einen extrem niedrigen pH-Wert. Er steigt nach unten vom sehr stark sauren bis in den stark sauren Reaktionsbereich an, der die Bereiche des Aluminium-Eisen-Puffers, des Aluminium- und des Austauscher-Puffers erfaßt. Im Podsol (Profil 2) schwankt der pH-Wert im Oberboden stark. Zum Unterboden hin steigt der pH-Wert von 2,9 auf 4,5 an. Er liegt im sehr stark sauren bis stark sauren Reaktionsbereich, der die Pufferbereiche vom Al, Fe-Puffer über Al-Puffer zum Austauscher-Puffer umfaßt. In der Braunerde-Fahlerde (Profil 3) schwankt der pH-Wert kaum. Die Bodenreaktion ist stark bis mäßig sauer mit pH-Werten zwischen pH 4,7 und 5,1.

Prinzipiell geben die pH-Werte der Oberböden durch den Anstieg Podsol ⇒ podsolige Braunerde ⇒ Braunerde ⇒ Braunerde-Fahlerde die erwartete Sequenz ab.

Die Kationenaustauschkapazität liegt in den Oberböden von Braunerde (Profil 6) und Braunerde-Fahlerde (3) sehr niedrig, nur der humose Oberboden des Podsoles (2) erreicht hier nennenswerte Gehalte. Die Basensättigung des Podsoles weist beim erwartungsgemäß niedrigsten Oberbodenwert einen permanenten Anstieg zum Liegenden auf. Braunerde-Fahlerde (3) und Braunerde (6) besitzen hier wie Prötzel Minima im Bereich der Unterbodenhorizonte, jedoch jeweils unterhalb des Bv.

Die organische Substanz weist größere Differenzen zwischen den absoluten C- und N-Gehalten der Oberböden auf (Tab. 5). Im C/N-Verhältnis läßt sich aber beim Podsol keine typische Erhöhung gegenüber den Braunerden erkennen (vgl. Rehfuess 1990, Kuntze et al. 1994). Auch gegenüber dem Pleistozänstandort Prötzel läßt sich kein Unterschied erkennen. Alles das spricht für eine Abkopplung der aktuellen Bodendynamik von den stabileren verwitterungsbedingten Horizonteigenschaften.

4.8 Datierungen

Trotz der quartärgeologisch außergewöhnlichen Situation von Sternebeck ergaben sich bisher keine Datierungsmöglichkeiten zur Substrat- und Bodengenese. KOPP ET AL. (1969: 64/65) legten die Bildung eisenreicher Podsole in das Periglazial, was durch die äußere Form des Bsh-Horizontes sowohl von Sternebeck als auch anderer Standorte indirekt unterstützt wurde.

Durch Isotopendatierungen sollte ein direkter Zugang zum Bodenalter ermöglicht werden. Im Frühjahr 1996 entnommene Proben wurden im Isotopendatierungslabor der Universität Hamburg bearbeitet und ergaben folgende Alter (Becker-Heidmann 1996):

Tab. 6: ¹⁴C-Datierungen an Horizonten des Profilkomplexes Sternebeck

Profil	Horizont	¹⁴ C-Alter/BP	Labornr.
2 (Podsol)	Ae (10-50)	820 ± 45	HAM-3474
2 (Podsol)	Bsh (50-80)	1.490 ± 45	HAM-3475
2 (Podsol)	Bh (80-105)	1.515 ± 50	HAM-3476
6 (Braunerde)	Bv (35-50)	1.555 ± 50	HAM-3477

Interessant erscheint neben dem prinzipiell geringen Humusalter die Übereinstimmung der B-Horizonte von Braunerde und Podsol. Sie spricht für die Annahme von D. KOPP, daß Braunerden und eisenreiche Podsole Norddeutschlands gleichzeitig entstanden. Der morphologisch und bodenchemisch heterogene Illuvialbereich des Podsoles scheint ebenfalls gleichaltrig zu sein.

Die absoluten Alter müssen sicher mit großer Vorsicht verwendet werden, da schon in Steppenböden mit viel höheren Humusgehalten Kontaminationen durch jüngeres organisches Material auftreten (GEYH ET AL., 1971). Gleichzeitig wird der Horizontcharakter im Unterboden von Braunerden und Podsol durch Verwitterungsprozesse geprägt, so daß Humusdatierungen in Fragen des Horizontalalters zurückhaltend interpretiert werden sollten.

5 Ergebnisse

Bezüglich der mehrphasigen Oberflächenentwicklung auf der Tertiärscholle (KOPP & KOWALKOWSKI, 1972: 54, 1990: 57) deuten die eigenen Untersuchungen auf eine kompliziertere glaziale Anlage hin (Stauchungs- und Überfahrungsphase), welche möglicherweise zu den ersten intensiven Vermischungen von Tertiär- und Quartärsedimenten führten. Das würde mit allen Untersuchungen zur Quartärstratigraphie des Barnims ÜBEREINSTIMMEN (HANNENMANN, 1969, SCHLAAK, 1993, GÄRTNER, 1993, BUSSEMER, 1994), welche intensiv stauende saalezeitliche und überfahrende, toteisgeprägte weichselzeitliche Eisdynamik beschreiben. Vor der reliefprägenden Toteiszerfallsphase kam es sicher schon zur Deckserienentwicklung (mass movement- und deflation-pebble layer-Phase nach KOPP & KOWALKOWSKI). Deflation und Steinsohlenbildung sind nach den eigenen Untersuchungen lokal mit äolischer Sedimentation gekoppelt, auf welche die hohen Titangehalte unter der Geschiebedecksandbasis von Tertiärprofilen zurückzuführen sind. Gleichzeitig handelt es sich um die Phase intensivster Ferntransporte im Periglazial. Das entspricht gleichzeitig unseren Vorstellungen zur äolischen Komponente in Deckserien auf dem gesamten Barnim (vgl. auch BUSSEMER, 1994: 129).

Zwingend vorhanden ist im ebenen Schollenbereich jedoch nur der Geschiebedecksand als periglaziale Leitform, koinzident mit der Deltazone von KOPP & KOWALKOWSKI. Seine Basis ist eine Sediment- und keine Perstruktionsgrenze. Die in Sternebeck durchgeführten Detailuntersuchungen widerlegen genau wie Beobachtungen auf dem gesamten pleistozänen Barnim seine Ansprache als äolische Fazies oder äolisch beeinflusste Mischfazies. Phase IV nach KOPP & KOWALKOWSKI (1990) würde nach Auffassung des Verfassers somit kein Einsinken der Steine in situ beinhalten, sondern ein (Übersättigungs-)Fließen (vgl. BUSSEMER, 1994).

Den darunter anschließenden Lagen fehlt eine derartige Regelmäßigkeit sowohl aus geologischer als auch pedologischer Sicht. Cv-Horizonte sind nicht mehr an einzelne Deckserienglieder gebunden. Al-Horizonte lassen sich auch bodenchemisch deutlich vom Bv trennen, sie entsprechen den von KOPP & KOWALKOWSKI (1972, 1990) als F- bzw. Bv2-Horizont ausgehaltenen Einheiten. Sowohl sedimentologische als auch chemische Parameter des Profils sprechen für einen unabhängigen Braunhorizont nicht im Sinne eines sekundär verbraunten Al von ROESCHMANN (1994: 233).

Pedogene Neubildungen ließen sich in den tertiärbeeinflussten Verwitterungshorizonten (Ae, Bsh, Bv, Cv, Al) nicht nachweisen. Isotopendatierungen weisen auf ein gleiches Alter des intensiven Podsoles und der Braunerde hin. Differenziert werden sie offenbar vor allem durch die Dynamik amorpher Fraktionen von pedogenen Oxiden. Diese Resultate stimmen trotz unterschiedlicher Methodik gut mit den Vorstellungen von KOPP & KOWALKOWSKI (1972: 54) über die Frostverwitterung in Phase IV der Landschaftsentwicklung auf der Scholle überein.

6 Zusammenfassung

Die vorgestellten Untersuchungsergebnisse rechtfertigen die aufwendige Neubearbeitung der Sternebecker Tertiärscholle. Die untersuchten Profile lassen sich dadurch in das bisher bekannte Spektrum von Jungmoränenböden besser einordnen. Weiterhin werden jetzt die bodengenesischen Hypothesen von KOPP & KOWALKOWSKI (zuletzt 1990) durch einen methodisch breiteren Ansatz gestützt. Verfasser konnte die schon an typischen Jungmoränenprofilen erarbeiteten Merkmale von sandigen periglaziären Deckserien bestätigen. Der Geschiebedecksand wurde als markantes Sediment nicht mehr von kryogener Perstruktion erfaßt.

7 Danksagung

Herzlicher Dank gilt Barbara Garbe, Karin Müller und Barbara Seitz für Ihren Einsatz bei den Laborarbeiten. Herr Dr. Fayez Alaily und Herr Prof. Heinrich Kallenbach (beide TU Berlin) unterstützten das Vorhaben bei Profilbesichtigungen und im Labor sehr aktiv. Dr. Peter Becker-Heidmann (Univ. Hamburg) entwickelte Interesse für das Alter der Böden und führte die aufwendigen Isotopenmessungen durch. Herr Klaus Hartmann und Frau Renate Czepluch (Humboldt-Universität) unterstützten unermüdlich die Geländekampagnen. Herr Dr. H.U. Thieke (Kleinmachnow) analysierte die Schwerminerale von Profil Prötzel. Revierförster Gottfried Lehmann (Sternebeck) genehmigte unbürokratisch alle Grabungen in einer eigentumsrechtlich verworrenen Zeit. Herr Prof. Konrad Rögner (Univ. München) korrigierte den ersten Manuskriptentwurf. Die DFG unterstützte die Arbeiten im Rahmen des Schwerpunkts „Wandel der Geo-Biosphäre“ (Ma 1425/6, Bu1061/1). Allen Beteiligten sei nochmals herzlich gedankt.

Literaturverzeichnis

- ALAILY, F. (1984): Heterogene Ausgangsgesteine von Böden.- Landschaftsentwicklung und Umweltforschung 25: 1-198; Berlin.
- BARSCH, H., K. BILLWITZ & E. SCHOLZ (1984): Labormethoden in der physischen Geographie. 1-160; Gotha.
- BÄUMLER, R., ZECH, W., HEUBERGER, H. & K. WEBER-DIEFENBACH (1991): Investigations on the intensity of weathering of soils developed from glacial and fluvioglacial deposits and their relationship with the history of the landscape in the Mt. Everest region.- Geoderma 48: 223-243; Amsterdam.
- BÄUMLER, R., M. KEMP-OBERHETTINGER & W. ZECH (1996): Bodengeneticische Untersuchungen zur Moränenstratigraphie im Langtang-Tal (Zentralnepal) und im Solu/ Khumbu (Ostnepal).- Bayreuther Bodenk. Ber. 51: 1-91; Bayreuth.
- BECKER-HEIDMANN, P. (1996): Datierungsprotokolle aus dem Isotopendatierungslabor des Instituts für Bodenkunde, Univ. Hamburg vom 11.6. und 31.7. 1996.
- BOR, J. (1984): Untersuchungen zur Pedogenese und zum Chemismus von Sandböden in Rheinland-Pfalz.- Geologisches Jahrbuch Reihe F, Heft 18: 3-141; Hannover.

- BOULTON, G.S. (1968): Flow tills and related deposits on some vestspitsbergen glaciers.- *J. of Glaciology* 7: 391-412; Cambridge.
- BUSSEMER, S. (1994): Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglaziären Deckserien des Mittleren und Östlichen Barnim.- *Berliner Geogr. Arbeiten* 80: 1-145; Berlin.
- BUSSEMER, S. (1998): Bodengenetische Untersuchungen an Braunerde- und Lessiveprofilen auf Sandstandorten des brandenburgischen Jungmoränengebiets.- *Münchener Geographische Abh., Reihe A* 49: 27-93; München.
- BUSSEMER, S., P. GÄRTNER & N. SCHLAAK (1993): Neue Erkenntnisse zur Beziehung von Relief und geologischem Bau der südlichen baltischen Endmoräne nach Untersuchungen auf der Neuenhagener Oderinsel.- *Peterm. Geogr. Mitt.*, 137: Gotha.
- BUSSEMER, S., P. GÄRTNER, & N. SCHLAAK (1998): Stratigraphie, Stoffbestand und Reliefwirksamkeit der Flugsande im brandenburgischen Jungmoränenland.- *Petermanns Geographische Mitt.* 142: 115-125; Gotha.
- BUSSEMER, S., B. GARBE & K. MÜLLER (1997): Studien zur Bodengenese im Bereich der Tertiärscholle von Sternebeck.- *Arbeitsberichte aus dem Geographischen Institut der Humboldt-Universität zu Berlin* 12: 1-80; Berlin.
- BUSSEMER, S., W. PESCHKE, A. SCHMAKOV & K. STALINA (1999): Bemerkungen zu den Braunerden des Bergaltai (Russische Föderation). *Mitt. der Geogr. Ges. in München* 84, zum Druck angenommen.
- EBERLE, J. (1998): Bodendegradierung mehrschichtiger Waldböden: Ergebnisse einer Studie im Keuper-Lias Bergland Baden-Württembergs.- *Die Erde* 128: 103-120; Berlin.
- FAO-UNESCO (1978): Soil map of the world. Vol. VIII (North and Central Asia): 1-165; Paris.
- GÄRTNER, P. (1993): Beiträge zur Landschaftsgenese des Westlichen Barnim.- *Berliner Geogr. Arb.* 77: 1-89; Berlin.
- GARBE, B. (1995): Tonmineralogische und sedimentologische Untersuchungen an Braunerden im Raum Sternebeck. Unveröff. Diplomarbeit TU Berlin. 1-79; Berlin.
- GEYH, M.A., J.-H. BENZLER & G. ROESCHMANN (1971): Problems of dating pleistocene and holocene soils by radiometric methods.- *Paleopedology - Origin, Nature and Dating of Paleosoils*: 63-75; Jerusalem.
- HANNEMANN, M. (1969): Saale- und weichselzeitliche glazigene Dynamik und Alter der Lagerungsstörungen im Jungmoränengebiet Brandenburgs.- *Geologie*, 18: 168-187; Berlin.
- HARTWICH, R.-H., K.-D. JÄGER & D. KOPP, (1975): Bodenkundliche Untersuchungen zur Datierung des fossilen Tierbautensystems von Pisede bei Malchin.- *Wiss. Z. Humboldt-Univ. zu Berlin, Math.-Naturwiss. Reihe* 24/5: 623-639; Berlin.
- KOPP, D. (1965): Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung.- *Ber. geol. Ges. DDR* 10: 739-771; Berlin.
- KOPP, D. ET AL. (1969): Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung in der Deutschen Demokratischen Republik.- Potsdam (VEB Forstprojektorie Potsdam).
- KOPP, D. (1970A): Periglaziäre Umlagerungs- (Perstruktions-)zonen im nordmitteleuropäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung.- *Tag.-Ber. Dt. Akad. Landwirtsch.-Wiss. Berlin* 102: 55-81; Berlin.
- KOPP, D., JÄGER, K.-D. & SUCCOW, M. (1982): Naturräumliche Grundlagen der Landnutzung am Beispiel des Tieflandes der DDR: 1-339; Berlin.
- KOPP, D. & KOWALKOWSKI, A. (1972): Study on litho- and morphogenesis of mother rocks of soils in Sternebeck exposure.- *Folia Quaternaria* 4: 37-56; Krakow.
- KOPP, D. & KOWALKOWSKI, A. (1990): Cryogenic and pedogenic perstruction in tertiary and quaternary deposits, as exemplified in the outcrop of Sternebeck.- *Quaternary studies in Poland*, 9: 51-71.
- KOVALJOV, R.V. (1974): Bergaltai.- In: *Exkursionsführer der Bodenexkursion 4 (Westibirien)*. X. Internationaler Bodenkundlicher Kongreß Moskau: 11-40; Novosibirsk.
- KOWALKOWSKI, A. (1990): Evolution of holocene soils in Poland.- *Quaestiones Geographicae*, 11/12: 93-120; Poznan.
- KOZARSKI, S. (1978): Lithologie und Genese der Endmoränen im Gebiet der Skandinavischen Vereisung. In: *100 Jahre Glazialtheorie im Gebiet der Skandinavischen Vereisung*. Berlin.
- KRONBERG, B.I. & NESBITT, H.W. (1981): Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility.- *Journal of Soil Science* 32: 453-459.
- KUNDLER, P. (1965): Waldbodentypen der Deutschen Demokratischen Republik.- Radebeul.
- KUNTZE, H. ET AL. (1994): *Bodenkunde*. 1-424; Stuttgart.
- LIEBEROTH, I. (1982): *Bodenkunde*.- 1-432; Berlin.
- LIEDTKE, H. (1983): Periglacial slopewash and sedimentation in Northwestern Germany during the Würm (Weichsel-) Glaciation.- *Permafrost, 4th Intern. Conf. Fairbanks, Proceedings*: 715-718; Washington.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1982): Einführung zur Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland.- *Geol. Jb. F* 14: 5-13; Hannover.
- MÜLLER, K. (1997): Geochemische Untersuchungen an der Tertiärscholle von Sternebeck. Unveröff. Diplomarbeit an der Humboldt-Universität zu Berlin.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1994): Macbeth Division of Kollmorgen Instruments Corporation. New Windsor.
- RAMANN, E. (1905): *Bodenkunde*.- 1-431; Berlin.
- REHFUESS, K.E. (1990): *Waldböden*.- Hamburg - Berlin- 1-294.
- ROESCHMANN, G. (1994): Prozesse der Bodenbildung.- In: H. Kuntze et al.: *Bodenkunde*. 226-246; Stuttgart.
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal.- *Berl. Geogr. Arb.*, 76: 1-145; Berlin.
- SCHLICHTING, E., H.-P. BLUME & K. STAHR (1995): *Bodenkundliches Praktikum*. 1-295; Berlin - Wien.
- SEITZ, G. (1995): Sedimentologische und Tonmineralogische Analysen an der Tertiärscholle Sternebeck. Unveröff. Diplomarbeit TU Berlin.
- SEREBRJAPOV, A.K., A.N. TSCHKALIN & V.A. SCHALNEY (1972): Waldbraunerden am Osthang des Chatiparrückens. *Arbeiten des Teberdanationalparks* 8: 55-71; Stavropol (russ.).
- TGL 25234 (1980): Analyse des Geschiebestandes quartärer Grundmoränen.- *Fachbereichsstandard Staatssekr. f. Geol. DDR*: 1-6; Berlin.
- TUCKER, M. (1996): *Methoden der Sedimentologie*. 1-366; Stuttgart.
- VÖLKELE, J. (1995): Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seinen Randgebieten. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-bd.* 96: 1-301; Berlin-Stuttgart.
- WAHNSCHAFFE, F. (1895): *Geologische Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten*. Blatt 3349 (Prötzel).

Begrabene, reliktsche und umgelagerte Braunhorizonte im norddeutschen Jungmoränenland

Versuch einer Synthese und Einordnung in die allgemeine Pedostratigraphie Brandenburgs

S. Bussemer

In den alten Bundesländern wurde mit der Inventur der Paläoböden in der BRD (Anonymus 1982) eine noch heute gültige Zwischenbilanz gezogen. Besonders die Lößlandschaften weisen hier eine detaillierte und gesicherte Pedostratigraphie auf (zuletzt ZÖLLER, 1995, BLEICH, 1998). Das trifft sicherlich auch für Mitteleuropa zu (MANIA ET AL. 1995), jedoch keineswegs für das nordostdeutsche Jungmoränenland.

Hier konzentrierte sich die Diskussion nach archäologischen Befunden von Gramsch (erstmalig 1957) vor allem auf das Verhältnis von rezenter und subrezenter Bodenbildung in Braunerden und Lessives (JÄGER & KOPP, 1969). Durch pedostratigraphische Untersuchungen an Parabraunerden und Fahlerden konnte inzwischen intensive holozäne Lessivierung nachgewiesen werden (SCHMIDT 1991, HARTWICH, JÄGER & KOPP 1975, GOETZ 1970). Diese wurden durch detaillierte Untersuchungen an Schwarzerden in Sonderpositionen (FISCHER-ZUJKOV & SCHMIDT, 1996) und Kolluvien (BORK ET AL., 1998) ergänzt.

Problematisch bleibt weiterhin die Einschätzung reliktscher Bodeneigenschaften in heutigen Oberflächenböden der weiten sandigen Hochflächen, auf denen das spätglaziale Relief meist konserviert wurde. Ein von J. MARCINEK (HU Berlin) geleitetes Projekt im DFG-Schwerpunktprogramm „Entwicklung der Geo-Biosphäre in den letzten 15.000 Jahren“ ermöglichte den Einsatz moderner Untersuchungsmethoden an Schlüsselprofilen (BUSSEMER, MARCINEK & THIEKE, 1997). In Verbindung mit weiteren pedostratigraphischen Untersuchungen von SCHLAAK (1993), BUSSEMER, GÄRTNER & SCHLAAK (1993), BUSSEMER, GÄRTNER & SCHLAAK (1998) wurde dabei eine Abfolge von fünf Generationen braunerdeähnlicher Bildungen vorgeschlagen (BUSSEMER, 1998a). Diese konnte inzwischen aus bodenchemischer Sicht gestützt werden (BUSSEMER, 1999) und ist in Kurzform nachfolgend abgebildet (Tab. 1).

Ihre Relevanz für die Systematik und Kartierung von Jungmoränenböden erhält sie aus den genetischen Übereinstimmungen zwischen den Generationen 2, 3 und 4. Sie unterstützen den von KOPP (1965) erstmals formulierten polygenetischen Ansatz für (Oberflächen)braunerden weitgehend. Mit Generation 5, deren Braunerdeursprung noch erkennbar ist, wird ein (zeitlich und räumlich unscharfer) Übergang zu den Bodenentwicklungen des Mittel- und Jungholozäns in meist mächtigen Hangfußsedimenten geschaffen.

Neuere Untersuchungen zur Braunerdeentwicklung in unterschiedlichen nordischen Periglazialgebieten bestätigen unseren Ansatz prinzipiell (Eberle & Blümel 1996, Bussemer & Guggenberger 1999). Gleichzeitig konnten in weiteren (teilweise noch permafrostbeeinflussten) Jungmoränengebieten der Mittelbreiten eine regelhafte Bindung der Braunhorizonte an periglaziale Deckserien nachgewiesen werden (Bussemer 1998b, Bussemer et al. 1999).

Inzwischen wurde mit den „Gelisol“ als zwölfte Order der US-soil taxonomy (Soil Survey Staff 1998) erstmals ein umfassender systematischer Gliederungsversuch für permafrostbeeinflusste Böden vorgelegt. Weitere detaillierte Untersuchungen zum Anteil reliktscher Merkmale in mitteleuropäischen Jungmoränenprofilen erscheinen somit sinnvoll, um diesen später auch bodensystematisch erfassen zu können (vgl. Beitrag Sternebeck/Prötzel in diesem Band).

	Boden / Horizont / Sediment	Stratigraphie	Milieu	Bodendynamik	Typusprofile
....	„echte“ Kolluvien in Unterhangposition (SCHMIDT 1991, BORK ET AL., 1997)	Mittel- und Jungholozän	temperat		Dahmsdorf
5	Braunerde-Kolluvium	Holozän	temperat	laterale Verlagerung, Rohhumus, intensive Podsolierung	Dahmsdorf Schiffmühle
4	Braunerde (Geschiebedeckungsmerkmale) Bv ⇒ nichtäolisches Sediment Cv ⇒ Basis ohne Bindung an Perstruktions- bzw. Sedimentgrenzen	Spätglazial / Frühholozän	Intensiver saisonaler Bodenfrost	In Decksediment kryoklastische Verwitterung, Verlehmung, Basenauswaschung, beginnende Versauerung, Humusanreicherung, pedogene Oxide	
3	„Finowboden“ (fBv) ⇒ Sediment GDS-Merkmale	Weichselspätglazial	Permafrost-auflösung	Verlehmung, Humusanreich. Pedogene Oxide, Basenausw.	Schiffmühle, Finowfurt
2	braunerdeähnlicher Boden (f ICv+Bv) in situ bzw. Sediment ohne GDS-Merkmal	Weichselspätglazial	Permafrost-auflösung	Eisenoxide, Humusanreicherung, beginnende Verlehmung, Basenauswaschung	Golßen Burow Münchehofe
1	Verwitterungszone in situ (f ICv+Bx)	Weichselspätglazial	Permafrost	Frostmechanische Prozesse, Eisenoxidanreicherung, Basenauswaschung	Werneuchen

Tab. 1 Sedimentologische und pedologische Charakteristik verschiedener Generationen braunerdeähnlicher Böden Brandenburgs mit dem Versuch einer Milieukennzeichnung nach Neubearbeitung von Typuslokalitäten.

Literaturverzeichnis

- ANONYMUS (1982): Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland.- Geologisches Jahrbuch F 14: 1-363; Hannover.
- BLEICH, K. (1998): Zur Deutung und Bedeutung von Paläoböden im Löß.- Eiszeitalter und Gegenwart 48: 50-56; Hannover.
- BORK, H.R. ET AL. (1998): Dahmsdorf: Vervielfachung der Bodenerosion im 20. Jh.- In: Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa: 102-110; Gotha und Stuttgart.
- BUSSEMER (1996): Untersuchung der periglaziären Milieuentwicklung auf Hochflächen des älteren Jungmoränengebiets Norddeutschlands an periglaziär-äolischen und periglaziär-fluviatilen Sequenzen.- In: K. Billwitz (Hrsg.): Protokoll über das 1. Wiss. Koll. im SPP „Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15.000 Jahren“ in Eberswalde.
- BUSSEMER, S. (1998A): Bodengenetische Untersuchungen an Braunerde- und Lessiveprofilen auf Sandstandorten des brandenburgischen Jungmoränengebiets.- Münchener Geographische Abh., Reihe A, Bd. 49: 27-93; München.
- BUSSEMER, S. (1998B): Böden.- In: O. Baume & J. Marcinek (Hrsg.): Gletscher und Landschaften des Elbrusgebietes. (= Petermanns Geogr. Mitt. Erg.-heft 288): 33-36; Gotha.
- BUSSEMER, S. (1999): Zur Braunerde- und Deckserienentwicklung in wärmzeitlichen Moränenlandschaften.- Vortrag, gehalten am 18.02.1999 im Rahmen des Münchener Geographischen Kolloquiums der LMU.
- BUSSEMER, S., P. GÄRTNER & N. SCHLAAK (1993): Neue Erkenntnisse zur Beziehung von Relief und geologischem Bau der südlichen baltischen Endmoräne nach Untersuchungen auf der Neuenhagener Oderinsel. Petermanns Geogr. Mitt. 137: 227-239; Gotha.
- BUSSEMER, S., P. GÄRTNER & N. SCHLAAK (1998): Stratigraphie, Stoffbestand und Reliefwirksamkeit der Flugsande im brandenburgischen Jungmoränenland.- Petermanns Geographische Mitt. 142: 115-125; Gotha.
- BUSSEMER, S. & G. GUGGENBERGER (1999): Permafrostbeeinflusste Böden am Unteren Jenissej – wissenschaftlicher Bericht von einer bodengeographischen Expedition nach Nordsibirien.- Mitt. d. Geogr. Ges. München 84; München
- BUSSEMER, S., J. MARCINEK & H.U. THIEKE (1997): Untersuchung der periglaziären Milieuentwicklung auf Hochflächen des älteren Jungmoränengebiets Norddeutschlands an periglaziär-äolischen und periglaziär-fluviatilen Sequenzen.- unveröff. Abschlußbericht an die Deutsche Forschungsgemeinschaft. 99 S.
- BUSSEMER, S., W. PESCHKE, A. SCHMAKOV & K. STALINA (1999): Die Braunerden des Altai unter dem besonderen Aspekt zonaler Bodenbildungen. Mitt. der Geogr. Ges. in München 84; München.
- EBERLE, J. & W.-D. BLÜMEL (1996): Frostbodenformen und autochthone Bodenbildung. Heidelberger Geogr. Arb. 104: 110-119; Heidelberg.
- FISCHER-ZUJKOV, U. & R. SCHMIDT (1996): Entwicklung und Stellung der schwarzerdeähnlichen Böden des nordostdeutschen Jungmoränengebietes im Wandel der Geo-Biosphäre der letzten 15000 Jahre.- In: K. Billwitz (Hrsg.): Protokoll über das 1. Wiss. Koll. im SPP „Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15.000 Jahren“ in Eberswalde.
- GOETZ, D. (1970): Bänderparabraunerden aus jungpleistozänen Sanden im Raum Berlin.- Diss. Techn. Univ. Berlin.
- GRAMSCH, B. (1957): Neufunde von Feuersteingeräten bei Münchehofe, Kr. Strausberg.- Ausgrabungen und Funde 11: 158-162; Berlin.
- HARTWICH, R.-H., JÄGER, K.-D. & KOPP, D. (1975): Bodenkundliche Untersuchungen zur Datierung des fossilen Tierbautensystems von Pisede bei Malchin.- Wiss. Z. Humboldt-Univ. zu Berlin, Math.-Naturwiss. Reihe 24/5: 623-639; Berlin.
- JÄGER, K.-D. & D. KOPP (1969): Zur archäologischen Aussage von Profilaufschlüssen norddeutscher Sandböden.- Ausgrabungen und Funde 14: 111-120; Berlin.
- KOPP, D. (1965): Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung.- Ber. geol. Ges. DDR, 10: 739-771; Berlin.
- MANIA, D., M. ALTERMANN & D. RAU (1995): Paläoböden und Stratigraphie des Mittel- und Jungquartärs im Mitteldeutschen Trockengebiet. AK Paläopedologie der DBG. Jena.
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal.- Berl. Geogr. Arb., 76: 1-145; Berlin.
- SCHMIDT, R. (1991): Genese und anthropogene Entwicklung der Bodendecke am Beispiel einer typischen Bodencatena des Norddeutschen Tieflandes.- Petermanns Geogr. Mitt. 135: 29-36; Gotha.
- SOIL SURVEY STAFF (1998): Keys to soil taxonomy. Eighth Edition 325 S.
- ZÖLLER, L. (1995): Würm- und Rißlöß-Stratigraphie und Thermolumineszenzdatierung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten. Unveröff. Habil.-schrift Fak. Geowiss. Univ. Heidelberg.

Holozäne Bodenbildung und -erosion am Naturschutzgebiet Biesdorfer Kehlen bei Wriezen in Ostbrandenburg

G. Schmidchen, H.-R. Bork, M. Dotterweich und A. Erber

1 Die Forschungsziele

Seit August 1998 untersuchen die Verfasser an der stark gegliederten, unregelmäßigen Nahtstelle der Grundmoränenplatte des Barnim mit dem Oderbruch im östlichen Brandenburg die nach-eiszeitliche Landschaftsgeschichte, insbesondere die landnutzungsbeeinflusste Entwicklung der Böden, der Sedimente und des Reliefs. Zahlreiche, an der Nahtstelle eingerissene kurze, tiefe, heute nicht wasserführende Schluchten werden als überwiegend im Spätglazial entstanden angesehen (vgl. WAHNSCHAFFE 1908). Hinweise auf oftmals starke jungholozäne Überprägungen von Kerbensystemen an anderen Orten (s. BORK et al. 1998) gaben Anlaß zur Detailbearbeitung eines wenige Hektar umfassenden Gebietes nordwestlich der Oderbruchstadt Wriezen, dem Naturschutzgebiet Biesdorfer Kehlen und seiner näheren Umgebung. Im Vordergrund stand die Rekonstruktion und die Quantifizierung der landnutzungsabhängigen jungholozänen Feststoffdynamik.

2 Der Grabungsraum

Der östliche Rand der Grundmoränenplatte des Barnim ist vielerorts stark zerlappt: "Die zum größten Teile aus Diluvialablagerungen gebildete Hochfläche [...] besitzt, wie dies die dicht zusammengedrängten Höhenkurven schon erkennen lassen, und zwar namentlich in ihrem Randgebiete, eine sehr stark entwickelte Gliederung. Diese wird hervorgerufen durch eine große Zahl schluchtenartiger, jetzt meist wasserleerer und mit zahlreichen Nebenrinnen versehener Randtäler, die tief in die Hochfläche einschneiden und dort, wo sie dicht gedrängt vorkommen, diese in eine große Zahl von Rücken, scharfen Kämmen und Einzelkuppen zerlegen. [...] Diese schmalen, schluchtenartigen Täler vermitteln zum Teil noch heute den Wasserabzug der Hochfläche zur Niederung des Odertales und haben sich daher, wo sie die Hochfläche verlassen, noch Rinnen in die vorgelagerten Talsandterrassen eingegraben. Ihre Sohle ist meist mit Abschlämmmassen erfüllt, die durch Regengüsse und Schneeschmelzen fortwährend von den Steilhängen herabgeführt werden" (WAHNSCHAFFE 1908: 7f.). Die nach Wahnschaffes Auffassung im Spätglazial angelegten Schluchten werden nach seinen Beobachtungen noch heute episodisch überformt.

Den von uns untersuchten, in drei Grabungsräume differenzierten Landschaftsausschnitt (Abb. 1) charakterisiert WAHNSCHAFFE (1908: 8) treffend: "Ein ziemlich verwickeltes Rinnensystem mit mehreren Seen und austretenden Quellen bildet das bei der Malzmühle nordwestlich von Wriezen ausmündende Tal, das die Umgebung des Dorfes Biesdorf entwässert." Dieses kastenförmige tief eingeschnittene Talsystem ist die heute unter Naturschutz stehende Biesdorfer Kehl mit ihren vielen vorwiegend kurzen, steilen und V-förmigen Seitenschluchten, die BEHRENDT (zitiert in WAHNSCHAFFE 1908: 8) als "Talzwerge" bezeichnet.

Die Rekonstruktion der holozänen Entwicklung der Talzwerge, ihrer Einzugsgebiete und Schwenunfächer stand und steht im Vordergrund unserer Arbeiten. Die drei verschiedenartigen Grabungsräume liegen daher ober- und unterhalb der Talzwerge (Abb. 1; zum Grabungsbereich Nord vgl. nachstehenden Beitrag in diesem Band).

Oberhalb der Biesdorfer Kehlen liegt ein Hang, der auf dem Niveau der Barnimplatte im Westen in etwa 65 m ü. HN beginnt und in östlicher Richtung über einen beackerten konvexen und geraden Abschnitt nach einem langen, gestreckt konkaven Mittelhang auf einer Höhe von ca. 38 m ü. HN den Waldrand und die Kerbenwurzeln erreicht (Abb. 1). Auf dem konkaven Mittelhang, der an der heutigen Nutzungsgrenze

abrupt endet, liegt der Grabungsbereich Süd. Im östlich an den Acker anschließenden Wald befinden sich mehrere tiefe Talzwerge. Zwischen ihnen liegende schmale Grade belegen, daß der konvexe Unterhang im heutigen Schluchtenbereich eine ungestörte Fortsetzung besaß.

Der Grabungsbereich Süd umfaßt acht Nord-Süd- und West-Ost-orientierte Aufschlüsse mit einer Gesamtlänge von mehr als 200 m.

Am unteren Ende des zerschluchteten konvexen Unterhangs - dem östlichen Waldrand - gehen die Talzwerge in Schwemmfächer über (etwa 15 m ü. HN). Hier liegt der Grabungsbereich Ost mit einem etwa 15 m langen Aufschluß.

3 Die natürliche Entwicklung im Pleistozän und im Altholozän

Die Aufnahme der ausgedehnten Aufschlüsse, Laborauswertungen und Datierungen ermöglichte eine detaillierte Rekonstruktion der Geschehnisse in und um die Biesdorfer Kehlen insbesondere während der vergangenen Jahrhunderte.

Im Jungpleistozän (die präweichselzeitliche Entwicklung ist nicht dargestellt) werden in fünf heute noch identifizierbaren Phasen das Mesorelief geformt und die Ausgangssubstrate der holozänen Bodenbildung abgelagert. In weiten Teilen des Untersuchungsraums stehen

- Geschiebedecksande über
- einer z. T. gelisolifluidal verlagerten Grundmoräne über
- glazifluvialen Sanden an.

Im frühen Holozän überprägen Bodenbildungsprozesse diese zuvor unter glazialen und periglazialen Klimabedingungen gebildeten Substrate.

Phase 1: Im Weichselhochglazial akkumulieren mächtige fluvioglaziale, geschichtete Sande.

Phase 2: Das Eis des Frankfurter Stadiums bringt eine geschiebene, schwach lehmige, sandige, karbonatreiche Grundmoräne in das Untersuchungsgebiet.

Phase 3: Nach dem Abtauen des Eises des Frankfurter Stadiums wird die Grundmoräne unter Periglazialklima gelisolifluidal hangabwärts bewegt.

Phase 4: Die autochthonen Reste der Grundmoräne und die gelisolifluidal verlagerte Grundmoräne werden flächenhaft in einer Mächtigkeit von mehreren Dezimetern mit heute lokal steinreichen Sanden überdeckt. Die wahrscheinlich teilweise äolischen, teilweise fluvialen Akkumulationsprozesse vollzogen sich vermutlich in der Älteren Dryaszeit.

Phase 5: Kryoturbationsprozesse führen lokal zur diffusen Inkorporierung (d.h. zum Auffrieren) von Geschieben in die Sanddecke der Phase 4. Das Resultat der genannten Prozesse ist die periglaziäre Destruktionszone (Geschiebedecksand in Mächtigkeit von vorwiegend 3 bis 4 dm). Vereinzelt bewirken Kryoturbationsprozesse die Aufwärtsbewegung von Teilen der Grundmoräne.

Phase 6: Im Altholozän bildet sich ein heute nicht mehr in situ vorhandener Boden unter natürlicher Waldvegetation.

4 Die Biesdorfer Kehlen unter dem Einfluß der Menschen: Mittel- und Jungholozän

Phase 7: Spätestens vor ungefähr 4500 Jahren wird der natürliche Wald gerodet (ältestes kalibriertes ¹⁴C-Datum des untersuchten Landschaftsausschnittes: two σ cal BC 2857-2495 [KIA6019], d. h. wahrscheinlich um 2857 bis 2495 Jahre v. Chr.). Der urgeschichtliche Ackerbau beginnt.

Phase 8: Am gestreckt konkaven Mittelhang im heutigen Ackerland oberhalb des heute zerschluchteten Steilhangs wird eine isolierte Grube ausgehoben und eine Bestattung vorgenommen. Die untere schwarzgrauhumose Grubenfüllung enthält holzkohlereiches Material und stark verwitterte, kleine, schwarze, mit Quarz gemagerte Keramikbruchstücke. Die Alter der ¹⁴C-datierten Holzkohlen (kalibrierte ¹⁴C-Alter: two

σ cal BC 1067-840 [KIA6420] und two σ cal BC 1185-900 [KIA7124]) weisen auf ein spätbronzezeitliches Alter der Anlage. Über den Relikten der Bestattung liegt eine ursprünglich homogene grauhumose, aufgrund späterer Bodenbildungsprozesse heute fleckige obere Grubenfüllung mit Holzkohle und einigen Keramikfragmenten.

Phase 9: Im Verlauf der Urgeschichte (nach ^{14}C -Datierungen in der Bronze- oder Eisenzeit) reißt am nordöstlichen Rand des heutigen Ackers durch rückschreitende linienhafte Erosion erstmals eine V-förmige Schlucht mehrere m tief ein (Kerbe der 1. Generation, Abb. 2). Die Grundmoräne war zum Zeitpunkt des Kerbenreißen noch nicht durch infiltrierten Ton stark verdichtet. Der konzentrierte Abfluß vermochte daher auch die sandige Grundmoräne abzutragen. In sechs Aufschlußwänden wurden Reste der urgeschichtlichen Schlucht gefunden. Etwa 25 m oberhalb des heutigen östlichen Ackerrandes beginnt die Schlucht (Abb. 2). Am heutigen Ackerrand liegt die tiefste Stelle der urgeschichtlichen Kerbe 2 m unter der Geländeoberfläche zur Zeit des Kerbenreißen und 2,7 m unter der rezenten Geländeoberfläche.

Phase 10: Sehr bald nach dem Kerbenreißen beginnt die allmähliche, schließlich vermutlich vollständige Verfüllung der V-förmigen Schlucht. An der Kerbenbasis finden sich keine Hinweise auf eine intensive Humifizierung, so daß nicht von einer vollständigen Nutzungsaufgabe und Wiederbewaldung der Kerbe und ihres Einzugsgebietes auszugehen ist. Die Kerbe muß in einer Weise genutzt worden sein, die bei Abfluß auf der Bodenoberfläche ein Auskämmen von Schwebstoffen hervorruft. Die in jener Zeit übliche Ackervegetation vermag nur in unbedeutendem Umfang Sedimente auszukämmen, sie scheidet daher für den Kerbenbereich aus. Die Schwebstoffe bewegen sich mit dem episodisch, während stärkerer Niederschläge auftretenden konzentrierten Abfluß auf der Bodenoberfläche durch die Kerbe. Millimeter für Millimeter wächst das ausgekämmte Sediment im Kerbentiefsten auf. Lediglich unter Dauergrünland wird die Geländeoberfläche vor weiterer Zerschichtung geschützt, ein Auskämmen wird möglich. Hinweise auf eine anthropogene Verfüllung der Schlucht liegen nicht vor. In der Kerbenfüllung fand sich viel urgeschichtliche Holzkohle.

Das ausgekämmte sandige Substrat ist schwach humos, was auf einen umgelagerten Pflughorizont deutet.

Phase 11: Auf dem konkaven, heute beackerten konkaven Mittelhang lagern sich nach der vollständigen Auffüllung der Kerbe noch in der Urgeschichte flächenhaft mehrere dm mächtige, sandige Kolluvien ab. Sie sind schwach humos und aufgrund späterer Bodenbildungsprozesse heute stark fleckig. Mit dem Ende der Sedimentation endet die urgeschichtliche Phase des Ackerbaus.

Phase 12: Das Untersuchungsgebiet bewaldet sich wieder. Eine Phase intensiver Bodenbildung unter Wald setzt ein. Flächendeckend entsteht eine Parabraunerde am konkaven Mittelhang mit der Horizontfolge

- Ah: wenige cm mächtiger Humushorizont
- Al: einige dm mächtiger Tonverarmungshorizont mit wenigen dünnen Toninfiltrationsbändern
- Bt: mehrere dm bis über 2 m mächtiger Tonanreicherungshorizont, in Grundmoräne kompakt, in Sanden in Form von zahlreichen dicken Toninfiltrationsbändern entwickelt
- Cc: sekundäre Kalkanreicherung im Ausgangssubstrat Geschiebemergel (hier bevorzugt auf Kluftoberflächen) oder Sand
- Cv: unverändertes Ausgangssubstrat (Geschiebemergel oder Sande)

Mächtige Toninfiltrationsbänder durchlaufen seit dem Ende dieser Bodenbildungsphase sowohl die weichselzeitlichen Sedimente als auch die urgeschichtliche Kerbenfüllung und das Grab etwa in gleicher Stärke (Abb. 3). Ein maximales Alter der intensiven Toninfiltration von etwa 3000 Jahren ist damit für alle hier anstehenden Substrate nachgewiesen.

Die Oberfläche bleibt über Jahrhunderte unter der schützenden Waldvegetation stabil. An dieser Oberfläche gefundene und vom Leibniz-Labor der Universität Kiel datierte Holzkohlen (two σ cal AD 654-776 [KIA7123], two σ cal AD 879-1018 [KIA6419], two σ cal AD 1039-1219 [KIA7121]) belegen zwar die zumindest kurzzeitige Anwesenheit von Menschen. Wir können jedoch nachweisen, daß keine Bodenverlagerungen mit diesen menschlichen Aktivitäten verbunden sind; die Bodenbildung setzte sich ungestört fort. Flächendeckende Rodungen hätten Bodenerosion und -akkumulation ausgelöst. Datierungen der Holzkohlen belegen eine Fortdauer der Oberflächenstabilität bis in die spätslawische Zeit (hohes Mittel-

alter, Datierung KIA7121, s. o.). Verlagerte Holzkohlen aus jener langen Phase der Bodenbildung unter Waldvegetation fanden wir in Sedimenten aus dem 17./19. Jh. (two σ cal BC 339-2 [KIA7122], two σ cal AD 543-661 [KIA6022], two σ cal AD 1072-1257 [KIA6021]).

Phase 13: Der Untersuchungsraum wird gerodet. Eine exakte Identifizierung des Rodungszeitpunktes ist nicht möglich. Indizien weisen auf beginnenden Ackerbau noch in spätslawischer Zeit: Der Humushorizont der zumindest von der Eisenzeit bis zum Frühmittelalter gebildeten Para-braunerde wird nicht gewendet, sondern vielmehr von einem Hakenpflug geritzt.

Phase 14: Auf dem gestreckt konkaven Mittelhang des Grabungsbereichs Süd lagert sich nach den spätslawischen Rodungen bis in die frühe Neuzeit unter Ackerland ein wenige dm mächtiges helles, sandiges Kolluvium flächenhaft ab.

Phase 15: Die urgeschichtliche Kerbe wird offenbar nur so weit verfüllt, daß eine flache Delle als potentielle Abflußbahn bis in die Neuzeit hinein erhalten bleibt. In der zweiten Phase linienhafter Erosion reißt in dieser schon in der Urgeschichte geformten Delle bis auf die nunmehr durch Toninfiltration verdichtete und damit abtragsresistentere Grundmoräne eine Schlucht ein. Die Kerbe schneidet sich zunächst V-förmig in die urgeschichtliche Kerbenfüllung ein. Dann erfährt der Abtrag auch lateral benachbarte urgeschichtliche und weichselzeitliche Sedimente. Das Resultat ist ein Sohlenkerbtal mit einem flachen, bis zu 1,5 m breiten Boden (Kerbe der 2. Generation, Abb. 2).

Holzkohlen, die wir an der Basis der Füllung des Sohlenkerbtals, 209 cm unter der heutigen Geländeoberfläche, fanden, wurden datiert. Danach vollzieht sich das Schluchtenreißen wahrscheinlich in der 2. Hälfte des 17. oder im 18. Jh. (two σ cal AD 1638-1798, 1943-1954 [KIA6020]).

Phase 16: An der steilen südlichen Flanke des Sohlenkerbtals rutscht humoser Oberboden in das Sohlenkerbtal.

Phase 17: Das Sohlenkerbtal wird mit hellen Sanden (umgelagerter Tonverarmungshorizont und Geschiebedecksand) weitgehend verfüllt. Eine flache Hohlform bleibt zurück.

Phase 18: Bald nach der 2. Zerschneidungsphase führt die 3. Phase linienhafter Erosion zur Eintiefung einer dellenförmigen Kerbe in der Füllung der 2. Kerbengeneration (Abb. 4). Im östlichen, heute bewaldeten Abschnitt ist die dort mehr als 15 m tiefe Kerbe bis heute weitgehend unverfüllt erhalten geblieben.

Phase 19: Das Einzugsgebiet der Kerbe wird danach etliche Jahre nicht mehr ackerbaulich genutzt. Unter Grünland entwickelte sich ein wenige cm mächtiger Humushorizont, der im Kerbentiefsten noch heute nachweisbar ist (in den Gruben 1 und 6).

Phase 20: In der dellenförmigen Kerbe werden mehrere Feuerstellen angelegt (die Datierung der Holzkohlen ergibt ein Alter von two σ cal AD 1674-1954 [KIA6021]). Nach oder mit dem Löschen des Feuers wird die Bodenoberfläche kleinräumig verändert, möglicherweise durch das Austreten des Feuers.

Phase 21: Das Grünland wird im Einzugsgebiet der Kerbe, nicht jedoch in der Kerbe selbst umgebrochen, der Ackerbau wieder aufgenommen und so wieder Bodenerosion im Einzugsgebiet und Akkumulation in der bewachsenen Kerbe ermöglicht. In der dellenförmigen Kerbe der 3. Generation werden auf dem heutigen Acker übereinander drei verschiedene Substrate ausgefüllt:

- zunächst humoses Kolluvium aus umgelagertem Humus- und Pflughorizont in einer Mächtigkeit von 20 bis 25 cm in Grube 6 (Phase 21a), dann
- helles Kolluvium aus umgelagertem hellem Tonverarmungshorizont, das in Grube 6 etwa 5 bis 12 cm mächtig ist, (Phase 21b) und schließlich
- braunes Kolluvium aus umgelagertem Tonverarmungshorizont in einer Schichtdicke von bis zu 130 cm in Grube 1 und bis zu 60 cm in der westlich anschließenden Grube 6 (Phase 21c).

Auf dem Schwenmfächer am östlichen Kerbenende sedimentieren wahrscheinlich parallel mehr als drei Meter mächtige Sand- und Schotterkörper. Insgesamt werden sechs Akkumulationskörper nachgewiesen. Auf dem gestreckt konkaven Mittelhang beiderseits der Kerbe lagern sich flächenhaft geringmächtige Kolluvien ab.

Phase 22: Eine erneute Extensivierung der Nutzung ermöglicht wahrscheinlich im 19. und frühen 20. Jh. schwache Bodenbildung mit geringer Auswaschung von Ton und einem merklichen Abbau von organi-

scher Substanz. Die Humusauflösung resultiert in hellen Flecken; die Tonakkumulation ist in schmalen Bändern in den Substraten der Phasen 21 und (wahrscheinlich) auch 11, 4 und 2 vorzufinden.

Phase 23: Die Wiederaufnahme des Ackerbaus ermöglicht die Abtragung des Pflughorizontes am konvexen Oberhang und die Ablagerung eines kräftig humos-braunen Kolluviums auf dem konkaven Mittelhang. In der Mitte von Grube 4 ist dieses Kolluvium bis zu 25 cm mächtig. Es enthält zahlreiche junge Ziegelfragmente und ist sehr wahrscheinlich in die 2. Hälfte des 20. Jh. zu stellen.

Phase 24: Heller, vermutlich oberhalb in einzelnen Fahrspuren limenhaft abgetragener Sand wird in mehreren kleinen Schwemmfächern am konkaven Unterhang abgelagert. Das stets in etwa gleicher Tiefe auftretende helle Sandband ist bis zu 12 cm mächtig. Unter Berücksichtigung einer mittleren Pflugtiefe von 25 cm ergibt sich zwischen zwei Pflugmaßnahmen eine Sedimentakkumulation von bis zu 37 cm. Unter der realistischen Annahme einer normalen Ackerbewirtschaftung ist ein Zeitraum von einem Jahr zwischen den Pflugmaßnahmen wahrscheinlich. Demnach vollzog sich - möglicherweise durch einen Starkregen in der 2. Hälfte des 20. Jh. - starke Fahrspurerosion.

Phase 25: Das jüngste, kräftig humos-braune Kolluvium wird flächenhaft auf dem konkaven Mittelhang in einer Mächtigkeit von bis zu 45 cm abgelagert. Im Sediment der Phase 25 ist der rezente Pflughorizont entwickelt.

Möglicherweise in den Phasen 23 bis 25 sedimentieren im Haupttal am östlichen Kerbenende im Schwemmfächer des Grabungsbereiches Ost in einer schmalen Rinne Sande. Die in diesen enthaltenen kräftig braun-humosen Blöcke ähneln stark den Ablagerungen der Phasen 23 und 25 des Grabungsbereiches Süd.

5 Dank

Wir danken sehr herzlich

- für die Ermöglichung und Unterstützung der Grabung
 - der Unteren Naturschutzbehörde des Kreises Märkisch Oderland, Seelow
 - der Oberen Naturschutzbehörde des Landes Brandenburg, Potsdam
 - Herrn N. Bartsch, Lüdersdorf, und Herrn E. Müller, Biesdorf
 - Herrn Dr. F. Schopper, Museum für Ur- und Frühgeschichte des Landes Brandenburg, Frankfurt (Oder)
 - der Stadt Wriezen
- für fachliche Anregungen insbesondere
 - Herrn Dr. F. Brose, Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe des Landes Brandenburg
 - Herrn Dr. C. Dalchow, ZALF
 - Herrn Prof. Dr. R. Schmidt, Fachhochschule Eberswalde
 - Herrn Dr. F. Schopper, Museum für Ur- und Frühgeschichte des Landes Brandenburg, Frankfurt (Oder)
- für die Mitwirkung bei den Aufschlußaufnahmen und Reliefvermessungen Herrn K. Geldmacher, Frau M. Zapel und zahlreichen Studierenden der Geoökologie der Universität Potsdam
- für die Anlage der Aufschlüsse
 - Herrn Dr. H. Socher, Herrn K. Arnold und Herrn H.-J. Föllmer, ZALF (Organisation)
 - Herrn H.-J. Bär und Herrn D. Hemmerling, beide ZALF (sachgerechtes Öffnen und Verschließen der ausgedehnten Aufschlüsse)
- für geophysikalische Untersuchungen
 - Frau Dr. E. Lück und Herrn Dr. M. Eisenreich, Institut für Geowissenschaften der Universität Potsdam
- für die Daticrung von Holzkohlen
 - Herrn Prof. Dr. P. M. Grootes, Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung, Kiel

- für die Anfertigung der Reinzeichnungen Frau H. Wels, ZALF

6 Literatur

- BORK, H.-R., H. BORK, C. DALCHOW, B. FAUST, H.-P. PIORR, T. & SCHATZ (1998):** Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. 328 S., Gotha.
- WAHNSCHAFFE, F. (1908):** Blatt Freienwalde a. O. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 81. Berlin (Königl. Geolog. Landesanstalt).

Abb. 1: Das Untersuchungsgebiet Biesdorfer Kehlen bei Wriezen in Ostbrandenburg.

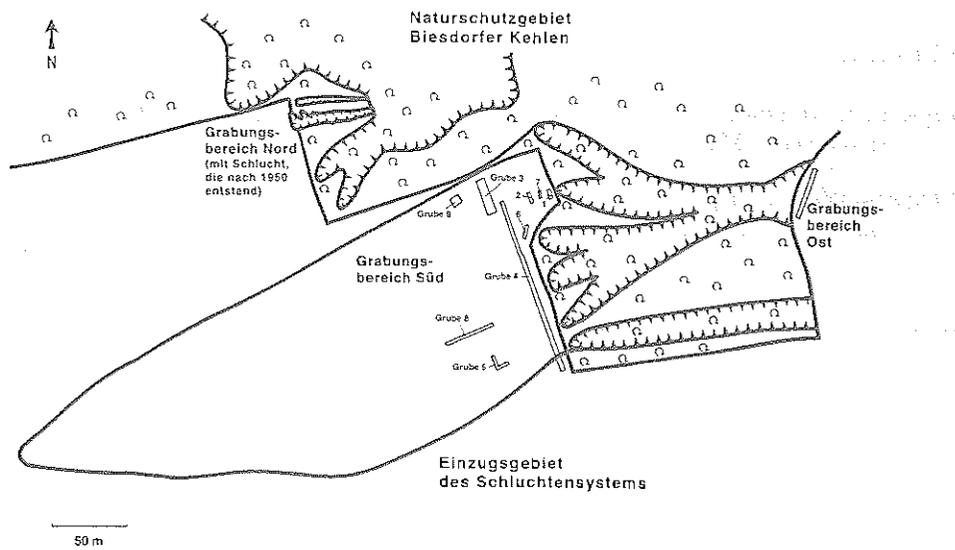


Abb. 2: Schnitt entlang der Tiefenlinie des Kerbensystems im Grabungsbereich Süd

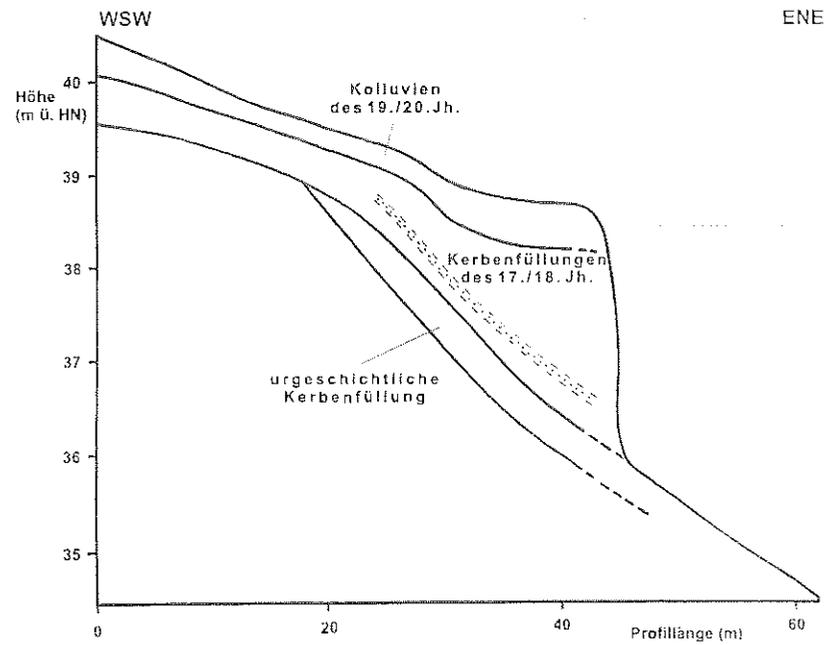


Abb. 3: Toninfiltrationsbänder in der urgeschichtlichen Kerbenfüllung der Grube 2 des Grabungsbereiches Süd (Biesdorfer Kehlen)

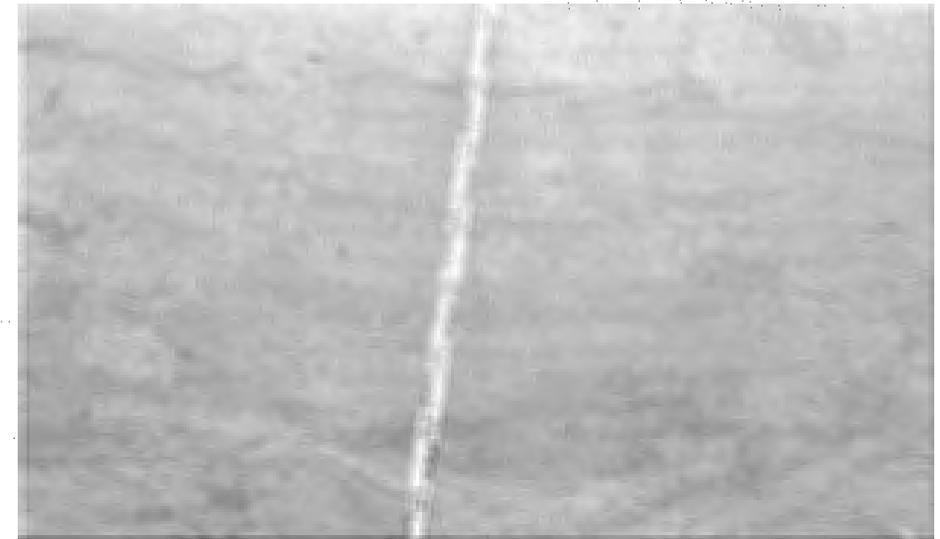


Abb. 4: Kerbenfüllungen des 17./18. Jh. in Grube 7 des Grabungsbereiches Süd (Biesdorfer Kehlen)



Zerschklutung und Bodenbildung seit 1949 in den Biesdorfer Kehlen bei Wriezen in Ostbrandenburg

H.-R. Bork, G. Schmidchen, M. Dotterweich, A. Erber, Yong Li und M. Frielinghaus

1 Erste Hinweise auf junge Zerschklutung: die begrabenen Bäume

Im Frühjahr 1998 fanden C. Dalchow und H.-R. Bork im Naturschutzgebiet Biesdorfer Kehlen bei Wriezen in Ostbrandenburg in einem Robinienbestand eine bis zu 5 m tiefe und über 50 m lange Schlucht mit frischen Wänden.

In der Schlucht standen - im Gegensatz zu ihrer Umgebung - nur wenige Jahre alte Bäume. Die obersten Verästelungen der Schlucht hatten einen Acker erreicht, der bereits seit 1991 Jahren stillgelegt ist. S. Bork bemerkte, daß die Stämme der Robinien unterhalb der Schlucht teilweise verschüttet waren - die Wurzelansätze waren nicht zu erkennen, die geraden Stämme verschwanden im Boden. Dieser Befund zeigte sich auf dem gesamten, etwa 58 m langen und 40 m breiten Schwemmfächer der Schlucht. Der Verdacht lag nahe, daß die Schlucht nicht älter als der Baumbestand ist. M. Dotterweich ermittelte ein maximales Alter der Robinien in der Umgebung der Schlucht und auf dem Schwemmfächer von 49 Jahren.

2 Die Befunde im Schwemmfächer der jungen Schlucht

Die ältesten Bäume des Bestandes stammen demnach aus dem Jahr 1949. H.-R. Bork, G. Schmidchen, A. Erber und M. Dotterweich untersuchten zusammen mit zahlreichen Studierenden des Faches Geoökologie der Universität Potsdam den Schwemmfächer. Mehr als 30 schmale Gruben wurden geöffnet. Wenige Meter unterhalb der Schlucht, in der oberen Schwemmfächerwurzel, begannen die Wurzelsteller vorwiegend erst in Tiefen von mehr als einem Meter unter der Geländeoberfläche des August 1998.

Welche Hinweise geben die Ablagerungen im jungen Schwemmfächer und die verschütteten Robinien zum zeitlichen Verlauf der Bodenverlagerungen?

An der Basis des jungen Schwemmfächers liegt flächendeckend der Humushorizont aus der Pflanzzeit der Robinien nach dem Jahr 1949. Seit 1991 ist der Acker oberhalb von Schwemmfächer und Schluchten-system, der den Abfluß lieferte und damit die linienhafte Erosion ermöglichte, stillgelegt. Die Vegetation der Stilllegungsfläche verhinderte die Abflußbildung. Die heutige Oberfläche des Schwemmfächers nimmt der sich seit der Stilllegung des Ackers ungestört, d. h. ohne Sedimentüberdeckung entwickelnde Humushorizont ein.

Damit bleiben maximal 41 Jahre, in denen die Schwemmfächersedimente abgelagert worden sein können. Unerwartet aussagekräftig sind die im jungen Schwemmfächer zwischen dem um 1949 gebildeten Humushorizont an der Basis und dem Humushorizont an der heutigen Geländeoberfläche aufgeschlossenen Sedimente und Böden.

Tab. 1 und Abb. 1 geben die für den gesamten Schwemmfächer typische Abfolge in der ersten von 33 auf dem Schwemmfächer untersuchten Bodengruben wieder. Yong Li, Institute of Mountain Hazards and Environment der Chinesischen Akademie der Wissenschaften in Chengdu, China, analysierte hier gemeinsam mit M. Frielinghaus, ZALF, sowie U.-K. Schkade und Mitarbeiterinnen, Bundesamt für Strahlenschutz in Berlin, die Verteilung von Radionukliden im oberen Meter des Profils (SCHKADE et al. 1999). Sie weisen für eine Tiefe von 42 bis 44 cm unter der heutigen Geländeoberfläche die mit Abstand höchsten Cäsium-137-Konzentrationen des gesamten Profils nach. Das ¹³⁷Cs stammt ganz überwiegend aus einem wenige cm mächtigen Humushorizont. Zwei Zeiten und Typen von Ereignissen kommen für die Ablagerung dieses Radionuklids in dieser Tiefe in Frage: die oberirdischen Kernwaffenversuche von der Mitte der

Fünfziger bis in die frühen Sechziger Jahre und die Tschernobylkatastrophe im April des Jahres 1986. Die erstgenannte Quelle läßt sich aus folgenden Gründen ausschließen: Die Oberfläche aus der Robinienpflanzzeit weist eine deutliche Erhöhung der ¹³⁷Cs-Konzentrationen auf, so daß sie zumindest bis zur Mitte der Fünfziger Jahre nicht überschüttet wurde. Zudem hatten die Robinien am Beginn der ersten Verschüttung bereits einen Durchmesser von annähernd 40 cm erreicht (Abb. 1). Innerhalb von nur eineinhalb Jahrzehnten, also bis zum Ende der oberirdischen Kernwaffenversuche, hätten die Bäume keinsfalls bis zu diesem Durchmesser wachsen können. Die Verschüttung der Robinien des Schwemmfächers wird nicht vor den Siebziger Jahren begonnen haben. Das ¹³⁷Cs-Maximum des Profils I in 42 bis 44 cm Tiefe ist demnach mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit der Tschernobylkatastrophe zuzuordnen.

Zwischen dem rezenten Humushorizont und demjenigen der Vierziger bis Siebziger Jahre liegen der Humushorizont, der sich um das Tschernobylunfalljahr 1986 in 41 bis 45 cm Tiefe bildete, sowie ein jüngerer, lediglich zwei cm mächtiger Humushorizont in 13 bis 15 cm Tiefe (Tab. 1, Abb. 1). Die Humushorizonte repräsentieren kurze Zeiten der geomorphodynamischen Stabilität, also Phasen ohne eine Veränderung der Höhenlage der Geländeoberfläche aufgrund ausbleibender Bodenerosion im Einzugsgebiet und in der Kerbe sowie dementsprechend fehlender Akkumulation auf dem Schwemmfächer. Fehlende Anreicherungen von Humus in den übrigen Tiefen zeigen hingegen an, daß dort kontinuierlich oder mit nur kurzzeitigen Unterbrechungen sedimentiert wurde.

Eine detaillierte Analyse der abgelagerten Sedimente weist vier Sedimentkörper mit einem Gesamtvolumen von 1250 m³ nach, die während vier stärkerer Niederschläge abgelagert wurden. Die erwähnten Zeitmarken weisen darauf, daß die ersten beiden Starkniederschläge in den Zeitraum Siebziger Jahre bis vor den März des Jahres 1986 und die übrigen beiden in den Zeitraum nach dem März 1986 und vor Herbst 1991 datieren.

3 Die Ursachen und der Verlauf der Zerschklutung

Wodurch wurde die Bündelung des Abflusses am Fuß des Ackers begünstigt? Der Aufbau des Schwemmfächers erlaubt in Verbindung mit geomorphologischen Befunden an den Kerbenwurzeln eine Beantwortung dieser Schlüsselfrage und eine weitreichende Rekonstruktion des Kerbenreißen und seiner Ursachen.

Zunächst wurde um 1949 eine tiefe geschwungene Furche und ein parallel hangabwärts anschließender Damm am seinerzeitigen östlichen Ackerrand (Waldrandlinie in Abb. 1) oberhalb des Steilabfalls in den breiten südlichen Seitenarm der Biesdorfer Kehle angelegt. Heute befindet sich dieser ehemalige, jedoch nach wie vor gut erkennbare Ackerrand ungefähr 10 m innerhalb des Robinienwaldes.

Die Anlage von Randfurche und Damm erfolgte sehr wahrscheinlich, ohne daß die möglichen unerwünschten Folgen rechtzeitig erkannt worden waren. Der episodisch, während stärkerer Niederschläge entstandene Abfluß auf der Bodenoberfläche des Ackers floß nicht mehr über viele schmale Fließwege hangabwärts. Er sammelte sich nunmehr in der Randfurche. Im Verlauf eines Abflußereignisses wurde das Speichervermögen der Randfurche zunächst an einer nördlichen und bald darauf an einer zweiten, wenige m südlich liegenden Stelle überschritten. Das Wasser lief über den Damm hangabwärts. Der Damm wurde vermutlich an beiden Standorten nacheinander innerhalb weniger Sekunden zerstört. Mit großer Geschwindigkeit flossen die plötzlich frei gesetzten Wassermassen zunächst in einem nördlichen und nach dem zweiten Überlaufen in einem größeren südlichen Strom den steilen, mit Robinien bestandenen Unterhang hinab. Ausgehend vom Hangfuß rissen die Wassermassen rückschreitend zunächst eine kleine und schmale nördliche Kerbe (Schlucht 2 in Abb. 2) und dann, nach dem Überlaufen an der zweiten Stelle, eine weitaus größere südliche Schlucht ein. Die südliche der beiden Schluchten erreichte schon während dieses Ereignisses den Ackerrand. Sie riß ein Stück in nördlicher Richtung entlang der Ackerrandfurche ein und nahm so schon im Verlauf des Abflußereignisses der nördlichen kleinen Schlucht nahezu vollständig das Wassereinzugsgebiet. Die südliche Kerbe (Schlucht 1 in Abb. 2) zog damit fast den gesamten Abfluß des Einzugsgebietes auf sich.

Wurzeln hingen und hängen noch heute frei über den beiden neuen Schluchten und deuten die Oberfläche an, die dort vor dem Starkregen lag. Das in beiden Schluchten und auch oberhalb auf dem Acker abgetragene Material bildete die erste Schicht des Schwemmfächers.

Der östlichste Teil des Ackers mußte sofort aufgegeben werden; eine neue, etwas kleinere Randfurche wurde etwa 12 m westlich der nunmehr zerrissenen ersten Randfurche angelegt. Der tiefste Punkt des zugehörigen, neuen Damms lag wenige Meter südlich der beiden Überläufe des ersten Ereignisses. Der nächste heftige Starkniederschlag brachte jedoch mehr Abfluß, als die neue Furche speichern konnte. Das Wasser lief über den neuen Damm, zerstörte ihn und floß in die kurz zuvor entstandene Schlucht. Ausgehend von dieser riß rückschreitend eine neue Kerbenwurzel ein, erreichte die neue Furche und lief einige Meter in dieser aufwärts. Das zweite Schwemmfächersediment wurde akkumuliert.

Der nächste, jetzt zerschlungelte Teil des Ackers mußte aufgegeben werden. Die dritte Randfurche mit Damm seit 1949 wurde einige Meter westlich der zweiten Furche aufgepflügt.

Die Starkniederschläge der Folgejahre erreichten nicht das Ausmaß und die Wirkung derjenigen, die das erste und zweite Schluchtenreißen ausgelöst hatten. Die Abflüsse infiltrierten vollständig am ackerbaulich genutzten Hang und in der Randfurche. Auf dem Schwemmfächer bildete sich unter der dort stabilen Geländeoberfläche ein Humushorizont. Da dieser, wie erwähnt, die hohen Cäsium-137-Konzentrationen sehr wahrscheinlich des Tschernobylunfalljahres 1986 aufweist, ist von einer Formungsruhe in der Mitte der Achtziger Jahre auszugehen.

Am 18. Juli 1987 wurde mit 89 mm an der nur 4 km westsüdwestlich der Schlucht gelegenen Niederschlagsmeßstation Haselberg der höchste Tagesniederschlag des Zeitraums 1969 bis 1989 gemessen. Wahrscheinlich überflutete der Abfluß dieses extremen Starkniederschlages den Damm der dritten Randfurche und ließ in ihr rückschreitend eine neue Kerbenwurzel und das dritte Schwemmfächersediment, einen sandigen Schotterkörper, entstehen. Der Landwirtschaftsbetrieb war gezwungen, einen Teil des Ackers aufzugeben und die Furche erneut in westliche Richtung zu verlagern.

Ein nur 2 cm mächtiger schwacher Humushorizont bildet sich in einigen Jahren ohne Sedimenteintrag auf dem Schwemmfächer.

Auch die vierte Furche vermag bei einem Starkniederschlag das anfallende Abflußwasser nicht zu speichern, die vierte Kerbenwurzel reißt ein und das vierte Schwemmfächersediment lagert sich auf dem Schwemmfächer ab (Abb. 2).

Im Jahr 1991 wird der Acker stillgelegt und somit die Bildung von Abfluß auf der Bodenoberfläche verhindert. An der Oberfläche des Schwemmfächers entsteht seitdem ein neuer Humushorizont.

4 Erosions-Akkumulationsbilanzen

Zur Bilanzierung des Abtrags- und Akkumulationsgeschehens in und um die junge Kerbe am Grabungsbereich Nord sind folgende Kenntnisse notwendig:

- die heutige Fläche des Einzugsgebietes des seit 1949 entstandenen Kerbensystems,
- das Volumen des Kerbensystems und
- das Volumen und die Stratigraphie des seit 1949 im Schwemmfächer des Kerbensystems sedimentierten Materials.

Die hauptsächlich von M. Dotterweich und G. Schmidtchen mit studentischer Unterstützung ausgeführten detaillierten und exakten Vermessungen ergaben für das über 50 m lange, vielgliedrige und durchschnittlich 3,5 m tiefe Kerbensystem ein Volumen von insgesamt 930 m³. Der 2325 m² in einer mittleren Mächtigkeit von 54 cm bedeckende, seit 1949 aufgewachsene Schwemmfächer hat ein Volumen von 1250 m³. Die Differenz, ein Volumen von 320 m³, stammt aus dem oberhalb der Kerbe gelegenen und früher beackerten, seit 1991 stillgelegten Acker und damit einer Fläche von 1,15 Hektar. Ausgehend von der (zu) einfachen Annahme, daß das Sediment gleichmäßig auf dem Acker erodiert wurde, resultiert ein flächenhafter Abtrag von 28 mm zwischen 1949 (wahrscheinlich seit den Siebziger Jahren) und dem Jahr der Stilllegung.

Wird schließlich berücksichtigt, daß der kurze, schwach konkave Unterhang des während der zwischen

1949 und 1991 aufgetretenen Erosionsereignisse beackerten Einzugsgebietes eher als Sedimentfalle denn als Abtragsgebiet fungiert, so reduziert sich die Einzugsgebietsfläche um ca. 0,40 Hektar. Neuberechnungen für die verbliebenen 0,75 Hektar Erosionsgebiet auf der heutigen Stilllegungsfläche ergeben einen flächenhaften Abtrag von 43 mm in 41 Jahren

Eine mögliche schwache flächenhafte Akkumulation auf dem konkaven Unterhang würde die genannten Abtragsraten erhöhen. Dieser Bereich ist noch zu untersuchen.

Junge, d. h. in den letzten Jahrzehnten entstandene Schluchten sind selten in Mitteleuropa (BORK et al. 1998). Meist werden kleine Rillen, die während stärkerer Niederschläge auf geneigten Ackerschlägen einreißen, durch die nachfolgende Bodenbearbeitung beseitigt. Da reliefbedingt derartige Rillen meist an nahezu identischen Standorten bei den nächsten Starkniederschlägen wieder entstehen und jeweils wieder durch Bodenbearbeitung nivelliert werden, bilden sich über längere Zeiträume unter Ackerland zunehmend stärker ausgeprägte Dellen. Wird jedoch konzentrierter Abfluß von einem Acker oder einem Weg konzentriert in einen Wald geleitet, so können - zunächst oft weitgehend unbemerkt von den Anliegern - tiefere Rillen oder wie an den Biesdorfer Kehlen gar Schluchten entstehen.

5 Literaturverzeichnis

BORK, H.-R., H. BORK, C. DALCHOW, B. FAUST, H.-P. PIORR, T. & SCHATZ (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. 328 S., Gotha.

SCHKADE, U.-K., M. FRIELINGHAUS, Y. LI & M. NAUMANN (1999): Bestimmung des Gehaltes an Cäsium-137 und natürlichen Radionukliden in Bodenproben aus der Umgebung von Wriezen. Bericht ST2-08/1999 des Bundesamtes für Strahlenschutz, Fachbereich ST, 12 S., Berlin/München.

Tab. 1: Profil 1 an Robinie auf dem Schwemmfächer der jungen Kerbe im Grabungsbereich Nord (Entnahmeort der Proben für Radionukliduntersuchungen)

0 cm	Geländeoberfläche zum Aufnahmezeitpunkt 22. August 1998, stabile Lage der Geländeoberfläche zumindest seit 1991, dem Jahr der Stilllegung des Ackers im oberen Einzugsgebiet des Schwemmfächers
0-<2 cm	Humushorizont in Sanden des 4. Ablagerungsereignisses nach 1949
2-<13 cm	Sande mit Schotterlinsen (verlagerten Geschieben) bis 3 cm Durchmesser des 4. Ablagerungsereignisses nach 1949
13-<15 cm	Humushorizont in schotterreichen Sanden des 3. Ablagerungsereignisses nach 1949
15-<41 cm	an der Basis stark sandiger Schotterkörper (verlagerte Geschiebe) des 3. Ablagerungsereignisses seit 1949 (wahrscheinlich am 18. 7. 1987)
41-<45 cm	Humushorizont in Sanden (des 2. Ablagerungsereignisses seit 1949) mit etwa der dreißigfachen Konzentration an ¹³⁷ Cs des Tschernobyl-Unfalls vom April 1986
44-<79 cm	Sande mit Schotterlinsen des 2. Ablagerungsereignisses nach 1949
79-<92 cm	dichtes schwach lehmiges Sandband des 1. Ablagerungsereignisses nach 1949, wahrscheinlich überwiegend aus umgelagertem, im Einzugsgebiet des Schwemmfächers anstehenden Bt- und Bv-Horizontmaterial der eisen- und völkerwanderungszeitlichen Parabraunerde
92 cm	Geländeoberfläche zum Zeitpunkt der Anlage der Robinienpflanzung nach dem Jahr 1949; der Durchmesser der nach 1949 gepflanzten Robinien zu Beginn der 1. Verschüttung und schwach erhöhte ¹³⁷ Cs-Konzentrationen weisen auf eine stabile Lage der Oberfläche bis zumindest in die Sechziger, wahrscheinlich bis in die 70er Jahre
92-97 cm	Humushorizont in Sanden, Bildung um und nach 1949
>97 cm	schwach humose Sande

Tab. 2: Bilanzierung des Abtrags- und Akkumulationsgeschehens in und um die junge Kerbe am Grabungsbereich Nord

Kennwerte des seit 1949 entstandenen Kerbensystems	
Oberfläche	540 m ²
maximale Kerbtiefe	5 m
mittlere Kerbtiefe	3,5 m
Kerbenlänge	über 50 m
Kerbenvolumen (Ausraumvolumen)	930 m ³
Kennwerte des seit 1949 entstandenen Schwemmfächers	
Fläche	2325 m ²
mittlere Mächtigkeit der seit 1949 abgelagerten Sedimente	54 cm
Volumen der jungen Kolluvien	1250 m ³
Feststoffbilanz für den Schwemmfächer und sein Einzugsgebiet	
Akkumulation auf dem Schwemmfächer nach 1949	1250 m ³
Ausraum in der Kerbe nach 1949	930 m ³
Abtrag im Einzugsgebiet der nach 1949 entstandenen Kerbe	320 m ³
	28 mm

Abb. 1: Verschüttete Robinie am der Grube 1 im Schwemmfächer der nach 1949 gebildeten Kerbe (Grabungsbereich Biesdorfer Kehlen Nord)

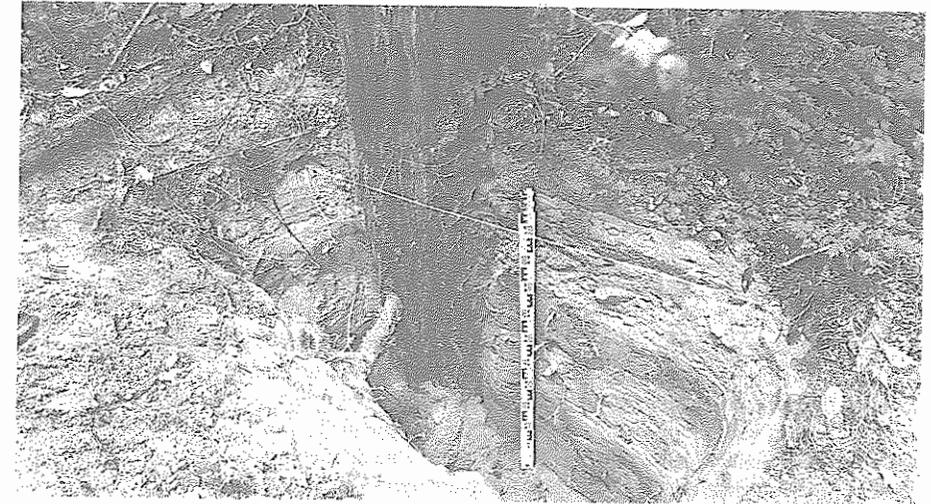
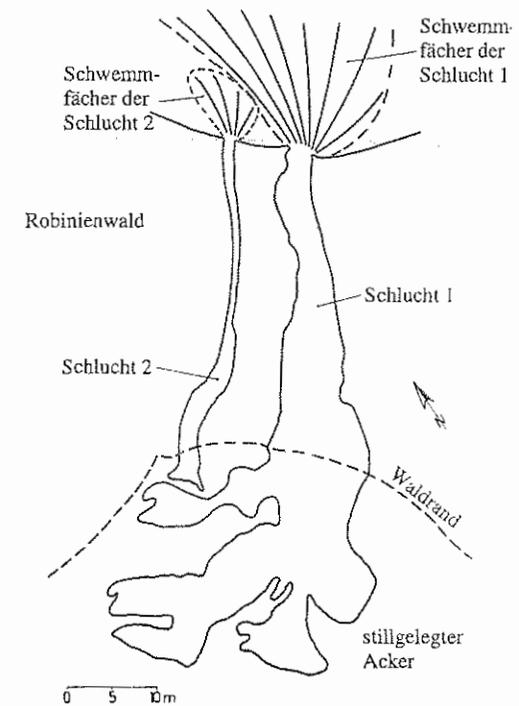


Abb. 2: Kerbenbildung der vergangenen 50 Jahre im Naturschutzgebiet Biesdorfer Kehlen bei Wriezen



Genese und Altersstellung von Randböden eines oligotrophen Moores im Berliner Raum (Exkursionspunkt 7)

F. Alaily und A. Brande

1 Einleitung

Am Rande von oligotrophen Niedermooren in Tal- und Flugsandbereichen des Berliner Raumes treten polygenetische Böden auf. Die typische Bodencatena des untersuchten Bereiches besteht aus Moorpodsolgley, Naßpodsolgley, Podsolgley, Gleyrostbraunerde. Die Moorpodsolgleye haben die Horizontkombination Hf/Hh/Ge/Ghr/Gr, Naßpodsolgleye Ofh/Ah/Ge/Ghr/Gr, Podsolgleye Ofh/Ah/Ae/Bh/Go-Gr und Gleyrostbraunerden Ofh/Ae/Bh/(Bs)/Go/Gr. Ziel der Untersuchungen ist es, die Genese und Chronologie der bodenbildenden Prozesse der Podsolgleye zu erfassen. Dafür sind die Randbereiche von mehreren Standorten mit oligotrophen Mooren auf dem Schmöckwitzer Werder (Südost-Berlin) detailliert kartiert worden, um die Beziehungen der genannten Böden und Bodenhorizonte zu Relief und Grundwasserstand zu erfassen. Außerdem wurden die Moore biostratigraphisch und nach Humifizierungsgrad untersucht. Einige Ergebnisse dieser Arbeit wurden in den Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft publiziert (ALAILY, BRANDE, SCHINDLER, 1997).

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Lage und Nutzung

Der Schmöckwitzer Werder liegt im Talsandgebiet des Warschau-Berliner Urstromtales. Er bildet eine ca. 6,5 km² große Halbinsel (Abb. 1), die von drei Seen umgeben ist: dem Seddinsee im Norden, dem Zeuthener See im Westen und dem Krossinsee im Südosten. Durch den Oder-Spree-Kanal bekam der Schmöckwitzer Werder einen inselartigen Charakter. Auf der Insel sind mehrere Moore zu finden, von denen das Lange Luch die größte Ausdehnung hat. Klimatisch gehört der Schmöckwitzer Werder zum Bereich des ostdeutschen Binnenland-Klimas.

Die auf der Exkursion vorgeführten Böden liegen im Randbereich des Langen Luchs. Dort hat das Moor eine Länge von etwa 340 m und eine Breite von etwa 85 m. Die tiefste Stelle des Moores liegt bei 32,6 m über NN. Die Hochfläche um das Moor ist schwach wellig und liegt zwischen 35,5 und 37,5 m über NN. Einige Dünen in der Umgebung können Höhen von ca. 40 m über NN erreichen.

Die Umgebung des Moores ist bis zum Moorrand aufgeforstet. Der größte Teil des Gebietes ist mit 30- bis 45-jährigem Kieferbestand bestockt. Auf dem Westbereich sind Lärchenbestände zu finden. 1984, nach einem Waldbrand, wurde am Ostrand des Moores eine 0,1 ha große Fläche mit Roteiche (*Quercus rubra*) aufgeforstet. Zur Zeit wird die Moorfläche von Baumwuchs frei gehalten.

2.2 Landschaftsentwicklung

Der Berliner Raum ist eine glaziale Aufschüttungslandschaft (WOLDSTEDT & DUPHORN, 1974), deren Oberfläche von Ablagerungen des Weichselglazials und des Holozäns gebildet ist (Abb. 2). Im Weichselhochglazial waren zwei mächtige Eisströme über den Berliner Raum hinaus nach Süden vorgestoßen. Dabei wurden ältere Bodendecken großenteils abgeräumt und auch das bereits in früheren Kaltezeiten angelegte Berliner Urstromtal überfahren (BLUME, 1981). Das im ausklingenden Brandenburger Stadium zurücktaunende Eis hinterließ flache Grundmoränenplatten aus Geschiebemergel und -sanden. Die Moränenplatten des Teltow, des Barnim und Nauens sind durch das Berliner Urstromtal sowie die Havelseenkette (Havel-Wannsee-Schmelzwasserrinne) getrennt. Beim Abtauen des Eises wurden Toteisreste von Sanderschüttungen oder Talsanden überdeckt. Sie tauten erst im Spätglazial auf, wobei auf den Moränenplatten dann in großer Zahl Sölle entstanden, die heute kleine Püfhe bilden.

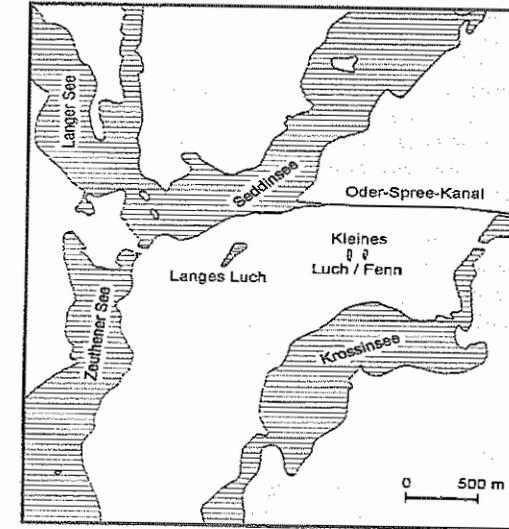


Abb. 1: Der Schmöckwitzer Werder zwischen Seddinsee, Zeuthener See und Krossinsee mit dem Untersuchungsgebiet Langes Luch.

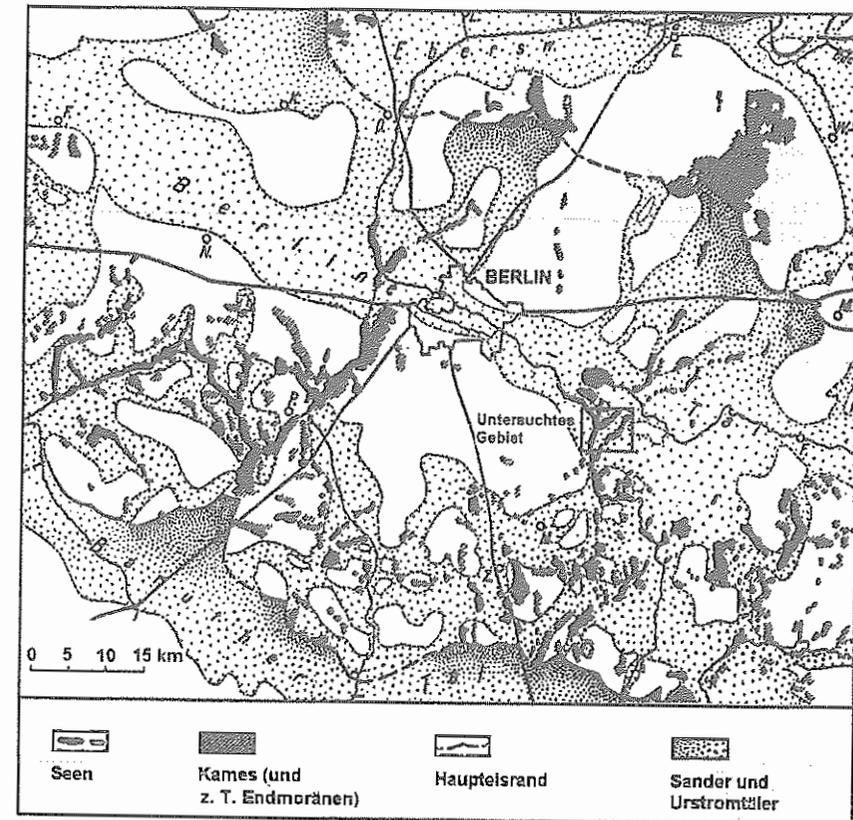


Abb. 2: Die weichseleiszeitliche glaziale Aufschüttungslandschaft des Berliner Raumes (nach Woldstedt und Duphorn 1974).

Während des Pommerschen Stadiums blieben die Berliner Moränenplatten eisfrei. Die Schmelzwässer des weiter nördlich gelegenen Eisrandes flossen zu dieser Zeit im Berliner Urstromtal ab und hinterließen feinkörnige Talsande. Im Spätglazial wurden die Talsandflächen entwässert und es kam zu Flugsandumlagerungen. Dabei entstanden auch auf dem Schmöckwitzer Werder Deflationsmulden und Dünenzüge. Veränderungen erfuhren auch die Gewässer. Die Spree fand in der breiten Berliner Talsandebene günstige Voraussetzungen zur Bildung mehrerer Mäander. Seit der Allerödzeit überwog die biogene Sedimentation von z. T. kalkreichen Mudden in den Seen (BRANDE, 1977) und in den Toteis-Senken anschließend bis zu mehreren Metern mächtigen Kesselmoor-Torfen (z.B. Langes Luch).

Das untersuchte Gebiet liegt im Südrand des Berliner Urstromtals und nördlich der Teltower Grundmoränenplatte. Über den Talsand-Aufschüttungen sind Flugsand und an einigen Stellen Dünen abgelagert worden. Die Hohlformen (Langes Luch sowie das große und das kleine Fenn), die heute vermoort sind, werden als Toteisbildungen angesehen. Am Rande des Langes Luchs sind einige Findlinge, die nach Abschmelzen der Toteises zurückgeblieben sind.

2.3 Lithologie und Hydrologie

Die Talsande bestehen vorwiegend aus gut sortiertem feinsandigem Sediment, mit geringen Tongehalten und guter Wasserdurchlässigkeit. Der hohe Sandanteil bedingt ein starkes Dominieren von Quarz. Stellenweise treten Lagen mit hohem Schluff- oder Grobsandgehalten auf. Auch die Flugsande bestehen aus sehr gut sortiertem Feinsand. Sie lagern meist lockerer als die Talsande, was ihre Wasserleitfähigkeit erhöht.

Die Grundwasserstände im Urstromtal im Raum Berlin lägen ohne menschlichen Einfluß 1-4 m unter der Landoberfläche, im Bereich der Dünen naturgemäß tiefer (BLUME, 1981). Die Wasserstände der Spree wurden durch die Mühlendamm Schleuse seit Beginn des 19. Jahrhunderts relativ konstant gehalten (32,3 - 32,6 m über NN). Eine Grundwasserabsenkung durch Grundwasserentnahme fand in Schmöckwitz nicht statt. Lediglich eine mengenmäßig geringe Grundwasserentnahme erfolgt zur Eigenversorgung von Anwohnern sowie der Zeltplätze. Die Grundwasserstände im Langes Luch liegen zwischen 32,25 und 32,35 m NN. Im Moorbereich liegen die Grundwasserstände im Durchschnitt um 15 bis 27 cm höher als das Grundwasser am Moorrand (AEY, 1996 und LINDNER, 1997). Es findet eine Infiltration vom Moor in das Grundwasser statt. Im März/April sind die höchsten Grundwasserstände und die niedrigsten in August. Die Grundwasserschwankungen im Langes Luch betragen 30 cm (AEY, 1996).

3 Material und Methoden

Das untersuchte Gebiet besteht aus Tal- und Flugsand mit drei oligotrophen Kesselmooren. Am Moorrand wurde mit sehr geringen Abständen kartiert (Abstand der Bohrpunkte ≤ 1 m). Bei den Geländeaufnahmen wurden die üblichen bodenkundlichen Parameter erfaßt. Dabei wurde der Schichtung und dem Zersetzungsgrad der Torfe sowie dem Grundwasserstand und der Lage der Anreicherungs- bzw. Verarmungshorizonte an Huminstoffen und Eisen besondere Beachtung geschenkt.

Im Labor wurde der pH-Wert in destilliertem Wasser gemessen (SCHLICHTING et al., 1995). Die elektrische Leitfähigkeit (EC) wurde im wässrigen Extrakt (Verhältnis Feinerde:Wasser 1:2,5) ermittelt.

Die C_t - und N_t -Gehalte wurden gaschromatographisch gemessen. Der Gehalt an organischer Substanz wurde rechnerisch ermittelt ($C_{org} \times 1,724$) und durch Veraschung bei 550 °C bestätigt.

Die Gehalte an Al_t , Fe_t , Mn_t , P_t und S_t wurden mittels der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) bestimmt. Proben, die reich an organischer Substanz waren, wurden vor der RFA-Analyse bei 550 °C geglüht. Die Genauigkeit der RFA-Analyse wurde durch Messungen der genannten Elemente (an einigen ausgewählten Proben) in HF-Extrakten überprüft. Die Gehalte an oxalatlöslichen Fe_o , Al_o und Mn_o sowie pyrophosphatlöslichen Fe_p wurden nach SCHLICHTING et al. (1995) ermittelt.

Um das Ausgangsgestein der Böden zu charakterisieren, wurden Korngrößenanalysen durchgeführt. Desweiteren sind aus Ergebnissen der Korngrößenanalysen Aussagen über die physikalischen Bodeneigenschaften und die hydrologische Situation am Moorrand abzuleiten. Die Korngrößenanalyse

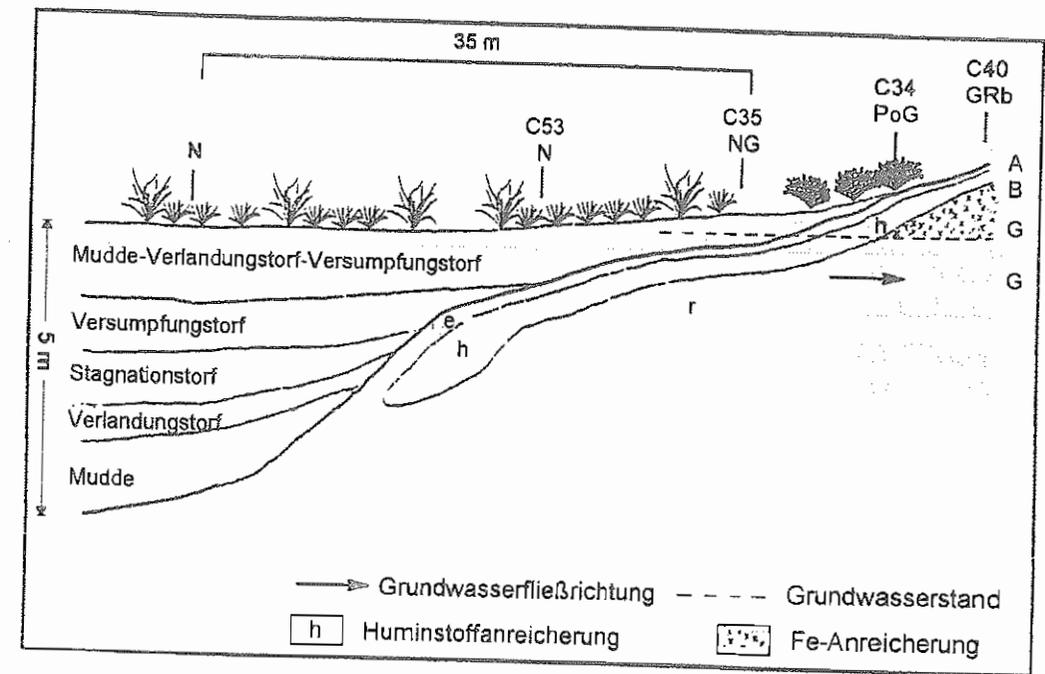
und die Tongewinnung wurden nach Zerstörung der organischen Substanz und nach der Dispergierung mit Na-Pyrophosphat und Ultraschallbehandlung mit Hilfe der Köhn-Pipette durchgeführt.

Die Minerale der Tonfraktion wurden an Texturpräparaten auf Glasobjektträgern röntgenographisch bestimmt (HEIM, 1990). Die Anteile der Minerale wurden semiquantitativ durch Berechnung der Prozentanteile der Reflexhöhen ermittelt, welche auf den Röntgenaufnahmestreifen gemessen wurden.

Zur Rekonstruktion der Moorentwicklung wurden im Langes Luch 13 Bohrungen bzw. Sondierungen auf einem Längs- und einem Querschnitt niedergebracht. Die maximale Sedimentmächtigkeit (Mudden und Torf) beträgt 515 cm. An ausgewählten Bohrungen wurden 5 Pollendiagramme erarbeitet. Die Datierung der Moorentwicklung erfolgte nach den regionalen Berliner Pollenzonen 1 - 15 (BRANDE, 1990). Die Pollenanalyse wurde nach Behandlung der Torfproben im HCl-, KOH-, HF-Acetoxyse-Verfahren durchgeführt.

Untersuchte Leitbodenprofile

Die Lage der untersuchten Leitbodenprofile und ihrer diagnostischen Horizonte sind aus Abb. 3 zu entnehmen. Die Eigenschaften der Böden werden in folgender Reihenfolge beschrieben: Farbe trocken, Farbe feucht, Bodenfeuchte, Bodenart, Steingehalt in Vol. %, Bodengefüge, Kalkgehalt und -anreicherungsform, Humusgehalt, Rostfleckigkeit, Bodendichte, Besonderheiten, Übergang zum nächsten Horizont.



NG = Moorpodsolglye N = Niedermoor PoG = Podsolglye GRb = Gleyrostbraunerde
 A, B, C, G = Bodenhorizonte e, h, o, r, s = diagnostische Horizontmerkmale

Abb. 3: Schichtfolge des Moores und Horizontfolge der Moorrandsböden im Langes Luch (Lage des Schnittes s. Abb. 4). Vegetationsstruktur bei C34: *Calluna vulgaris*.

Bodentyp, Humusform: Niedermoor, Torf (Profil C53)
Ausgangsgestein: Torf über Talsand
Topographie: Senke
Vegetation bzw. Nutzung: Wollgras - Torfmoosmoor

Tiefe in cm	Hor.	Horizonteigenschaften
0 - 7	O	10YR3,5/1, 10YR2/1, feucht, steinfrei, Humusgehalt >30 %, sehr locker, scharfer Übergang zu
7 - 16	nH	10YR3,5/2, 10YR2/1, feucht, steinfrei, Humusgehalt >30 %, sehr locker, er Übergang zu
16 - 67	nH	10YR3,5/2, 10YR2,5/1, feucht, steinfrei, Humusgehalt >30 %, locker, scharfer Übergang zu
67 - 71	fAh	10YR4,5/1, 10YR2/1, feucht, fS, steinfrei, kohärent, Humusgehalt 10 %, locker bis mäßig dicht, gleitender Übergang zu
71 - 82	Ge	10YR5/2, 10YR3,5/2, feucht, fS, steinfrei, kohärent, Humusgehalt 3 %, mäßig dicht, gleitender Übergang zu
82 - 98	Gh	10YR5/3, 10YR3/2 naß bis feucht, fS, steinfrei, kohärent bis polyeder, Humusgehalt 5 %, mäßig dicht, gleitend Übergang zu
98 - 100	Ghr	10YR6,5/3, 10YR5/3, naß, fFS, steinfrei, kohärent, Humusgehalt 2 %, dicht

Tab. 1: Ergebnisse der Laboruntersuchungen des Niedermoores (C53)

Probe Nr.	Tiefe cm	Hor.	>2 mm %	GS %	mS %	fS %	gU %	mU %	fU %	<T %
C53.01	0-7		30*	6,6	4,1	15,5	2,7	21,1	14,9	35,1
C53.02	-16	NH	0	2,5	9,2	25,2	10,2	10,4	7,9	34,7
C53.03	-67	NH	6*	0,4	9,7	25,3	11,6	10,6	4,7	37,8
C53.04	-71	fAh	0*	0,6	16,2	66,6	6,9	4,8	1,5	3,4
C53.05	-82	Ge	0*	0,5	11,3	68,1	9,0	3,8	2,5	4,8
C53.06	-98	Gh	1	0,4	7,9	70,8	9,0	4,8	2,8	4,2
C53.07	-100	Ghr	0	0,3	5,0	79,9	7,6	3,7	1,3	2,3
C53.08			0*	0,2	3,1	83,0	7,9	3,2	1,0	1,7

Probe Nr.	Tiefe cm	Hor.	pH	EC µS/cm	C _i %	N _i µg/g	P _i µg/g	S _i µg/g	Org %	C/N
C53.01	0-7		4,2	44	43,1	25800			74,3	16,7
C53.02	-16	NH	4,5	71	35,3	23800			60,9	14,8
C53.03	-67	NH	4,8	158	42,1	23519	1160	6280	72,6	17,9
C53.04	-71	fAh	5,0	335	6,3	2200			10,9	28,6
C53.05	-82	Ge	5,2	943	2,7	872	202	168	4,7	31,0
C53.06	-98	Gh	5,0	264	3,5	1150	309	276	6,0	30,4
C53.07	-100	Ghr	5,3	36	1,0	392	211	197	1,7	25,5
C53.08			5,6	131	0,5	229	171	167	0,9	

Probe Nr.	Hor.	Fe _p g/kg	Fe _o g/kg	Fe _i g/kg	Fe _o % v. Fe _i	Al _o g/kg	Al _i g/kg	Al _o % v. Al _i	Mn _o mg/kg	Mn _i mg/kg	Mn _o % v. Mn _i
C53.01		6200	4,720			1,90			25		
C53.02	nH		5,320			2,00			29		
C53.03	nH	2385	2,930	9,1	32,2	1,95	8,3	23,5	45	260	17,3
C53.04	fAh	360	0,329			0,85			11		
C53.05	Ge	220	0,143	0,8	17,5	1,50	14,0	10,7	7	93	7,5
C53.06	Gh	316	0,144	2,4	6,0	5,50	26,0	21,2	7	95	7,4
C53.07	Ghr	146	0,076	2,7	2,8	1,80	25,2	7,1	2	89	2,2
C53.08		112	0,051	2,1	2,4	1,17	23,3	5,0	1	83	1,2

Bodentyp, Humusform: Moorpodsolgley, Torf (Profil C35)
Ausgangsgestein: Torf über Talsand
Topographie: Senke
Vegetation bzw. Nutzung: Hundsstraußgras - Grauseggenried

Tiefe in cm	Hor.	Horizonteigenschaften
0 - 9	Ol	trocken, sehr locker, Humusgehalt 90 %, scharf Übergang zu
9 - 33	nH	10YR4/1, 10YR3/1, feucht, fS, steinfrei, kohärent bis plattig, Humusgehalt >30 %, mäßig dicht, scharf Übergang zu
33 - 39	Ger	7,5YR6/2, 10YR4/1, die obersten 2 cm stellen ein rAh-Horizont dar, naß, fS, steinfrei, kohärent, Humusgehalt 1 %, mäßig dicht, scharfer Übergang zu
39 - 60	Ghr	10YR4/3, 10YR2/2, naß, fS, steinfrei, kohärent, Humusgehalt 5 %, mäßig dücht, gleitender Übergang zu
60 - 80	Gr	10YR7/2, 10YR5/2, naß, fS, steinfrei, kohärent, mäßig dicht.

Tab. 2: Ergebnisse der Laboruntersuchungen des Moorpodsol-Gleys (C35)

Probe Nr.	Tiefe cm	Hor.	>2 mm %	gS %	mS %	fS %	gU %	mU %	fU %	<T %
C35.01	9-0	Hn								
C35.02	-24	Fh	0	1,2	29,7	50,8	12,4	3,0	0,8	2,1
C35.3a	-27	fAh/Gr	0	1,3	29,8	52,4	11,6	3,2	0,7	1,0
C35.03	-30	Ger	0	1,0	30,3	54,5	8,6	1,5	0	4,1
C35.04	-51	Ghr	0	1,7	34,9	53,8	3,6	1,6	0,9	3,5
C35.05	-71	Gr	0	1,6	37,6	54,8	2,4	0,7	0	3,0

Probe Nr.	Tiefe cm	Hor.	pH	EC µS/cm	C _i %	N _i µg/g	P _i µg/g	S _i µg/g	Org %	C/N
C35.01	0-9	Hn								
C35.02	-33	Fh	4,0	168	6,5	4210	404	797	11,3	15,4
C35.3a	-36	fAh/Gr	4,1	138	1,9	600	144	129	3,3	31,7
C35.03	-39	Ger	4,5	41	1,1	650	327	204	1,9	16,9
C35.04	-60	Ghr	4,8	77	2,9	1270	253	352	5,0	22,8
C35.05	-80	Gr	5,4	20	0,2	420	137	120	0,4	4,8

Probe Nr.	Hor.	Fe _p g/kg	Fe _o g/kg	Fe _i g/kg	Fe _o % v. Fe _i	Al _o g/kg	Al _i g/kg	Al _o % v. Al _i	Mn _o mg/kg	Mn _i mg/kg	Mn _o % v. Mn _i
C35.01	Hn										
C35.02	Fh	377	0,25	1,4	18	0,96	14,0	6,9	0	87	0
C35.3a	fAh/Gr		0,06	0,3	20	0,54	11,7	4,6	1	78	1,9
C35.03	Ger	94	0,05	0,5	11	0,44	12,4	3,5	0	76	0
C35.04	Ghr	340	0,26	1,3	20	6,35	24,6	25,8	0	84	0
C35.05	Gr	65	0,04	1,8	2	0,78	17,8	4,4	0	83	0

Bodentyp, Humusform: Podsolgley, Rohhumus
(Profil C34)
Ausgangsgestein: Talsand
Topographie: Hangfuß
Vegetation bzw. Nutzung: Pfeifengras – Eichen – Kiefern - Wald

Tiefe in cm	Hor.	Horizonteigenschaften
0 - 8	Oh	10YR3/3, 10YR2/2, feucht, fS, steinfrei, plattig, Humusgehalt >30 %, mäßig dicht, scharf Übergang zu
8 - 15	Oh	10YR5/1, 10YR2/1, feucht, fS, steinfrei, plat, Humusgehalt >30 %, mäßig dicht, gleitend zu
15 - 23	Ae	10YR6/1, 10YR4/1, feucht, fS, steinfrei, kohärent bis polyeder, Humusgehalt 3 %, mäßig dicht, scharf Übergang zu
23 - 32	Bhs	10YR5/3, 10YR4/2, feucht, fS, steinfrei, kohärent, Humusgehalt 2 %, mäßig dicht, gleitender Übergang zu
32 - 36	Go	10YR6/3, 10YR4/3, naß, fS, steinfrei, kohärent bis polyeder, Humusgehalt <1 %, mäßig dicht, Wurzelgänge sind stark rostfleckig, scharfer Übergang zu
36 - 60	Gor	10YR7/3, 10YR5/3, naß, fS, steinfrei, kohärent bis plattig, mäßig dicht, schwach rostfleckig

Tab. 3: Ergebnisse der Laboruntersuchungen des Podsolgleys (C34)

Probe Nr.	Tiefe cm	Hor.	>2 mm %	gS %	mS %	fS %	gU %	mU %	fU %	<T %
C34.01	0-8	nH	7	1,1	31,0	45,8	8,3	0	3,1	10,9
C34.02	-15	nH	1	1,2	32,8	47,8	6,8	4,0	0,1	7,4
C34.03	-23	Ae	0	1,1	33,5	51,7	9,8	1,0	0	2,9
C34.04	-32	Bhs	0	1,2	30,2	54,7	8,2	1,1	0	4,5
C34.05	-36	Go	0	1,0	25,8	56,6	8,3	2,0	0,8	5,4
C34.06	-60	Gro	0	1,0	30,7	61,3	2,6	1,2	1,0	2,4

Probe Nr.	Tiefe cm	Hor.	pH	EC µS/cm	C _i %	N _i µg/g	P _i µg/g	S _i µg/g	Org %	C/N
C34.01	0-8	nH	4,0	211	8,4	2015	404	797	14,5	41,6
C34.02	-15	nH	3,6	224	3,9	1135	283	453	6,8	34,6
C34.03	-23	Ae	4,1	89	1,3	700	144	129	2,3	19,0
C34.04	-32	Bhs	4,3	83	1,1	690	327	204	1,9	15,5
C34.05	-36	Go	4,3	62	0,7	600	253	352	1,1	10,8
C34.06	-60	Gro	4,8	61	0,3	45	137	120	0,4	5,6

Probe Nr.	Hor.	Fe _p g/kg	Fe				Al			Mn		
			Fe _o g/kg	Fe _i g/kg	Fe _e % v. Fe _o	Al _o g/kg	Al _i g/kg	Al _e % v. Al _o	Mn _o mg/kg	Mn _i mg/kg	Mn _e % v. Mn _o	
C34.01	nH		1,45	4,6	31,5	0,98	13,8	7,1	4	98	4,1	
C34.02	nH	950	0,98	2,4	40,8	0,52	13,3	3,9	0	88	0	
C34.03	Ae	450	0,41	1,2	34,2	0,29	12,4	2,3	0	80	0	
C34.04	Bhs	820	0,71	4,2	16,9	2,51	23,1	10,9	0	91	0	
C34.05	Go		1,86	7,1	26,2	1,62	23,3	7,0	0	104	0	
C34.06	Gro	350	0,33	3,0	11,0	0,63	19,5	3,2	0	96	0	

Bodentyp, Humusform: Gleyrostbraunerde, Moder-Rohhumus
(Profil C40)
Ausgangsgestein: Flugsand über Talsand
Topographie: Unterhang
Vegetation bzw. Nutzung: Kiefern – Forst

Tiefe in cm	Hor.	Horizonteigenschaften
0 - 7	Olf	Humusgehalt >30 %, sehr locker, scharf Übergang zu
7 - 10	Oh	10YR3/2, 10YR3/2, feucht, Humusgehalt >30 %, sehr locker, der Horizont tritt ungleichmäßig auf
10 - 20	Aeh	7,5YR5/2, 7,5YR4/2, frisch, fS, steinfrei, sin, Humusgehalt 2 %, locker, scharf Übergang zu
20 - 30	Bsh	10YR5/4, 10YR3/4, frisch, fS, steinfrei, sin, Humusgehalt 2 %, locker bis mäßig dicht, gleitender Übergang zu
30 - 48	Go	10YR7/4, 10YR5/4, frisch, fS, steinfrei, kohärent bis singular, Humusgehalt <1 %, mäßig dicht, humus- und rostfleckig, gleitender Übergang zu
48 - 67	Go	10YR7/6, 10YR5/4, feucht, fS, steinfrei, kohärent bis polyeder, dicht, stark rostfleckig, schwach verfestigt, gleitender Übergang zu
67 - 100	Go	10YR7/6, 10YR5/4, feucht, fS, steinfrei, kohärent bis polyeder, dicht, stark rostfleckig, schwach verfestigt, gleitender Übergang zu
100 - 130	Gor	10YR8/3, 10YR6/3, feucht, fS, steinfrei, kohärent bis singular, mäßig dicht, schwach rostfleckig, gleitender Übergang zu
130 - 151	Gr	10YR8/2, 10YR6/2, naß, fS, steinfrei, kohärent bis singular, mäßig dicht.

Tab. 4: Ergebnisse der Laboruntersuchungen der Gleyrostbraunerde (C40)

Probe Nr.	Tiefe cm	Hor.	>2 mm %	gS %	mS %	fS %	gU %	mU %	fU %	<T %
C40.01	00-07	LOf								
C40.02	-10	Oh	5	1,4	37,0	41,6	6,7	3,7	2,7	6,9
C40.03	-20	Aeh	0	1,3	42,7	46,3	4,2	2,7	0,0	2,9
C40.04	-30	Bsh	0	1,3	40,0	49,9	3,2	0,7	0,0	4,9
C40.05	-48	Go	0	1,0	39,5	51,8	4,2	0,0	1,0	2,5
C40.06	-67	Go	1	1,0	46,1	43,6	6,4	0,1	0,0	2,7
C40.07	-100	Go	1	1,6	34,4	58,6	3,1	0,0	0,0	2,6
C40.08	-130	Gor	0	0,9	59,9	35,9	1,3	0,0	0,0	1,9
C40.09	-151	Gr	0	1,3	51,3	43,6	2,1	0,0	0,2	1,7

Probe Nr.	Tiefe cm	Hor.	pH	EC µS/cm	C _i %	N _i µg/g	P _i µg/g	S _i µg/g	Org %	C/N
C40.01	00-07	LOf								
C40.02	-10	Oh	3,9	119	14,17	4350	470	977	24,40	32,5
C40.03	-20	Aeh	4,2	53	1,18	450	150	124	2,07	26,7
C40.04	-30	Bsh	4,6	27	1,48	500	497	219	2,58	29,9
C40.05	-48	Go	4,5	48	0,15	85	148	64	0,28	17,6
C40.06	-67	Go	4,5	35	0,06	40	129	60	0,13	18,6
C40.07	-100	Go	4,3	42	0,04	30	129	54	0,09	17,3
C40.08	-130	Gor	4,7	55	0,01	20	125	119	0,04	12,0
C40.09	-151	Gr	4,7	71	0,00	20	116	59	0,04	10,5

Probe Nr.	Hor.	Fe				Al			Mn		
		Fe _p g/kg	Fe _o g/kg	Fe _i g/kg	Fe _o % v. Fe _i	Al _o g/kg	Al _i g/kg	Al _o % v. Al _i	Mn _o mg/kg	Mn _i mg/kg	Mn _o % v. Mn _i
C40.01	LOf										
C40.02	Oh	1259	1,32	5,8	23	0,80	11,7	6,8	8	111	7,2
C40.03	Aeh	252	0,29	1,5	19	0,21	11,5	1,8	4	79	5,1
C40.04	Bsh	1218	1,62	4,5	36	3,48	20,5	17,0	7	84	8,3
C40.05	Go	782	0,88	3,8	23	0,63	15,3	4,1	5	88	5,7
C40.06	Go	881	1,15	3,6	32	0,35	12,7	2,8	4	73	5,5
C40.07	Go	781	0,91	4,4	21	0,21	13,7	1,5	4	85	4,7
C40.08	Gor	162	0,20	1,6	13	0,17	11,6	1,5	3	74	4,1
C40.09	Gr		0,14	1,3	11	0,15	11,8	1,3	3	73	4,1

4 Ergebnisse und Diskussion

Alle drei untersuchten oligotrophen Moore im Raum Schmöckwitz zeigen sehr ähnliche Bodenmuster. In Abbildung 4 ist das Bodenmuster vom Langen Luch dargestellt. Daraus geht hervor, daß die Moore von folgender Bodencatena umrandet sind: Moorpodsolgley, Naßpodsolgley, Podsolgley, Gleyrostbraunerde (NEUMANN, 1976, BLUME, 1981). Die Moorpodsolgleye haben meistens die Horizontkombination Hf/Hh/Ge/Ghr/Gr, Naßpodsolgleye Ofh/Ah/Ge/Ghr/Gr, Podsolgleye Ofh/Ah/Ae/Bh/Go-Gr und Gleyrostbraunerden Ofh/Ae/Bh/(Bs)/Go/Gr. Die Farbe des Gh-Horizontes ist leichtbraun (10YR4/3 trocken und 10YR2/2 feucht) und ähnelt sehr stark einem Bv- oder Bs-Horizont. Die Mächtigkeit der Huminstoffanreicherungshorizonte nimmt in der Reihenfolge zum Rand hin ab. Der Ge-Horizont ist im Moorpodsolgley und Naßpodsolgley nicht immer vorhanden. Außerdem ist eine relativ starke Rostfleckigkeit im Go-Horizont der Podsolgleye und Gleyrostbraunerde zu beobachten. Desweiteren ist zu beobachten, daß die Podsolierungsintensität (gemessen an der Ausprägung der Ae-, Bh- und Bs-Horizonte) in Richtung Senke zunimmt. Auf der Hochfläche sind nur Rostbraunerden zu finden. Durch Pflugarbeit sind der Auflagehorizont sowie der Ahe- und die Bvs-Horizonte vermischt. Unter dem Lärchenbestand ist die Rostbraunerde etwas schwächer podsoliert im Vergleich mit der Rostbraunerde unter Kieferbestand.

Aus den Ergebnissen der Laboruntersuchungen (Tab. 1, 2, 3 und 4) geht hervor, daß die untersuchten Böden sauer sind, sehr niedrige EC-Werte haben, und ihre Gehalte an Erdalkalien sehr gering sind (Mg unterhalb der Nachweisgrenze der RFA), was auf geringe Elektrolytgehalte des Grundwassers und der Böden hindeutet. Im Vergleich zu Bh-Horizonten von Landpodsolen ist der Gh-Horizont fast frei an Fe und Mn, extrem reich an pedogenen Al-Oxiden und reich an organischen Stoffen, die relativ breite C/N-Quotienten aufweisen.

Die Korngrößenanalysen zeigen, daß die untersuchten Proben sandig und gut sortiert sind. Dies spricht für Tal- und Flugsande sowie für die geringe Heterogenität der Ausgangsgesteine der Böden. Der relativ hohe Tongehalt der Oh- und nH-Horizonte C35 und C34 (Tab. 2 und 3) beruht auf organischen Stoffen, die bei der Korngrößenanalyse nicht mit H₂O₂ zerstört wurden.

Der organische Substanzgehalt nimmt im allgemeinen mit der Tiefe ab. Ein kleiner Anstieg ist in den Bh- und Gh-Horizonten zu verzeichnen. Die Gh- bzw. Bh-Horizonte enthalten zwischen 1 und 6 % organische Stoffe. Die höchsten Gehalte sind in den O- und H-Horizonten zu finden. Die C/N-Quotienten der Gh-Horizonte des Moorpodsolgleys, des Podsolgleys und des Naßpodsolgleys sowie des Bh-Horizonts der Gleyrostbraunerde sind hoch. Das könnte auf die hohen Fulvosäuregehalte der Huminstoffe in den genannten Horizonten zurückzuführen sein. Dies spricht für eine ähnliche Qualität der Huminstoffe der Bh und Gh-Horizonte. Nur bei dem Bh-Horizont des Podsolgleys (C34) ist der C/N-Quotient auffallend gering.

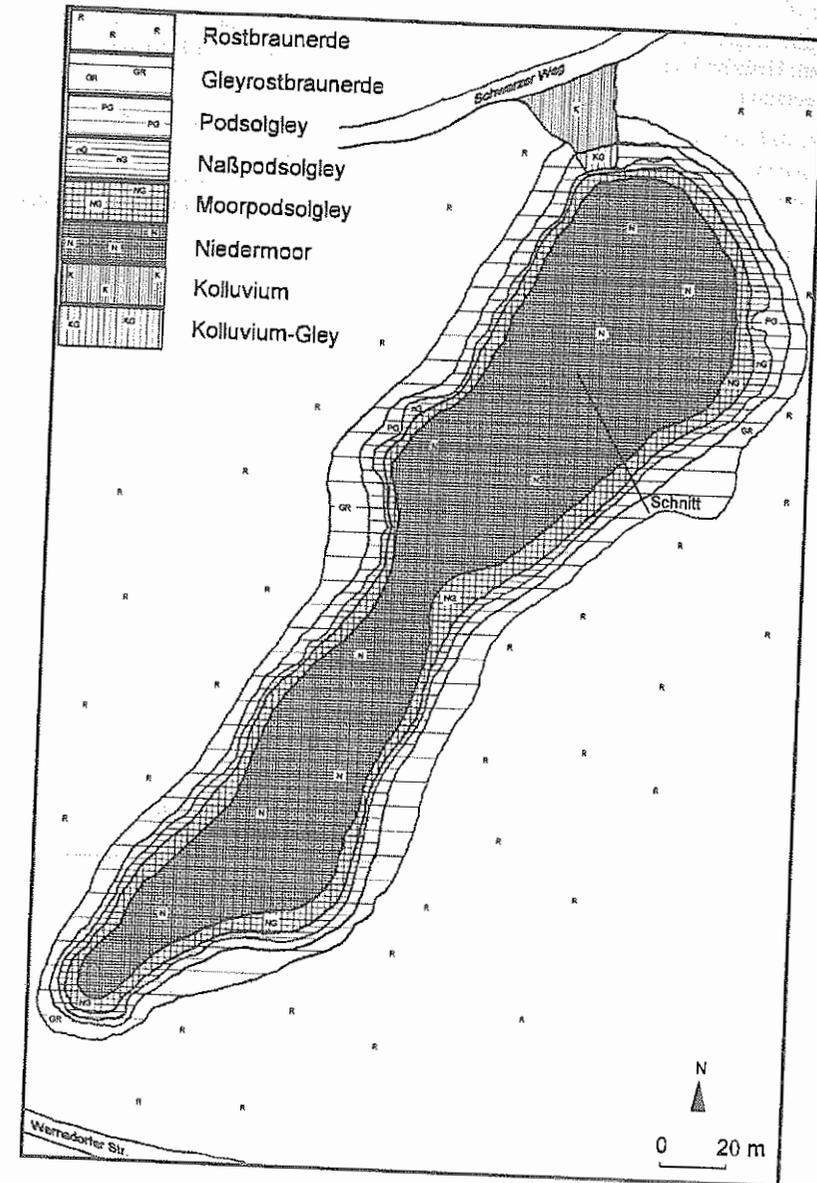


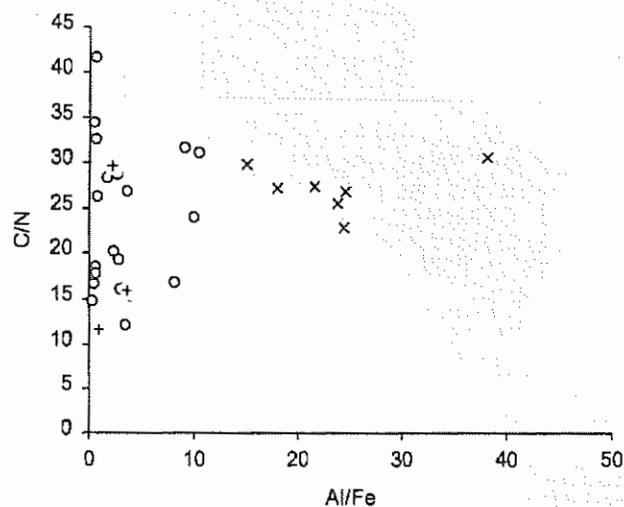
Abb. 4: Die Bodenkarte vom Langen Luch mit Lage des Schnittes in Abb. 3.

Die organischen und amorphen anorganischen Sesquioxidgehalte wurden in Oxalat- und Pyrophosphatextrakten bestimmt, wobei in den Pyrophosphatextrakten die organischen Formen überwiegen. Die Fe_o- und Al_o-Gehalte sind relativ hoch im Oberboden. Im Go-Horizont der Gleyrostbraunerde ist vor allem Fe_o und kaum Fe_p (organisch gebundenes Fe) angereichert worden. Das bedeutet, daß die pedogenen Fe-Formen in dem Go-Horizont hauptsächlich anorganisch sind. Das Fe_p ist vor allem im Bsh- sowie in den O-Horizonten angereichert. Der Ae-Horizont der Gleyrostbraunerde (C40) und die Ge-Horizonte des Podsolgleys, des Naßpodsolgleys, des Moorpodsolgleys (C35) und des Niedermoores (C53) sind arm bis extrem arm an Fe_o.

Al_o ist hauptsächlich im Gh-Horizont des Podsolgleys, Naßpodsolgleys, Niedermoores und der Moorpodsolgleye sowie im Bh-Horizont der Gleyrostbraunerde angereichert worden.

Die Mn-Gehalte zeigen, daß nur der Bsh- und Oh-Horizont der Gleyrostbraunerde Mn - Anreicherungen aufweisen. Ursache hierfür ist im Bsh-Horizont die Podsolierung, im Oh-Horizont die Pumpwirkung der Vegetation.

Die Tatsache, daß die Gh-Horizonte Humus enthalten, sehr reich an Aluminium, aber extrem arm an Eisen und Mangan sind, deutet darauf hin, daß die Gh-Horizonte aus ertrunkenen Bsh- bzw. Bh-Horizonten entstanden sind. Dabei wurden Eisen und Mangan unter reduzierenden Bedingungen mit dem Grundwasser ausgewaschen. Dafür sprechen die hohen Al_0/Fe_0 -Quotienten und ähnliche C/N-Quotienten der Gh- und Bsh-Horizonte (Abb. 5).



○ H- u. A-Hor., + Bhs-Hor., × BhGr-Hor.

Abb. 5: C/N- und Al_0/Fe_0 -Quotienten der Bodenproben mit organischer Substanz.

Erste Ergebnisse der Tonmineralanalysen deuten daraufhin, daß durch die Podsolierung die illuvialen Horizonte mit pedogenen Chloriten angereichert werden. Die Chlorite sind mit großer Wahrscheinlichkeit Al-Chlorite. Dies begründet sich in den hohen amorphen Aluminiumgehalten in den Gh- und Bsh-Horizonten. Die pedogenen Chlorite werden aus Smektiten gebildet.

Diese Ergebnisse lassen folgende Aussagen zu:

- Farbe sowie C/N-Quotienten der organischen Stoffe der Gh-Horizonte ähneln den fulvosäurenreichen Bh-Horizonten von Landpodsolen.
- Aluminium scheint mit den Huminstoffen in den Gh-Horizonten angereichert worden zu sein.
- Eisen ist aus dem Moorbereich (Moorpodsolglye und Naßpodsolglye) unter reduzierenden Bedingungen durch zentrifugale (lateral vom Moor in Richtung Moorrandbereich) Grundwasserbewegung in dem Go-Horizont der Podsolglye und Gleyrostbraunerde am Rande des Moores angereichert worden.
- Mangan ist mit dem Grundwasser aus dem Untersuchungsbereich transportiert worden. Es wurde in keinem der untersuchten Horizonte Mn in größerer Menge gemessen.
- Die zentrifugale Grundwasserbewegung wird verursacht durch:
 - die Waldvegetation am Moorrand, die eine höhere Interzeption und Evapotranspiration im Vergleich zur Moorvegetation hat, sowie
 - der hohen Wasserkapazität des Moores im Vergleich zu seiner sandigen Umgebung.

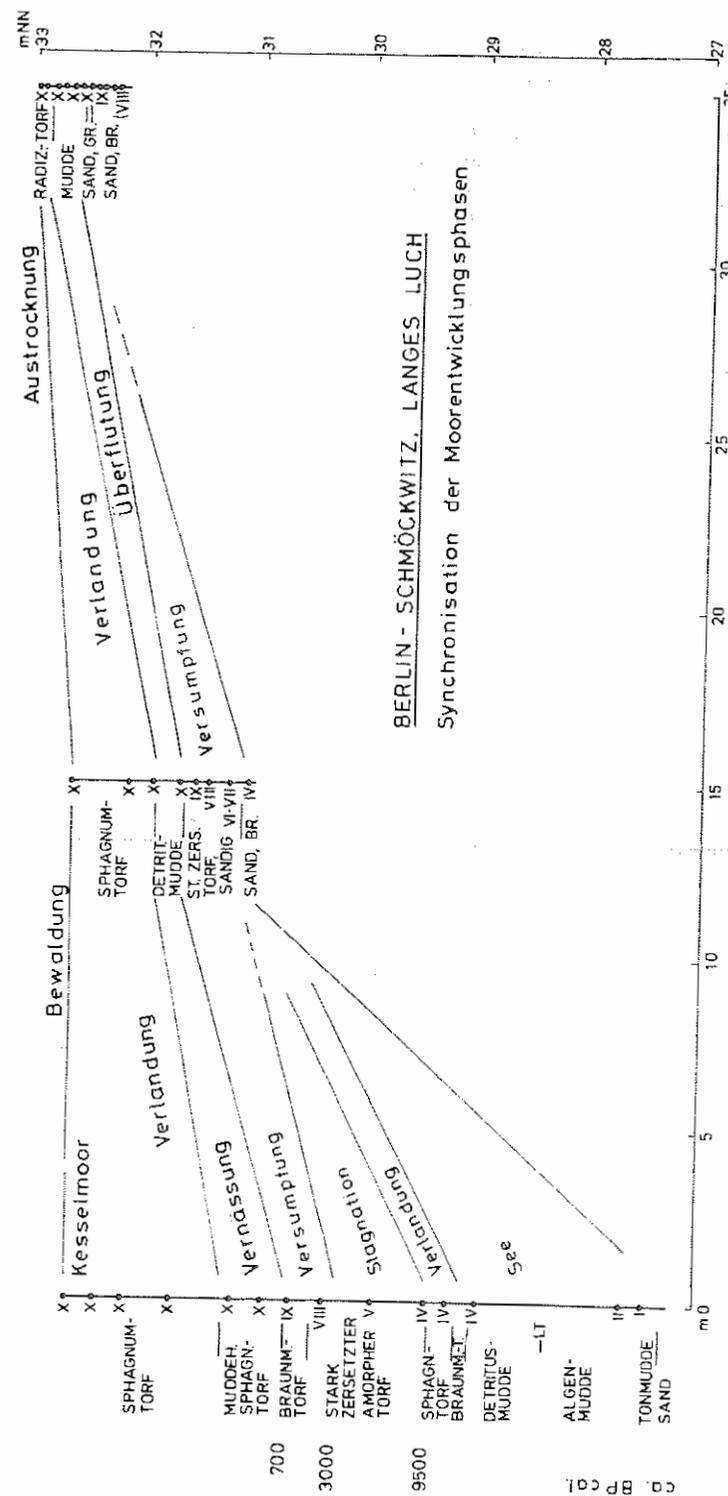


Abb. 6: Synchronisation der Moorentwicklungsphasen im Langes Luch nach den Pollenanalysen. I-X: wald- und klimageschichtliche Abschnitte nach FIRBAS. I-III: Spätglazial. IV-VIII: Präboreal bis Subboreal. IX-X: Subatlantikum. Zuordnung der regionalen Berliner Pollenzonen I-15 s. bei BRANDE (1990).

Außerdem zeigen die Befunde der Bio-, Litho- und Chronostratigraphie des untersuchten Moores (Pollen- und Torfanalyse), daß die Podsolierungsprozesse und somit die ersten Ansätze zur Entwicklung von Moorpodsolgley, Naßpodsolgley (insb. des Gh-Horizontes) und Podsolgley (insb. des Go-Horizontes) vom Ende des Präboreals bis zum Subboreal stattfanden. In dieser Zeitspanne von 6000 Jahren muß relative Trockenheit und tiefer Grundwasserstand zu starker Huminstoffbildung geführt haben. Mit den Huminstoffen sind Fe, Mn und Al in tiefere Horizonte und in den damaligen Moorrandbereich umgelagert worden. Durch späteren Anstieg des Grundwassers seit dem älteren Subatlantikum wuchs das Moor auf. Eisen und Mangan wurden reduziert und mit dem Grundwasser zu dem neuen Randbereich umgelagert. Hier dehnte sich das Moor auf den mineralischen Untergrund aus (Abb. 6). Dieser Prozeß wurde im jüngeren Subatlantikum verstärkt durch die Auswirkungen des Berliner Mühlenstaues (plötzlicher Grundwasser-Anstieg seit dem 13. Jahrhundert). Nur Eisen ist in den Go-Horizonten im unmittelbaren Moorrandbereich angereichert worden. Zur Fällung von Mn scheinen die Bedingungen (Redoxverhältnisse) in dem Go-Horizont ungeeignet zu sein.

Literaturverzeichnis

- AEY, W. (1996): Untersuchungen auf dem Schmöckwitzer Werder (Köpenick) zur Erarbeitung von Vergleichsdaten zu Standorten, die durch direkte Grundwasserabsenkungen nicht beeinträchtigt sind, Teilprojekt 4.-Senatsverwaltung für Stadtentwicklung, Umweltschutz und Technologie, 44 S.
- ALAILY, F., A. BRANDE & D. SCHINDLER (1997): Bodenentwicklung am Rande eines oligotrophen Moores im Raum Berlin.- Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch..
- BLUME, H.-P. (1981): Typische Böden Berlins.- Mitt. Deutsch. Bodenk. Gesellsch. **31**, 1-352.
- BRANDE, A. (1977): in PACHUR & HABERLAND: Untersuchungen zur morphologischen Entwicklung des Tegeler Sees.- Die Erde **108**.
- BRANDE, A. (1990): Eine Synthese zur säkularen Landschaftsentwicklung in Berlin (West).- Verhandlungen des Berliner Botanischen Vereins **8**, 21-31.
- HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale.- Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 157 S.
- LINDER, W. (1997): Standortbedingungen von Forsten und Mooren auf dem Schmöckwitzer Werder unter besonderer Berücksichtigung des Grundwassers. Senatsverwaltung für Stadtentwicklung, Umweltschutz und Technologie, 45 S.
- NEUMANN, F. (1976): Struktur, Genese und Ökologie hydromorpher Bodengesellschaften West-Berlins.- Diss., TU-Berlin.
- SCHLICHTING, E., H.-P. BLUME & K. STAHR (1995): Bodenkundliches Praktikum.- 2. Neubearbeitete Aufl., Blackwell Wissenschafts-Verlag, Berlin, 295 S.
- WOLDSTEDT, P. & K. DUPHORN (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter.- 3. Aufl., K.F. Koehler Verlag Stuttgart, 500 S.

Autorenverzeichnis

- PD Dr. F. Alaily
TU Berlin, Institut für Ökologie, Bodenkunde, FB 7,
Salzufer 11-12, 10587 Berlin
- Prof. Dr. H.-R. Bork
Zentrum für Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung (ZALF) e.V., Direktor,
Eberswalder Straße 84, 15374 Müncheberg
- Dr. A. Brande
TU Berlin, Institut für Ökologie, FB 7,
Schmidt-Ott-Straße 1, 12165 Berlin
- Dr. S. Bussemer
Institut für Geographie der Universität München,
Luisenstraße 37, 80333 München
- Dipl.-Geoökol. M. Dotterweich
Institut für Geoökologie der Universität Potsdam,
Karl-Liebknecht-Straße 24-25, 14476 Golm
- Cand. rer. nat. A. Erber
Institut für Geoökologie der Universität Potsdam,
Karl-Liebknecht-Straße 24-25, 14476 Golm
- Prof. Dr. Mo. Frielinghaus
Zentrum für Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung (ZALF) e.V.,
Institut für Bodenlandschaftsforschung,
Eberswalder Straße 84, 15374 Müncheberg
- Dipl.-Geogr. U. Fischer-Zujkov,
Fachhochschule Eberswalde, FB Landschaftsnutzung und Naturschutz,
Schicklerstraße 3-5, 16225 Eberswalde
- Dr. E. Gringmuth-Dallmer
Deutsches Archäologisches Institut, Eurasien-Abteilung,
Römisch-Germanische Kommission - Oderprojekt,
Im Dol 2-6, 14195 Berlin
- Prof. Dr. Y. Li
Research Center of Mountain Environment
IMHE, Chinese Academy of Sciences,
P.O. Box 417, Chengdu, Sichuan 610041, China
- Dr. N. Schlaak
Hochstraße 13, 16244 Altenhof
- Prof. Dr. R. Schmidt
Fachhochschule Eberswalde, FB Landschaftsnutzung und Naturschutz, Dekan,
Schicklerstraße 3-5, 16225 Eberswalde
- Dipl.-Geoökol. G. Schmidtchen
Institut für Geoökologie der Universität Potsdam
Karl-Liebknecht-Straße 24-25, 14476 Golm
- Dr. Ch. Siewert
TU Berlin, FB 7, Institut für Ökologie, Bodenkunde,
Salzufer 11-12, 10587 Berlin

Bisher erschienene ZALF - BERICHTE:

Preis

- | | | |
|---------|---|------------|
| Nr. 1: | J. STEIDL & T. KALETTKA: Der Stierngraben. Studie zur Bestandsaufnahme, Bewertung sowie Empfehlungen zur Unterhaltung und Renaturierung. 1993. | vergriffen |
| Nr. 2: | J. STEIDL & T. KALETTKA: Der Stöbber. Studie zur Bestandsaufnahme, Bewertung sowie Empfehlungen zur Unterhaltung und Renaturierung. 1993. | vergriffen |
| Nr. 3: | W. MERBACH [Hrsg.]: Pflanzliche Ökophysiologie und Stoffumsatz in Agrarökosystemen. Beiträge zum Ehrenkolloquium anlässlich des 65. Geburtstages von Dr. Günter Knof am 5. Februar 1993. 2. Aufl. 1994. | DM 12.- |
| Nr. 4: | A. WERNER & S. DABBERT [Hrsg.]: Bewertung von Standortpotentialen im ländlichen Raum des Landes Brandenburg (2 Bände). 2. Aufl. 1994. | vergriffen |
| Nr. 5: | G. SCHALITZ, W. LEIPNITZ & A. FISCHER [Hrsg.]: Grünlandökologische Arbeiten im nordostdeutschen Tiefland. 1993. | vergriffen |
| Nr. 6: | S. DABBERT: Mayer contra Liebig: Zur Aktualität einer historischen agrarwissenschaftlichen Auseinandersetzung für das Konzept der "nachhaltigen Nutzung von Agrarlandschaften". 2. Aufl. 1993. | vergriffen |
| Nr. 7: | J. AUER, G. KNOF, J. AUGUSTIN, H.-E. FREYTAG, W. MERBACH & V. TOUSSAINT: Verhalten radioaktiver Nuklide im System Pflanze - Boden. 1993. | DM 20.- |
| Nr. 8: | A. WERNER [Hrsg.]: Perspektiven der Landnutzung. Symposium des Ministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten des Landes Brandenburg anlässlich der "Internationalen Grünen Woche 1993". 1993. | DM 14.- |
| Nr. 9: | B. KLEEFISCH: Die Konstruktion und Auswertung Digitaler Bodenkarten. Methoden und Verfahren für den Aufbau und Einsatz von Bodeninformationssystemen. 1994. | vergriffen |
| Nr. 10: | LU PENGAN: Die Entwicklung der Forschung zu Bodenerosion und Bodenschutz in Mitteleuropa. 1994. | DM 24.- |
| Nr. 11: | G. SCHALITZ, W. MERBACH & W. HIEROLD [Hrsg.]: Analyse eutrophierter Grünlandstandorte in nordostdeutschen Jungmoränengebieten mit dem Ziel der Renaturierung und Landschaftssanierung. 1994. | DM 20.- |
| Nr. 12: | A. WERNER & C. AUGUSTIN [Hrsg.]: Landnutzungs- und Pflanzenschutzforschung in Brandenburg. 1994. | DM 22.- |
| Nr. 13: | K.-O. WENKEL, A. SCHULTZ & G. LUTZE [Hrsg.]: Beiträge des Workshops Landschaftsmodellierung am 12. November 1993 in Eberswalde. 1994. | DM 20.- |
| Nr. 14: | H.-R. BORK, C. DALCHOW & M. FRIELINGHAUS [Hrsg.]: Exkursionsführer Nordost-Deutschland und Westpolen. 1994. | vergriffen |
| Nr. 15: | E. MAKSWITAT, C. LATUS, W. MERBACH, S. RUPPEL, J. AUGUSTIN, R. KUCHENBUCH & ST. J. WIRTH: Stickstoffdynamik beim Anbau von Einlegegurken (<i>Cucumis sativus</i> L.) mit Mulchfolie unter den Bedingungen des nordostdeutschen Tieflandes. 1995. | DM 10.- |
| Nr. 16: | R. FUNK: Quantifizierung der Winderosion auf einem Sandstandort Brandenburgs unter besonderer Berücksichtigung der Vegetationswirkung. 1995. | DM 28.- |
| Nr. 17: | F. VON PONCÉT, M. TAPKENHINRICHS, J. HANNEMANN, R. SCHMIDT, C. PRIETZSCH & H.-R. BORK: Methodenentwicklung zur Nutzung von Satelliten-SAR-Daten für die Kartierung und Erfassung von Parametern und Phänomenen des Bodenwasserhaushaltes. 1995. | DM 24.- |
| Nr. 18: | G. SCHALITZ [Hrsg.]: Beiträge zur Kenntnis und Bewertung nordostdeutscher Niedermoore. 1995. | DM 18.- |
| Nr. 19: | H. KRETSCHMER, H. PFEFFER, J. HOFFMANN, G. SCHRÖDL & I. FUX: Strukturelemente in Agrarlandschaften Ostdeutschlands. Bedeutung für den Biotop- und Artenschutz. 1995. | vergriffen |
| Nr. 20: | A. KNIERIM & ST. DABBERT: Sozioökonomische Standorteigenschaften von Niedermooren. Eine Fallstudie zu Schutz und Nutzung von Niedermooren in Brandenburg. 1995. | DM 28.- |
| Nr. 21: | W. SEYFARTH & TH. MÜLLER [Hrsg.]: Epiphytenbesatz und Fructangehalt von Futtergräsern. 1995. | DM 29.- |
| Nr. 22: | A. WERNER & M. GLEMNITZ [Hrsg.]: Folgenabschätzung in der Landnutzungsforschung. 1995. | DM 15.- |
| Nr. 23: | W. MERBACH & H.-R. BORK [Hrsg.]: Kohlenstoff- und Stickstoffumsatz im System Pflanze - Boden. 1995. | DM 28.- |
| Nr. 24: | K.-O. WENKEL & W. MIRSCHEL [Hrsg.]: Agroökosystemmodellierung. Grundlage für die Abschätzung von Auswirkungen möglicher Landnutzungs- und Klimaänderungen. 1995. | DM 34.- |
| Nr. 25: | O. DIETRICH, R. DANNOWSKI, J. QUAST & R. TAUSCHKE: Untersuchungen zum Wasserhaushalt nordostdeutscher Niedermoore am Beispiel der Friedländer Großen Wiese und des Oberen Rhinluchs. 1996. | DM 14.- |
| Nr. 26: | G. SCHALITZ, A. BEHRENDT, W. MERBACH & M. FECHNER [Hrsg.]: Stoffhaushalt von Niedermooren und hydromorphen Mineralböden des nordostdeutschen Tieflandes. Ergebnisse langjähriger und neukonzipierter Lysimeteruntersuchungen. 1996. | vergriffen |
| Nr. 27: | M. FRIELINGHAUS [Hrsg.]: Merkblätter zur Bodenerosion in Brandenburg. 1997. | DM 48.- |
| Nr. 28: | W. HIEROLD & R. SCHMIDT [Hrsg.]: Kennzeichnung und Bewertung von Böden für eine nachhaltige Landschaftsnutzung. 1997. | vergriffen |
| Nr. 29: | J. QUAST, F. KRÜGER, J. GÖRLACH, A. RITZMANN & J. STEIDL: Fischaufstiegsanlagen und ökomorphologischer Zustand der Hauptfließgewässer in Brandenburg. 1997. | DM 48.- |
| Nr. 30: | H.-J. PHILIPP: Brandenburger Landbewohner und Agrarlandschaftsausschnitte. Ergebnisse einer explorativen Studie zur Gemarkungskennntnis-, -nutzung und -bewertung. 1997. | DM 26.- |

Exkursionspunkt 8

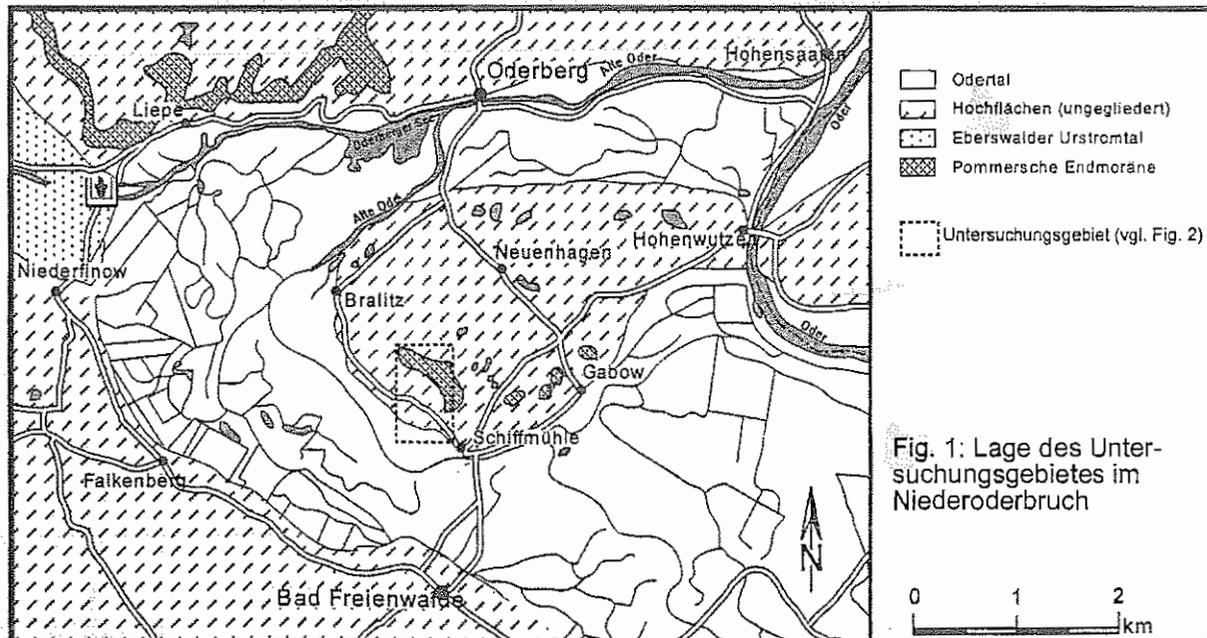
Geomorphologische und paläopedologische Aspekte des Profilkomplexes Schiffmühle (Neuenhagener Oderinsel)

S. Bussemer, P. Gärtner & N. Schlaak

1. Einführung

Einzelne Abschnitte des Uckermärkisch-Neumärkischen Gürtels der südlichen baltischen Endmoräne nach Berendt (1888) sind als Standardausbildung einer Satzendmoräne mit dem Leithorizont der Blockpackung in die Glazialliteratur eingegangen (SCHRÖDER 1893, CEPEK 1960, H.-J. FRANZ 1965). Von REINHARD (1965), LIEBETRAU (1968) und BRAMER (1991) wird auf einen hohen Anteil von Stauungsprozessen bei der Anlage des Pommerschen Stadiums insgesamt verwiesen. Jedoch ist der Ansicht von KOZARSKI (1978) zuzustimmen, daß eine detaillierte Überprüfung der im wesentlichen auf BERENDT und SCHRÖDER zurückgehenden genetischen Interpretation der Moränenzüge zwischen Groß-Kölpin und dem Oderbruch bisher fehlt. Ebenso steht eine Untersuchung des reliefbildenden Einflusses präweichselzeitlicher Formen auf den Formenschatz im Pommerschen Stadium aus, nachdem HANNEMANN (zul. 1970) für das Brandenburgische Stadium im unmittelbar südlich anschließenden Raum eine nur geringfügige Überprägung saalezeitlicher Formenkomplexe feststellte.

Die Kraftwirkung des morphologisch effektivsten und am weitesten vorstoßenden Gletscherstroms des Pommerschen Stadiums erreichte vermutlich im Odertal ihr Maximum. Dadurch wird auch der weit vorgeschobene Oderberg-Neuenhagener Endmoränenbogen (SCHRÖDER 1893) erklärbar. Dieser pleistozäne Kern der Neuenhagener Oderinsel ragt zwischen Bad Freienwalde und Oderberg aus dem Oderbruch heraus (Fig. 1). Ergebnis ist eine von BERENDT & SCHRÖDER (1899) kartierte eng verzahnte Vielfalt pleistozäner Ablagerungen auf der Oderinsel.



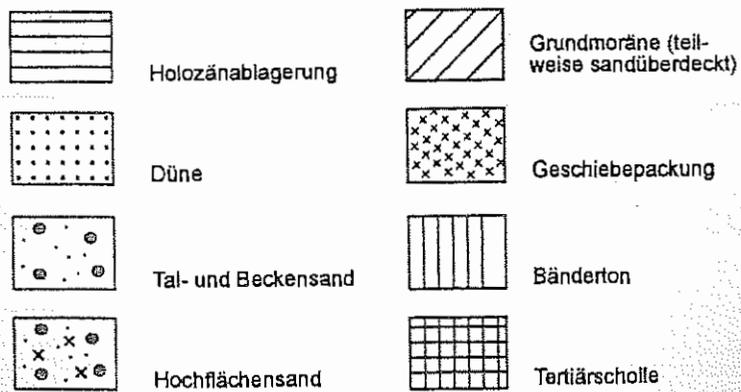
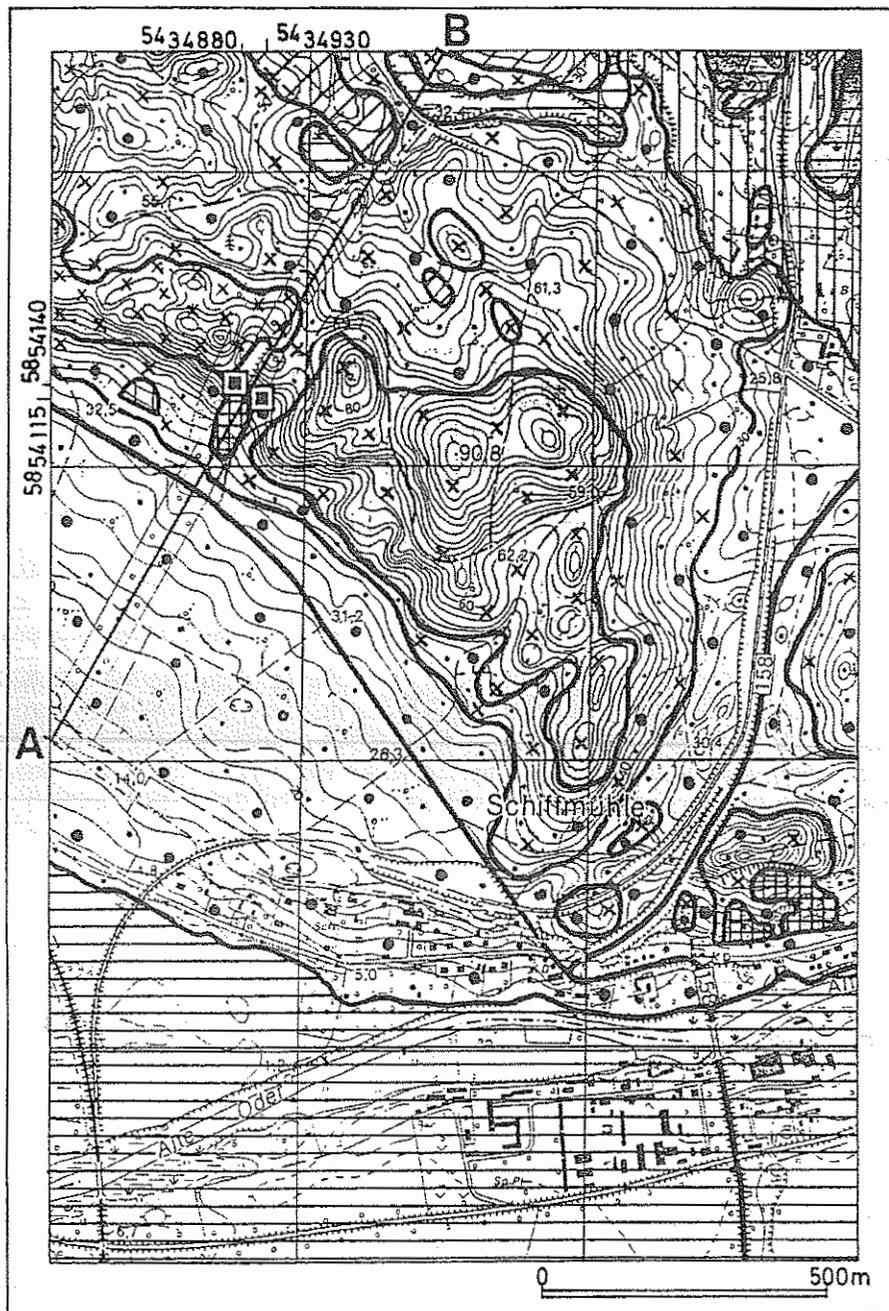


Fig. 2: Geologisch-morphologische Formengruppen der Umgebung von Schiffmühle (nach Berendt & Schröder 1899) mit dem Querprofil durch den Endmoränenwall (A-B).

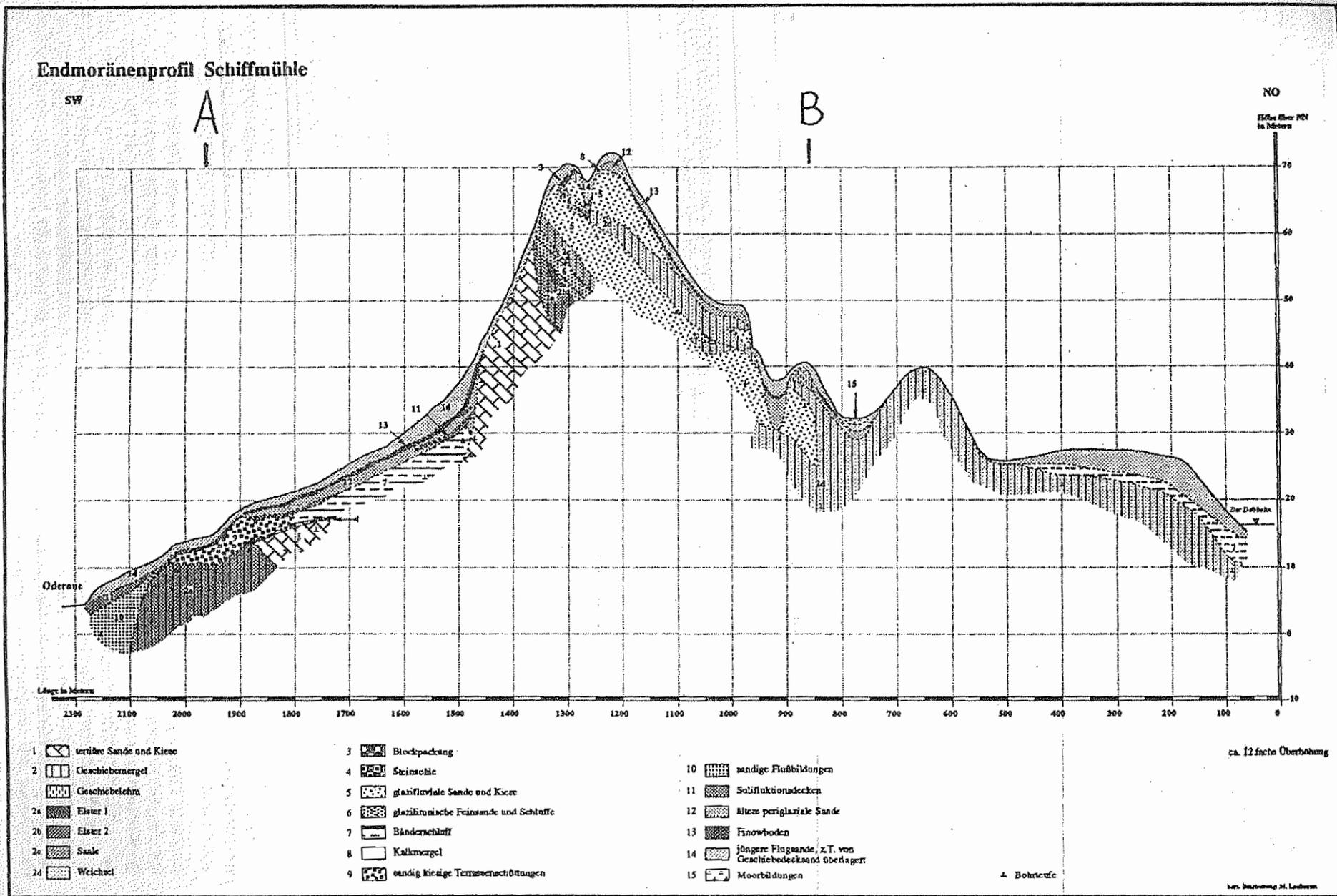


Fig. 3: Querprofil durch den Endmoränenwall von Schiffmühle, ergänzt nach Bussemer, Gärtner & Schlaak (1993).

Auf die kleinräumig wechselnde Lage der Quartärbasisfläche im weiteren Untersuchungsgebiet wies HANNEMANN (1970) hin. In der geologischen Bohrung Wendtshof wurde sie in -42m NN im Liegenden einer mächtigen Tertiärscholle angetroffen (HULTZSCH 1992). Ähnlich veranschlagt HANNEMANN (1970) die Quartärbasis für die gesamte Oderinsel. Somit betreffen die vorgestellten Untersuchungen nur den oberen Abschnitt der quartären Schichtenfolgen auf der Oderinsel (max. 18m u.F.). An der Ortsverbindungsstraße zwischen Schiffmühle und Bralitz befindet sich eine aufgelassene und verstürzte Kiesgrube, welche zur Demonstration der neuen Befunde dienen soll (vgl. Fig. 2). Nach einer Detailbearbeitung von freigelegten Grubenwänden, welche den Zentralbereich des Moränenwalles betraf, wurden ergänzende Bohrungen im gesamten Endmoränenbereich durchgeführt (Catena Schiffmühle in Fig. 3).

Im Verlauf der Bearbeitung ließen sich zwei deutlich voneinander abgrenzbare Faziesbereiche im Endmoränenprofil unterscheiden:

1. Präweichselzeitliche glazigene Sedimente des Vorderhang- und Kuppenbereichs mit weichselspätglazialer periglaziärer Decke.
2. Weichselzeitliche glazigene Sedimente im Rückhangbereich

2. Schichtenfolgen des Vorderhangs

Trotz der schon frühzeitig von BERENDT & SCHRÖDER (1899) angesprochenen Terrassenproblematik am Unterhang des Moränenwalles zwischen Schiffmühle und Bralitz fehlte bisher eine Untersuchung von Mächtigkeit und Aufbau der Terrassenkörper mit Festlegung der Terrassenkanten genauso wie eine genetische Deutung der hangaufwärts gelegenen, größtenteils sandigen Ablagerungen (oberer Sand nach BERENDT & SCHRÖDER 1899). Durch seine Gleithangposition im alten Odertal eignet sich der dem Endmoränenwall vorgelagerte Hang am besten für eine Untersuchung dieser Problematik.

Als flächendeckender Abschluß aller pleistozänen Reliefelemente kann der Geschiebedecksand (14 in Fig. 3) angesehen werden. Im Oberhangbereich liegt er teilweise unmittelbar auf der Tertiärscholle.

In zwei Schurfen wurde eines der markanten Kerbtäler angeschnitten, welche im Oberhangbereich der Endmoräne ansetzen und hangabwärts deutlich verflachen. Im Hangenden der bei etwa 44m NN aufgeschlossenen Tertiäroberkante konnten eine Steinsohle sowie eine die Rinne auskleidende fein- und mittelsandige Schichtenfolge beobachtet werden, welche von einem begrabenen Boden (13) abgelöst wird. Die Füllung des Periglazialtales unterscheidet sich durch ihre völlige Kalk- und Skelettfreiheit sowie einen durchgehend hohen Sortierungsgrad von den in verschiedenen Teilen der Endmoräne aufgeschlossenen und erbohrten glazifluvialen Sanden. Die Steinsohle an der Basis der Talaukleidung ist möglicherweise mit dem Erosionsrest des elsterzeitlichen Geschiebemergels über Tertiär zu verbinden, welcher öfter beobachtet wurde.

Aus stratigraphischer Sicht erweisen sich die beiden Aufschlüsse als wichtige Ausgangspunkte für die Interpretation der hangabwärts in Richtung Odertal folgenden Sedimentschichten.

Der begrabene Finowboden (13) läßt sich als periglaziärer Leithorizont weiter verfolgen und trennt die mächtiger werdenden oberen Flugsande (14) von den heterogeneren Liegendschichten (11, 12). Diese können maximale Mächtigkeiten von bis zu 5m bei völliger Mikroreliefnivellierung erreichen. In Richtung Odertal nimmt die Flugsandmächtigkeit wieder ab.

Das unmittelbare Liegende des Finowbodens bilden kalkfreie äolische Fein- bis Mittelsande in einer Mächtigkeit von 20 bis 60 cm. Sie werden wiederum von kleingekammert auftretenden Sand-Kies-Lehmwechsellagen abgelöst. Diese können sowohl aus Geschiebemergelderivaten wie auch verlagerten Bändertonen und Tertiärsanden bestehen. Am Hangknick der Endmoräne erreichen sie wie die Flugsande ihre größte Mächtigkeit. Genetisch sind sie sicherlich auf differenzierte periglaziäre Prozesse zurückzuführen, welche im unteren Teil des Schichtpaketes eher solifluidaler bzw. ablualer Natur waren und in Richtung Oberfläche immer mehr äolischen Charakter annahmen.

In ihrem Liegenden setzen am Vorderhang glaziäre Schichtenfolgen ein. In die Tertiärscholle sind dunkelgrau-braune Staubeckenablagerungen (7) eingebettet. Während der Übergang vom Tertiär zum Beckenton sehr scharf erfolgt, vollzieht sich der Wechsel zu den hangenden sandigen Periglazialsedimenten (12) eher allmählich. In diesen älteren periglazialen Sanden wurden entkalkte Derivate der Staubeckenablagerungen beobachtet. Bei maximalen Bändertonmächtigkeiten von 4m erreicht dieses ehemalige Becken eine Horizontalerstreckung von etwa 500m. Für autochthone Lagerungsverhältnisse spricht das horizontale Auftreten der Warven in den Bohrungen und die horizontal angetroffene

Steinsohle (4) in ihrem Liegenden. Die tonigen Staubeckensedimente zeichnen sich durch mittlere Kalkgehalte aus.

Eindeutige glazifluviale/fluviatile Sande und Kiese der typischen, nach CEPEK & LIPPSTREU (1975) bis zu 15m mächtigen Talsandfolge lassen sich erst hangabwärts im Anschluß an die Bändertone nachweisen (9). Ihre Oberkante beträgt maximal 18m. Sie unterscheiden sich von hangaufwärts angetroffenen Sanden durch ihre eindeutig gröbere Körnung, schlechtere Sortierung und einen bis auf die oberen Bereiche schwachen bis mäßigen Kalkgehalt. Diese homogenen Sedimente lagern einem schwarzen, schwach kalkhaltigen Elstergeschiebemergel auf (2a). Das Relief läßt eine oberste Terrasse erst bei 18m erkennen. Ihre Stufe wird vom Ausstreichen des beschriebenen Kiessandkörpers begleitet. Die markantesten Terrassen im Odertal, die höhere und mittlere Terrasse (δ_{as} , bzw. $\delta_{as} \diamond$) nach BERENDT & SCHRÖDER (1899), konnten jedoch weder als Erosions- noch als Akkumulationsterassen nachgewiesen werden. Vermutlich besaß die periglaziäre Morphodynamik genügend Zerstörungskraft, um sie zu überprägen. Die unteren Terrassen, von CEPEK (1960) als 18-, 12- und 8m-Terrassen bezeichnet, traten jedoch beim Nivellement hervor.

3. Schichtenfolgen des Top- und Rückhangbereichs

Die Verzahnung der heterogenen Sedimente des Ober- und Rückhangs wurde durch 7 größere Aufschlüsse sowie 11 Rammkernsondierungen untersucht. Das Liegende der Schichtenfolgen wird durch miozäne Quarzsande und -kiese (1) gebildet. Wie die Auswertung geologischer Bohrungen belegt, muß im gesamten Endmoränenbereich mit hochanstehenden Tertiärsedimenten gerechnet werden (HANNEMANN 1970). Die miozänen Schichtenfolgen sind als Gesamtpaket glazigen verstellt und zeigen neben kurzen Scherbahnen im cm-Bereich auch Faltungsspuren.

Angelehnt an diese hochaufragenden und oberflächennahen Tertiärsedimente folgt ein schwarzgrauer Geschiebemergel (2a), welcher an der Basis große Mengen Tertiärmaterial aufgenommen hat. Nach seinem Geschiebespektrum ist er in die Elsterkaltzeit einzuordnen. Stellenweise streicht er als Blocksohle mit mächtigen Geschieben aus. Im Hangenden dieser tonig-schluffigen Moräne folgen kalkfreie Feinsande sowie ein hellerer sandiger Geschiebemergel mit gleichfalls elsterzeitlichem Geschiebespektrum (2b).

Die liegende der beiden Grundmoränen zeichnet sich durch scharenweise auftretende Scherfugen aus, welche mit Substrat der hangenden Feinsande bzw. Elstermoräne verfüllt sind. Die Gletschersedimente der Elsterkaltzeit weisen im Vergleich zu jüngeren glazigenen Bildungen die größten Mächtigkeiten auf.

In ihrem Hangenden folgen gutsortierte karbonathaltige Feinsande (6), welche Parallel- bzw. Rippelschichtungen aufweisen, die auf eine Sedimentation unter Stillwasserverhältnissen hindeuten. Sie werden von einem kompakten graubraunen Geschiebemergel (2c) mit saalezeitlichem Geschiebespektrum überlagert, der sich in seinem Fallen an die liegenden Schichtenfolgen anlehnt.

Den Abschluß der Schichtenfolge bildet eine Wechsellagerung glazifluvialer und glazilimnischer Sedimente (5, 6). Dabei lösen sich mehrfach karbonathaltige und schlecht sortierte Kiessande sowie karbonathaltige und rhythmisch geschichtete Feinsande und Schluffe ab. Die glazilimnischen Ablagerungen zeigen glazigen bedingte Stauchungen der Schichtpakete und deuten auf eine wiederholte Reaktivierung der Gletscherbewegung hin.

Im Oberhangbereich der Endmoräne werden die glazifluvialen und glazilimnischen Bildungen auch in ihren Hangendfolgen von Störungen mit Dehnungsgefüge durchzogen. Darüber hinaus erfassen diese Störungen die klassische Blockpackung (3). Sie sind wahrscheinlich auf Sedimentation im Kontakt mit abschmelzendem Eis zurückzuführen. In den höchsten Bereichen der Endmoräne sprechen auch waterlain tills mit "dropstones" sowie die Kalkmergel (8) für ein abschließendes hochglaziales Sedimentationsgeschehen in Beckenbereichen zwischen niedertauendem Toteis.

Ausgehend vom höchsten Endmoränenabschnitt ist flächenhaft über den gesamten Rückhang ein Geschiebemergel mit weichselzeitlichem Geschiebebestands ausgebildet. Sein Vorkommen ist im Endmoränenkörper durch eine Verzahnung mit glazifluvialen Ablagerungen gekennzeichnet. Vereinzelt traten auch hier glazilimnische Feinsande und Schluffe auf. Zum Hangfuß hin nimmt die Mächtigkeit der weichselzeitlichen Grundmoräne zu. Die am Nordostende des Profils über der Weichselgrundmoräne erbohrten Bänderschluße stützen die Aussage von LIEDTKE 1956/57 über ihre weichselzeitliche Entstehung. Auffällig ist die hypsometrisch fast identische Oberkante dieser glazilimnischen Ablagerungen im Vergleich zu den Bänderschlußen (7) des Vorderhangs. Bei autochtoner

Entstehung muß dieser Umstand als Hinweis auf vergleichbare Sedimentationsverhältnisse während der Deglaziation sowohl im Vorderhang als auch im Rückhang der Endmoräne angesehen werden.

Ähnlich dem Vorderhang zeigt auch der Rückhang eine differenzierte Abfolge periglazialer Sedimente. Auch hier erlaubt die begrabene spätglaziale Braunerde (Finowboden) eine sichere stratigraphische Gliederung. Im oberen Rückhangsbereich sind die Flugsande vermutlich auf Grund der verstärkten Hangneigungen geringmächtiger ausgebildet. Mit der Reliefverflachung zum Rückland erhöht sich ihre Mächtigkeit jedoch wieder.

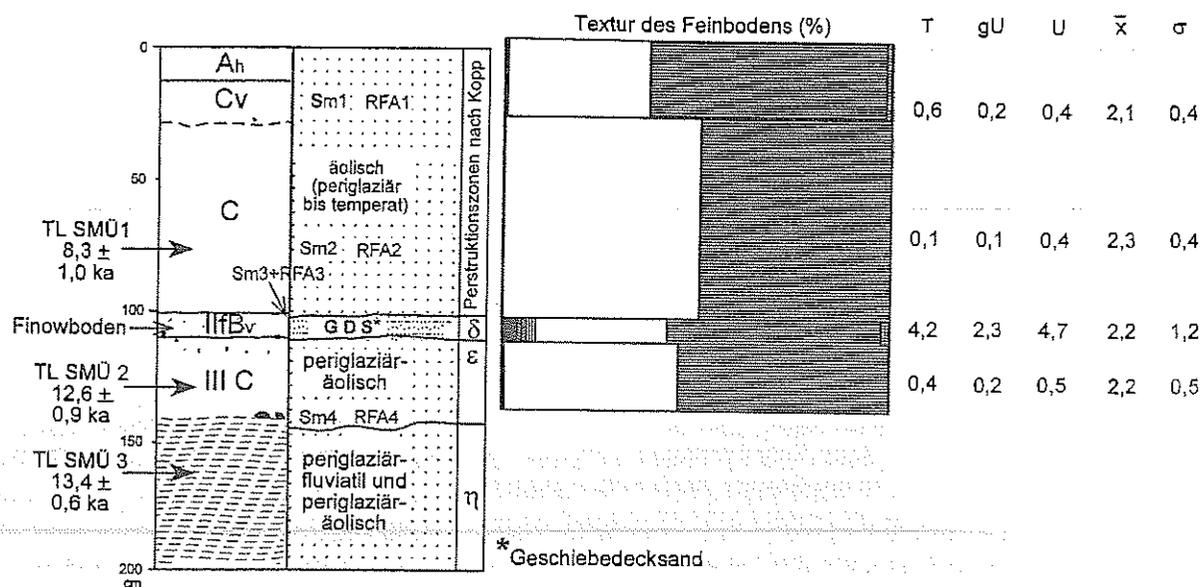


Fig. 4: Profil Schiffmühle 2, modifiziert nach Bussemer (1998: 56).

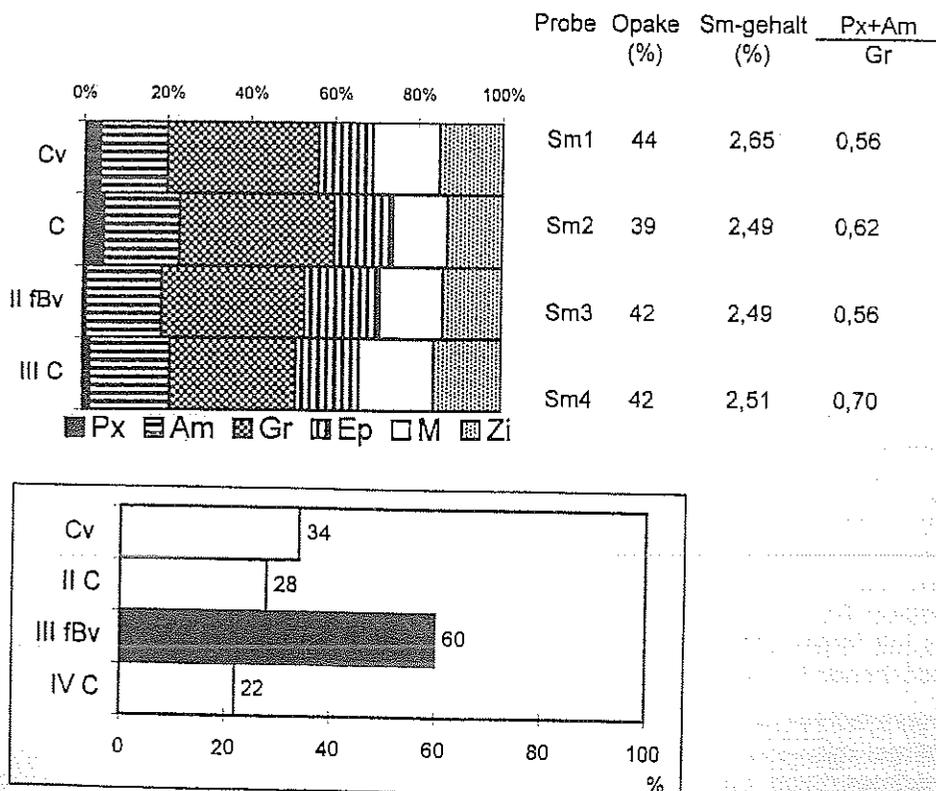


Fig. 5: Schwermineralspektrum (oben) und Anteil brauner Klinopyroxene an den Pyroxenen (unten) in Profil Schiffmühle 2.

4. Begrabener Boden

In Nordbrandenburg wurden seit der erstmaligen Beschreibung des „Finowbodens“ durch SCHLAAK (1993) mehrmals wahrscheinliche Äquivalente gefunden (Zusammenfassung in BUSSEMER, GÄRTNER & SCHLAAK 1998). In Schiffmühle verläuft der begrabene Boden in einem mächtigen periglaziären Sedimentpaket, welches in seinem Hangenden ausschließlich Flugsande, im Liegenden dagegen unter einem dünnen Flugsandschleier häufig wechselnde Faziesverhältnisse aufweist.

4.1 Chronostratigraphie

Im Bereich der ehemaligen Kiesgrube Schiffmühle konnten im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15.000 Jahre“ Detailuntersuchungen zur Litho- und Pedogenese in der ausgehenden Weichseleiszeit durchgeführt werden (Zusammenfassung in BUSSEMER 1998). Die Thermolumineszenzdatierungen erfolgten im Heidelberger MPI für Kernphysik (KUNH 1997), die Radiokarbondatierungen an Böden im Institut für Bodenkunde der Universität Hamburg (BECKER-HEIDMANN 1997).

Die hangenden Flugsande sind im Bereich der zu präsentierenden Profile Schiffmühle 1 und 2 etwa 1m mächtig und werden an der Geländeoberfläche von einem schwach verwitterten Horizont (Bv-Cv) abgeschlossen. Diese Flugsande besitzen 30cm über dem Finowboden ein frühholozänes TL-Alter von $8,3 \pm 0,9$ ka (TL SMÜ1 in Fig. 4). Der darunter folgende begrabene Verwitterungshorizont wird sowohl an der Basis als auch an der Oberkante scharf, aber in wellen- bis zungenartiger Form von den umgebenden Flugsanden abgegrenzt. In seinem Liegenden schließt sich eine über den gesamten Vorder- und Rückhang gleichbleibend dünne Flugsanddecke an. Der begrabene Boden trennt somit zwei flächenhaft wirksame Flugsandphasen, deren jüngere eine wesentlich stärkere Sedimentakkumulation verursachte. Dieser obere äolisch geprägte und vom begrabenen Boden durchzogene Periglazialkomplex bedeckt einen vertikal und horizontal sehr vielfältigen unteren periglaziären Formenschatz, welcher aus weiteren äolischen, aber auch aus fluvialen, ablualen und solifluidalen Sedimenten besteht (BUSSEMER, GÄRTNER & SCHLAAK 1993: 235).

In Profil Schiffmühle 2 wurde der ältere Flugsandschleier auf $12,6 \pm 0,9$ ka (TL SMÜ2), die Oberkante der sich darunter anschließenden Wechselfolge periglaziär-äolischer und periglaziär-fluviatiler Sande auf $13,4 \pm 0,6$ ka (TL SMÜ3) datiert. Zusammen mit der relativ sicheren Radiokarbondatierung des Pommerschen Stadiums von 16.200 BP (KOZARSKI 1996) und der Einordnung des Finowbodens mit etwa 11.400 BP am locus typicus (SCHLAAK 1993) ergibt sich eine plausible und stratigraphisch konsistente Abfolge der TL-Alter. Eine am begrabenen Boden durchgeführte Radiokarbondatierung ergab dagegen ein äußerst junges Alter von 3.370 ± 70 BP (BECKER-HEIDMANN 1996).

4.2 Lithofazies und Bodenchemie

Der begrabene Boden wurde in zwei Profilen sowie zwei Bohrungen mit den umgebenden Sedimenten sowie dem jeweiligen Oberflächenboden verglichen. Er weist in allen vier detailliert untersuchten Profilen und Bohrungen eine deutliche Verfeinerung auf (vgl. Fig. 4). Sie wird von einer Grobschluffanreicherung und einer Verschlechterung des Sortierungsgrades gegenüber den umliegenden Sedimenten begleitet. Beide Besonderheiten gelten auf sandigem Ausgangssubstrat als Geschiebedecksandmerkmale des Feinbodens (Bussemer 1994). Nach der einfachen Körnungsanalyse sind die Sortierungsgrade für Flugsandprofile jedoch insgesamt relativ schlecht und die Schwankungen im Mittelsand-Feinsandbereich gering, weshalb eine Subfraktionierung des Sandes durchgeführt wurde (Fig. 6).

Im dicht beprobten Profil Schiffmühle 2 dominieren in allen Proben mit Ausnahme des begrabenen Bodens die Fraktionen von 0,16-0,2 oder 0,2-0,25mm. Durch diese geringfügige Schwankung um die Feinsand/Mittelsandgrenze wird bei konventioneller Korngrößenanalyse offensichtlich die allgemein gute Sortierung verdeckt. Der begrabene Boden weist eine im Vergleich zu allen anderen Proben gröbere Hauptkornfraktion auf. Gemeinsam mit den oben genannten Besonderheiten läßt sich damit sein eigenständiger Sedimentcharakter als Geschiebedecksand nachweisen.

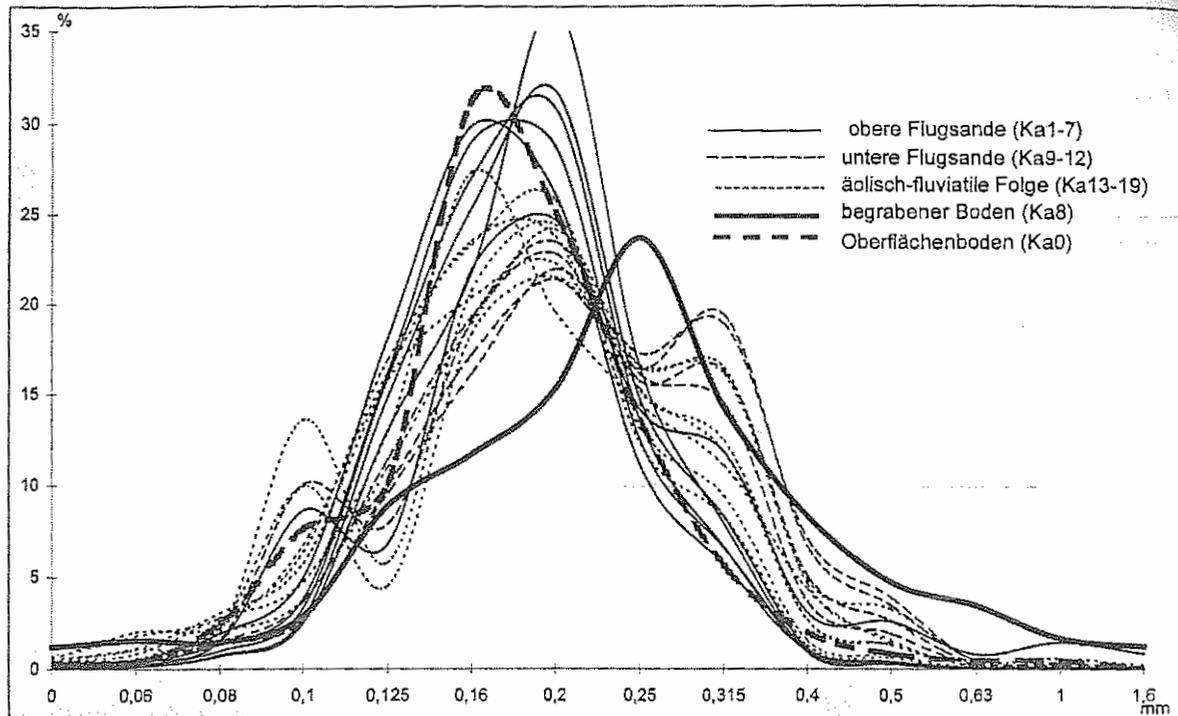


Fig. 6: Subfraktionierung des Sandes in Profil Schiffmühle 2 (aus Bussemer 1998: 57).

Die Subfraktionierungen der Proben aus den Bohrungen bestätigen den allochthonen Charakter des begrabenen Bodens ebenfalls über eine Verschiebung der Hauptkornfraktion, während er sich in Profil Schiffmühle 1 nur schwach von seinem Liegenden unterscheidet. In Bohrung Schiffmühle 20 weist auch der Oberflächenboden bei gleichbleibender Hauptkornfraktion mit einem zweiten Körnungsmaximum Unterschiede gegenüber seinem Ausgangsgestein auf.

Körnungsunterschiede ließen sich nicht nur zwischen dem begrabenen Boden und den ihn begrenzenden Flugsanden, sondern noch viel stärker innerhalb der darunter anschließenden periglazialen Sequenz feststellen. Die oberen Flugsande sind bei größtenteils eingipfeligen Kurven noch überwiegend sehr gut sortiert. Dagegen besitzen die unteren Flugsande trotz ihrer allgemein guten Sortierung in den Profilen Schiffmühle 1 und 2 eine Tendenz zur Mehr Gipfligkeit. Darunter beginnt dann neben der vertikalen auch eine horizontale Differenzierung der mächtigen Periglazialablagerungen, welche bisher nur in ihren Grundzügen geklärt werden konnte. In den Unterhangbereichen spielen Solifluktsdecken eine größere Rolle (Bohrung 1+20). Allerdings besitzt der heterogene untere Periglazialkomplex aus paläopedologischer Sicht keine Bedeutung mehr.

Im Gegensatz zu den aussagekräftigen Subfraktionierungen des Sandes ließ eine schwermineralogische Untersuchung von Profil Schiffmühle 2 hingegen keine eindeutige Differenzierung zu (Fig. 5). Weder die Schwermineralgehalte noch ihr Spektrum weisen deutliche vertikale Unterschiede auf. Allerdings konnte im begrabenen Boden eine Anreicherung brauner Klinopyroxene innerhalb der Pyroxengruppe festgestellt werden.

Im begrabenen Boden läßt sich sowohl über die Kieselsäure/Sequioxidverhältnisse als auch über den Kronberg-Nesbittkoeffizienten eine deutliche Verwitterungszunahme gegenüber dem Ausgangsgestein nachweisen, welche im Oberflächenboden fehlt (Fig. 7). Diese Beobachtung wird durch die Gehalte und Tiefenfunktionen der pedogenen Oxide bestätigt. Die Fed/Fet-Werte zeigen im Cv-Horizont kaum eine Freisetzung silikatischen Eisens an, wohl aber im II fBv-Horizont. Dieser hohe Anteil des freien Fe am Gesamteisen spricht im begrabenen Boden für hohe Verwitterungsgrade in situ. Der Oberflächenboden weist bei den oxalatlöslichen Fraktionen noch eine Anreicherung gegenüber dem Ausgangssubstrat auf, während diese beim dithionitlöslichen Eisen und läugelöslichen Aluminium kaum noch sichtbar ist. Die Maxima aller pedogenen Oxide im begrabenen Boden sind markant ausgebildet. Der Aktivitätsgrad des Eisens ist im Oberflächenboden vergleichbar mit dem begrabenen Boden.

Auch die bodenökologischen Parameter weisen auf intensive Pedogenese im begrabenen Horizont hin. Die Kohlenstoff- und Stickstoffgehalte sind nicht nur gegenüber dem Ausgangsgestein,

sondern auch gegenüber dem Oberflächenboden deutlich erhöht. Das C/N-Verhältnis ist relativ eng. Kationenaustauschkapazität und pH-Werte zeigen eine deutliche Versauerung und Entbasung dieses Profilbereichs an. Der reliktsche Charakter dieser Prozesse wird durch die im Flug-sand über dem begrabenen Boden wieder ansteigenden pH-Werte und Basensättigungen belegt.

Tonmineralogische Untersuchungen ergaben jedoch weder im begrabenen noch im Oberflächenboden einen Nachweis pedogener Neubildungen. Das Spektrum der vier Proben aus Profil Schiffmühle 2 setzt sich aus Vertretern der Kaolinit-, Illit-, und Vermiculitgruppe zusammen (vgl. Fig. 8). Der Finowboden läßt sich damit röntgendiffraktometrisch nicht herausheben. Seine Tonmineralzusammensetzung ist quantitativ und qualitativ gleichartig mit der darüber- und darunterliegenden Schicht einzuschätzen.

Horizont	Probe	SiO ₂ /R ₂ O ₃	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Index Kronberg-Nesbitt	
		(Molverh.)	(Molverh.)	Abszisse	Ordinate
Cv	RFA1	61,1	69,1	0,99	0,43
C	RFA2	57,3	64,0	0,98	0,43
II fBv	RFA3	36,3	43,5	0,98	0,35
III C	RFA4	59,0	68,9	0,99	0,44

Horiz.	Fed	Feo	Feo/Fed	Fed/Fet	Al _o	All	Mno	All/Fed
	mg/g	mg/g			mg/g	mg/g	mg/g	
Cv	0,9	0,6	0,63	0,27	0,59	1,37	0,01	1,52
C	0,7	0,3	0,43	0,22	0,27	1,32	0,03	1,89
II fBv	3,3	1,8	0,60	0,42	4,58	6,29	0,07	1,91
III C	0,9	0,3	0,31	0,20	0,14	1,51	0,04	1,68

Horiz.	pH	pH	H-Wert	S-Wert	KAK	BS	C	N	C/N
	CaCl ₂	H ₂ O	cmol/kg			(%)	mg/g	mg/g	
Cv	4,6						1,4	0,2	9
C	4,5		16,0	4,0	20,0	20,0	1,5	0,1	12
II fBv	4,3		40,0	4,0	44,0	9,1	3,6	0,4	10
III C	4,4		7,2	8,0	15,2	52,6	0,9	0,0	

Fig. 7: Bodenchemische Parameter von Profil Schiffmühle 2.

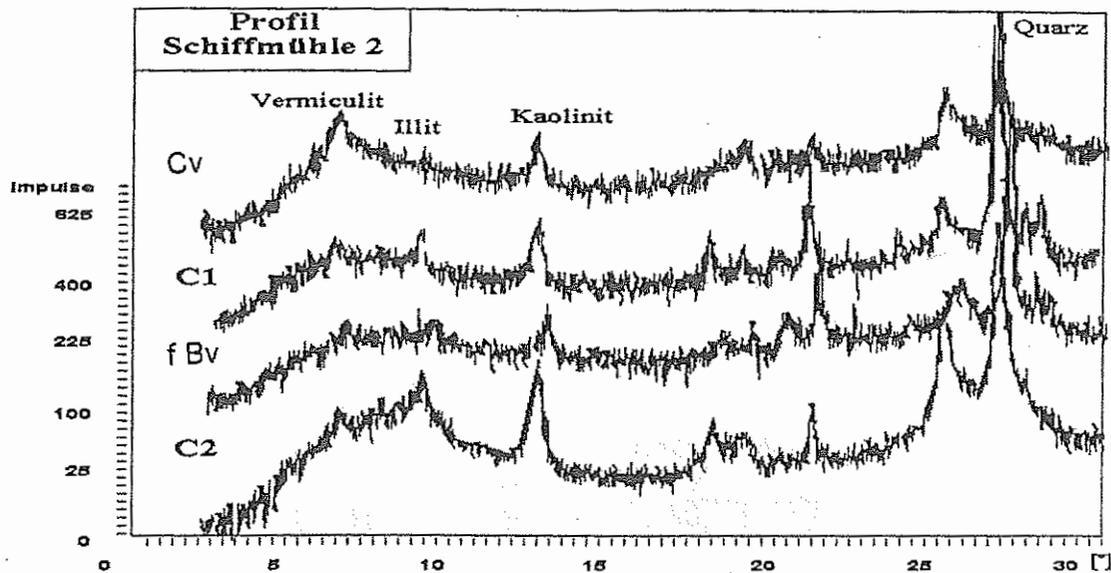


Fig. 8: Röntgenbeugung der Tonfraktionen von Profil Schiffmühle 2.

5. Ausgewählte Literatur über die Neubearbeitung des Profilkomplexes

- BUSSEMER, S. (1998): Bodengenetische Untersuchungen an Braunerde- und Lessiveprofilen auf Sandstandorten des brandenburgischen Jungmoränengebiets.- Münchener Geographische Abh., Reihe A, Bd. 49: 27-93; München.
- Bussemer, S., P. Gärtner & N. Schlaak (1993): Neue Erkenntnisse zur Beziehung von Relief und geologischem Bau der südlichen baltischen Endmoräne nach Untersuchungen auf der Neuenhagener Oderinsel. Petermanns Geogr. Mitt. 137: 227-239; Gotha.
- Bussemer, S., P. Gärtner & N. Schlaak (1994): Der Großaufschluß von Schiffmühle.- In: J.H. Schroeder (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg. Nr. 2 (Bad Freienwalde - Parsteiner See): 82-92; Berlin.
- Bussemer, S., P. Gärtner & N. Schlaak (1998): Stratigraphie, Stoffbestand und Reliefwirksamkeit der Flugsande im brandenburgischen Jungmoränenland.- Petermanns Geographische Mitt. 142: 115-125; Gotha.