

GREIFSWALDER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Geographisches Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Band 28

**Spätglaziale und holozäne Lessivégenese
auf jungweichselzeitlichen Sedimenten Deutschlands**

Peter Kühn

GREIFSWALD 2003

ERNST-MORITZ-ARNDT-UNIVERSITÄT GREIFSWALD

Impressum

ISBN : 3-86006-202-6
Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Herausgeber : Konrad Billwitz im Auftrag des Geographischen Instituts der
Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Redaktion : Peter Kühn

Satz : Peter Kühn

Grafik : Brigitta Lintzen, Petra Wiese (Geographisches Institut), Peter Kühn

Herstellung : Vervielfältigungsstelle der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald;
KIEBU-Druck Greifswald

Kontakt : Geographisches Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald
Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16, D-17487 Greifswald
e-mail: geogra@uni-greifswald.de

Für den Inhalt ist der Autor verantwortlich

Vorwort	6
1 Einführung und Zielsetzung	8
1.1 Historischer Abriss zur Nomenklatur der Lessivés	8
1.2 Stand der Forschung	8
1.3 Zielsetzung	9
2 Methoden	11
2.1 Gelände	11
2.2 Labor	11
2.2.1 Probenaufbereitung	11
2.2.2 Bodenchemie	11
2.2.3 Korngrößenanalyse	12
2.2.4 Mikromorphologie	12
2.2.5 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)	13
2.2.6 Röntgendiffraktometrie (RDM)	13
2.3 Mikromorphologische Terminologie	14
3 Lessivés des Jüngeren Jungmoränengebietes in Mecklenburg-Vorpommern	15
3.1 Geologisch-bodenkundliche Einordnung	15
3.2 Korngrößen und Profilinhomogenitäten	16
3.3 Boden- und Geochemie	19
3.3.1 Bodenreaktion	19
3.3.2 Pedogene Oxide	19
3.3.3 Haupt- und Spurenelemente	20
3.3.4 Geochemische Homogenitätsindizes und Verwitterungsintensität	21
3.4 Tonmineralogie	24
3.5 Mikromorphogenese	27
3.5.1 Grundmoränengebiet nordöstlich von Dargun	27
3.5.1.1 Fahlerde-Braunerde (Profil M 10)	27
3.5.1.2 Fahlerde-Braunerden mit Sandkeilen (Bar 100, 200)	33
3.5.2 Grundmoränengebiete südlich von Greifswald	40
3.5.2.1 Naturschutzgebiet Eldena: Profil E 106	40
3.5.2.2 Bodenlehrpfad Jägerhof: Profil J 2/5	46
3.5.3 Grundmoränengebiet der Ueckermünder Heide	49
3.5.3.1 Bodenkundlich-geologische Einordnung	50
3.5.3.2 Fahlerde-Braunerde (Profil Len 2)	52
3.5.3.3 Braunerde über fossiler Fahlerde (Profil Len 4)	56
3.5.3.4 Pedogenetische Relevanz der Profile Len 2 und Len 4	60
3.6 Vergleichbarkeit der Reliefposition/Reliefeinheit	62
3.6.1 Standorte mit relativer geomorphodynamischer Stabilität	62
3.6.2 Standorte mit relativer geomorphodynamischer Aktivität	63

3.7	Der Decksand, ein glaziales, periglaziales und holozänes Phänomen?	64
3.8	Pedogenetische Prozessfolge	67
3.8.1	Entkalkung	67
3.8.2	Spätglaziale Carbonat-Lösungsraten im Jüngsten Jungmoränengebiet	67
3.8.3	Tonverlagerung in carbonathaltigem Milieu	70
3.8.4	Tonverlagerung nach Entkalkung	70
3.9	Ein einfaches Modell zur Lessivégenese	72
3.10	Zusammenfassung	77
4	Mikromorphogenetische Befunde aus weiteren Jungmoränengebieten	79
4.1	Jungmoränengebiet in Schleswig-Holstein	79
4.1.1	Geologisch-bodenkundliche Einordnung	79
4.1.2	Feldbodenkundliche und analytische Merkmale von Profil Mielkendorf 1	80
4.1.3	Mikromorphologische Charakteristika	80
4.1.4	Bodengenetische Schlussfolgerungen und Diskussion	82
4.2	Älteres Jungmoränengebiet in Brandenburg südlich von Berlin	84
4.2.1	Geologisch-bodenkundliche Einordnung	84
4.2.2	Braunerde-Fahlerde von Horstfelde (Profil 2420184)	84
4.2.2.1	Feldbodenkundliche Merkmale	84
4.2.2.2	Mikromorphologische Charakteristika	85
4.2.3	Fahlerde-Braunerde von Thyrow (Profil 2420213)	86
4.2.3.1	Feldbodenkundliche Merkmale	86
4.2.3.2	Mikromorphologische Charakteristika	89
4.2.4	Mikromorphogenetische Interpretation der Profile Horstfelde und Thyrow	89
4.3	Oberschwaben in Baden-Württemberg	92
4.3.1	Geologisch-bodenkundliche Einordnung	92
4.3.2	Profil bei Winterstettenstadt	93
4.3.2.1	Aufbau von Profil 5B	93
4.3.2.2	Mikromorphologische Charakteristika	94
4.3.2.3	Bodengenetische Schlussfolgerungen und Diskussion	94
4.3.3	Profil bei Muttensweiler	98
4.3.3.1	Aufbau von Profil Mut	98
4.3.3.2	Mikromorphologische Charakteristika	98
4.3.3.3	Bodengenetische Schlussfolgerungen und Diskussion	99
4.3.4	Zusammenfassende pedogenetische Beurteilung	100
4.3.5	Bodentypologische Einordnung	101
4.4	Zusammenfassung	103
5	Mikromorphogenetisch-stratigraphische Befunde aus Sachsen-Anhalt u. Hessen	105
5.1	Mitteldeutsches Trockengebiet in Sachsen-Anhalt	105
5.1.1	Geologisch-bodenkundliche Einordnung	105
5.1.2	Fahlerde-Braunerde bei Karsdorf (Profil KA 51)	106
5.1.2.1	Feldbodenkundliche und analytische Merkmale	106

5.1.2.2	Mikromorphologische Charakteristika	106
5.1.2.3	Bodengenetische Schlussfolgerungen und Diskussion	110
5.1.3	Braunerde-Fahlerde im Hakel (Profil KA 96)	112
5.1.3.1	Feldbodenkundliche Merkmale	112
5.1.3.2	Mikromorphologische Charakteristika	113
5.1.3.3	Bodengenetische Schlussfolgerungen und Diskussion	114
5.2	Südliches Main-Taunus-Vorland in Hessen	117
5.2.1	Steinbruch der Dyckerhoff AG bei Wiesbaden	117
5.2.1.1	Mikromorphologische Charakteristika	118
5.2.1.2	Pedosedimentäre Rekonstruktion	121
5.2.2	Pedogenetische Relevanz des „Dyckerhoff-Profiles“	124
5.3	Zusammenfassung	125
6	Vergleich der Ergebnisse zur Lessivégenese	127
6.1	Horizontbezogene mikromorphologische Charakteristika der Lessivés	127
6.1.1	Bv-Horizonte	127
6.1.2	A(e)l-Horizonte	128
6.1.3	Ael+Bt-Horizonte	129
6.1.4	Bt-Horizonte	130
6.1.5	C-Horizonte	132
6.2	Überregionaler Vergleich	133
6.3	Vorschlag für die Klassifikation von Braunerde-Lessivés	139
7	Zusammenfassung	141
8	Ausblick	147
9	Literatur	149
10	Verzeichnis der Tabellen, Abbildungen, Farbtafeln und Beilage	165

Anhang

Vorwort

Der Ursprung dieser Studie liegt im Mecklenburgischen, nördlich von Dargun bei Groß Methling auf den Flächen des Karlshofes von Prof. Dr. D. SCHRÖDER. Parallel zur Bodenkartierung der Flächen des Karlshofes und dessen Umgebung, die überwiegend in der zweiten Hälfte der 90er Jahre im Rahmen studentischer Praktika von der Abteilung Bodenkunde der Universität Trier aus durchgeführt wurden, drängten sich bodengenetische Fragen bezüglich der Lessivés in den Vordergrund des Forschungsinteresses.

Mit diesen Fragen trat Prof. Dr. D. SCHRÖDER zu Beginn des Jahres 1997 mit dem Vorschlag an mich heran, besonders die These der spätglazialen Lessivierung im Rahmen einer Dissertation zu überprüfen.

Nach kurzer Zeit, meinem schon lange währenden Interesse für bodengenetische und paläopedologische Fragestellungen entgegenkommend, war auch ich vom Reiz dieser offenstehenden Fragen zur Lessivégenese erfasst worden und begann mich in Trier, zunächst ohne Finanzierung, in die spezielle Thematik und in den Landschaftsraum „Jungmoränengebiet in Mecklenburg-Vorpommern“ einzuarbeiten. Gedankt sei dem Forschungsfond der Universität Trier, der mich mit einer kleinen Anschubfinanzierung von April bis Dezember 1997 unterstützte.

Im Dezember desselben Jahres bot mir Prof. Dr. K. BILLWITZ eine Stelle als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Lehrstuhl für Geoökologie des Geographischen Institutes der Universität Greifswald an, die ich zum Frühjahr 1998 gerne angetreten bin.

Ohne diese finanzielle Absicherung, die mir zuteil gewordene notwendige Freiheit und dauerhafte Unterstützung bei der Durchführung meiner Arbeiten wäre die vorliegende Studie keinesfalls möglich gewesen. Dafür sei Prof. Dr. K. BILLWITZ in besonderem Maße gedankt.

Ebenso möchte ich Prof. Dr. D. SCHRÖDER für die trotz der räumlichen Entfernung ständig geistige und auch tatkräftig-diskussionsfreudige Wegbegleitung der letzten Jahre danken. Dadurch, dass Prof. Dr. D. SCHRÖDER und Dr. R. SCHNEIDER mir die Möglichkeit der weiteren Nutzung des Mikromorphologie-Labors der Abteilung Bodenkunde der Universität Trier einräumten, war erst die Anfertigung einer ausreichenden Anzahl von Dünnschliffen gesichert, die ein Herzstück dieser Studie sind.

Außerordentlicher Dank gilt meinen Kollegen Dr. HENRIK HELBIG, Dr. KNUT KAISER, Dr. PIM DE KLERK, Dr. KAY KRIENKE und Dr. habil. THOMAS TERBERGER für konstruktive, nicht nur quartärbezogene Diskussionen im Gelände und bei verschiedenen Post-Kolloquia.

Für die fruchtbare Zusammenarbeit im Gelände und/oder für weiterführende Diskussionen, sowie geistige und technische Hilfestellungen, sei folgenden KollegInnen und Mentoren ein besonderer Dank ausgesprochen:

Dipl. agr. Ing. ALBRECHT BAURIEGEL (Kleinmachnow), Dr. HANNS-PETER BRÜCKNER (Trier), Dr. habil. SIXTEN BUSSEMER (München), Dr. habil. STEFAN DULTZ (Hannover), Dr. JÜRGEN EIDAM (Greifswald), Prof. Dr. PETER FELIX-HENNINGSSEN (Gießen), Dipl. Geogr. ALEXANDRA HILGERS (Köln), Dr. PETER JANETZKO (Flintbek), Dipl. Geol. WOLFGANG KAINZ (Halle), Dipl. Geogr. BIRGIT KAUSCH (Trier), Dr. MICHAEL KÖSEL (Freiburg), Dr. H.-D. KRIENKE (Schwerin), Dipl. Geogr. JANA KWASNIOWSKI (Greifswald), Dr. HARTWIG LÖHR (Trier), Dipl. Geogr. SEBASTIAN LORENZ (Greifswald), Dipl. Geol. JOACHIM LUCKERT (Kleinmachnow), Dr. KARSTEN OBST (Greifswald), Prof. Dr. GERHARD REUTER (Rostock),

Dr. RAIMUND RÖDEL (Greifswald), Prof. Dr. GERHARD ROESCHMANN (Langenhagen), Prof. Dr. ARNO SEMMEL (Hofheim), Dr. SIEGFRIED STEPHAN (Bonn), Dr. HANS ULRICH THIEKE (Kleinmachnow), Prof. Dr. HEINRICH THIEMEYER (Frankfurt), Prof. Dr. JEAN-FRANK WAGNER (Trier), Dr. MICHAEL WEIDENFELLER (Mainz).

Für die Hilfe bei Kartierarbeiten und beim Ausheben zahlloser Gruben sei zahlreichen Studentinnen und Studenten aus Trier und Greifswald gedankt, deren Arbeit und Fragen mich immer wieder auf den *Boden der Tatsachen* zurückholten.

Frau B. LINTZEN und Frau P. WIESE sorgten dafür, dass zahlreiche meiner manchmal schwer leserlichen Skizzen in die beste grafische Form gebracht wurden.

Ausdrücklich sei noch einmal darauf hingewiesen, dass ohne den von allen genannten und ungenannten KollegInnen geleisteten Beistand, der mir in den vergangenen Jahren zuteil wurde, diese Arbeit nie den vorgelegten Informationsstand erreicht hätte.

Andererseits sind der wissenschaftliche Informationsaustausch und die Zusammenarbeit bei geowissenschaftlichen Forschungstätigkeiten nicht nur ein Muss und außerordentlich hilfreich, sondern auch durchaus reizvoll. Gerade in Diskussionen auf Tagungen und vor allem am Profil wurden eigene Hypothesen immer wieder dem oft scharfen Messer der Kritik unterzogen, aber auch daran geschärft.

Zuletzt möchte ich mich ganz besonders bei meinen Eltern, Achim, Wolfgang und Jana bedanken, die mir immer wieder vor Augen führten, dass hinter den Dingen mehr steckt als nur ihre Form und ihr Inhalt.

Die vorliegende Studie entspricht, bis auf geringfügige redaktionelle Änderungen, der im Februar 2003 von der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Ernst-Moritz-Arndt-Universität angenommenen Dissertation „Vergleichende bodenkundliche Untersuchungen zur Lessivégenese auf jungweichseleiszeitlichen Sedimenten Deutschlands“

Greifswald und Gießen, im März 2003

Peter Kühn

Das einzig homogene Merkmal des Bodens ist dessen Heterogenität

1 Einführung und Zielsetzung

1.1 Historischer Abriss zur Nomenklatur der Lessivés

Durch vorwiegend vertikale Tonverlagerung gekennzeichnete Böden, in der deutschen Bodenkunde zunächst nicht als eigenständiger Bodentyp bewertet, wurden als *braune Waldböden* (STREMMER 1936), *braune Waldböden mit Podsolierungseigenschaften* (GLINKA 1914; LAATSCH 1934), *gebleichte braune Waldböden* (MÜCKENHAUSEN 1936), *gebleichte Braunlehme* (KUBIĚNA 1948) oder als *Braunerden* (MÜCKENHAUSEN 1956: Abb. 10) bezeichnet.

Vor diesem Hintergrund schlug MÜCKENHAUSEN (1957) die Bezeichnung *Parabraunerde* vor, betrachtet diese aber nach wie vor als einen Typ der Braunerdenklasse (MÜCKENHAUSEN 1993: 436ff). Diese Klassifikation war in der Bundesrepublik bis zur Einführung der KA 4 (AG Boden 1994) gültig, da die Parabraunerden in der KA 3 (AG Boden 1982) noch zu der Klasse der Braunerden gehörten.

EHWALD (1958), KUNDLER (1957) und REUTER (1957/58) favorisierten in Anlehnung an DUDAL (1953, zit. in REUTER 1957/58) den *Lessivé* als eigenen Bodentyp neben der Braunerde für einen Boden, der vorwiegend durch Tonverlagerung (*lessivage* = Auslaugung, Bleichen) gekennzeichnet ist.

In der Hauptbodenformenliste für landwirtschaftlich genutzte Böden der DDR (LIEBEROTH et al. 1971) existierten Fahlerden und Parabraunerden als eigenständige Bodentypen nebeneinander und wurden dementsprechend kartiert.

Erst in der KA 4 (AG Boden 1994) wurde die *Fahlerde* als Normtyp eingeführt und zusammen mit der *Parabraunerde* zur Klasse der *Lessivés* zusammengefasst. Hauptunterscheidungsmerkmal zwischen beiden Typen ist vor allem der geringere Tongehaltsunterschied zwischen Al- und Bt-Horizont bei der Parabraunerde im Vergleich zu Ael-/Bt-Horizonten der Fahlerde, der mindestens 9-12% betragen muss.

Dieser kurze Überblick zeigt einerseits den fortschreitenden Erkenntniszuwachs in der Bodengenese, andererseits werden durch eine voneinander abweichende Nomenklatur unterschiedliche bodengenetische Vorstellungen angedeutet.

1.2 Stand der Forschung

Die in der deutschen Bodenkunde allgemein anerkannte Vorstellung zum zeitlichen Ablauf der Tonverlagerung besagt, dass Lessivés auf hoch- und spätweichselezeitlichen Sedimenten im Holozän entstandene Böden sind, deren Hauptbildungsphase weitgehend in das Atlantikum einzuordnen sei (z.B. BLUME & HOFFMANN 1977; HOFFMANN & BLUME 1977; KUNTZE et al. 1994: 231ff; REUTER 1962a,b, 1990, 2001; ROHDENBURG 1978; ROHDENBURG & MEYER 1968; SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 2002: 470f; SCHELLMANN 1998; STEPHAN 1983).

Trotzdem wird die Genese lessivierter Böden und dabei besonders der Zeitraum der Tonverlagerung seit den 60er Jahren kontrovers diskutiert. So vertreten zum Beispiel ALTERMANN et al. (1977), BRUNNACKER (1959), BUSSEMER (1994), HARTWICH et al. (1975), JERZ (1982), KOPP (1970), KOPP & KOWALKOWSKI (1972, 1990), NEUMEISTER (1966), ROESCHMANN (1963), SEMMEL & PLASS (1965) und WICHTMANN (1981) die Hypothese einer überwiegend spätglazialen Genese von Lessivés (Anhang-Tab. 1).

LAVES (1969), LAVES & THIÈRE (1970), THIÈRE (1968) und THIÈRE & LAVES (1968) postulieren eine primäre Korndifferenzierung unter periglazialen Bedingungen und holozän/rezent eine Tonverlagerung nur noch innerhalb der Bt-Horizonte (Anhang-Tab. 1).

Hinsichtlich der zeitlichen Einordnung der Lessivierungsphasen ist der Unterschied bei den von REUTER (1990, 2001) und KOPP (1970) im norddeutschen Tiefland an gleichen Bodentypen entwickelten Genesemodellen besonders eklatant. Bei dem Modell von REUTER beginnt die Bodenbildung erst im Präboreal, während für KOPP der Hauptanteil der Lessivé- und Braunerdebildung im Präboreal weitgehend abgeschlossen ist.

Doch schon BARGON et al. (1971), BIBUS & KÖSEL (1997), JÄGER & LIEBEROTH (1987), KÖSEL (1996), KOWALKOWSKI (1967), KUNDLER (1961b), LIEBEROTH (1982), und SCHÖNHALS (1960) räumten die Möglichkeit der Lessivébildung sowohl unter temperaten als auch periglazialen klimatischen Bedingungen ein (Anhang-Tab. 1).

Trotz zahlreicher bodengenesischer Untersuchungen aus dem nordostdeutschen Tiefland (BILLWITZ et al. 1998; DIEMANN 1973, 1974; KUNDLER 1961a; LAVES 1972; REUTER 1962; THIÈRE 1968) berichteten erst in den letzten Jahren HELBIG (1999a, b), KÜHN & SCHRÖDER (2001) und KÜHN (2001b, i. Dr. b) von Lessivés mit bis zu 180 cm tief reichenden Sandkeilen, deren Schulterbereiche in der Regel an der Obergrenze der Bt-Horizonte liegen.

Zwar wurden von KLIWE (1968) „Keilspalten“ bei Wolgast (Ostvorpommern) beschrieben und von KLIWE & SCHULTZ (1970) die bis dahin bekannten Eis(Sand-?)keil-Vorkommen im Jüngsten Jungmoränengebiet Nordostdeutschlands zusammengestellt, jedoch ohne diese in pedogenetischen Bezug zu setzen. DIEMANN (1973) erwähnte periglazial entstandene Sandtaschen in Bt-Horizonten, schloß aber die Möglichkeit einer spätglazialen Lessivierung aus.

Diese im Spätglazial entstandenen Sandkeile bieten allerdings bisher die einzige Möglichkeit auf den terrestrischen Standorten der Grundmoränenplatten Nordostdeutschlands die Pedogenese eindeutig in Bezug zur Stratigraphie setzen zu können.

Dies und die weiterhin offene Diskussion zur Chronologie bodenbildender Prozesse in Lessivés war Anlass, Lessivés und hierbei vorwiegend Braunerde-Fahlerden/Braunerde-Parabraunerden einer bodengenesischen Vergleichsuntersuchung zu unterziehen.

In diesem Zusammenhang eignen sich besonders systematisch-bodenmikromorphologische Analysen, um eine Überprägung der Bodenbildung durch periglazialen Einfluß und/oder eine Anlehnung der Bodenbildung an schon periglazial entstandene Strukturen nachweisen zu können.

1.3 Zielsetzung

Da die Oberflächenböden aufgrund der Geogenese von Jungmoränengebieten in diesen kein prä-weichseiszeitliches Alter besitzen können, liegt das regionale Hauptaugenmerk dieser bodengenesischen Vergleichsuntersuchung auf den Jungmoränengebieten der Weichsel-/Würmvereisung, insbesondere auf dem Gebiet der Grundmoräne des Mecklenburger Vorstoßes in Mecklenburg-Vorpommern. Hierbei sollen folgende Themenbereiche besonders untersucht werden:

- geo- und bodenchemische Kennzeichnung der Lessivé-Braunerden in Mecklenburg-Vorpommern im Hinblick auf bodengenesischen Charakteristika,
- Klärung der Frage, ob sich die Pedogenese an periglaziale Sedimentstrukturen anlehnt oder eine periglaziale Beeinflussung schon im Spätglazial entstandener Bodenhorizonte stattfand,
- Typisierung mikromorphologischer Merkmale der Lessivés,

- Nachweis über die Intensität der Tonverlagerung im Spätglazial,
- überregionaler mikromorphologischer Vergleich lessivierter Böden, sowie
- relative chronologische oder chronostratigraphische Einordnung bodenbildender Prozesse, die zur Ausbildung der untersuchten Böden führte.

Da der zeitliche Rahmen der vorliegenden Studie im Wesentlichen das Weichsel-Spätglazial umfasst, eignet sich Abbildung 1.1 zur zeitlichen Orientierung vor allem für das Hauptarbeitsgebiet in Mecklenburg-Vorpommern mit angrenzenden Regionen.

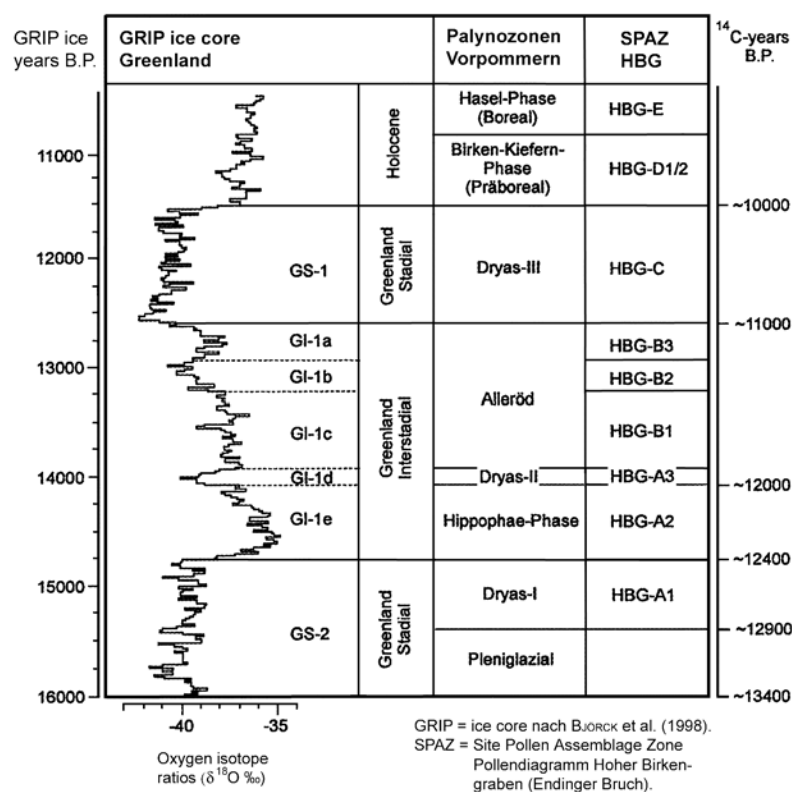


Abb. 1.1: Korrelation von Palynozonen in Vorpommern mit der Sauerstoffisotopenkurve aus dem grönländischen GRIP-Eiskern (aus BILLWITZ et al. 2000)

Es sei dabei ausdrücklich auf die Arbeiten von DE KLERK (2001, 2002) verwiesen, in denen die bestehenden Verwirrungen in der gebräuchlichen Terminologie der Vegetations-, Klima- und Chronozonen bzw. -phasen des Weichsel-Spätglazials ausführlich diskutiert werden.

2 Methoden

2.1 Gelände

Im Rahmen bodenkundlicher Praktika der Abteilung Bodenkunde der Universität Trier und des Lehrstuhls für Geoökologie des Geographischen Institutes der Universität Greifswald wurden in verschiedenen Grundmoränengebieten des Mecklenburger Vorstoßes der Weichselvereisung (Mecklenburg: Raum Dargun, Vorpommern: Raum Greifswald und Ueckermünder Heide) Mecklenburg-Vorpommerns etwa 200 Profilgruben und etwa 400 Bohrungen (2 m-Pürckhauer) bodenkundlich nach KA 4 (AG BODEN 1994) und der neuen Bodensystematik (AK BODENSYSTEMATIK 1998) aufgenommen. Die Farbensprache erfolgte mit der Farbtafel nach MUNSELL (1992).

Eine Auswahl typischer Ausprägungen der Leitbodenform Lessivé-Braunerde fand Eingang in diese Studie und wurde für geo- und bodenchemische sowie bodenphysikalische Untersuchungen in Form von Mischproben (3-4 kg) beprobt. Ungestörte orientierte Proben für Dünnschliffuntersuchungen wurden mit umgebauten KUBIÉNA-Kästchen entnommen.

Der Anteil des Grobbodens (> 2 mm) wurde anhand der Vergleichstafeln der KA 4 in Vol. % im Gelände abgeschätzt.

Um die Ergebnisse zur Lessivégenese in Mecklenburg-Vorpommern in einem überregionalen Rahmen zu vergleichen und abzusichern, wurden in Zusammenarbeit mit regional bodenkundlich arbeitenden Wissenschaftlern ausgewählte Leitprofile in Schleswig-Holstein, Brandenburg, Sachsen-Anhalt, Hessen und Baden-Württemberg mikromorphologisch beprobt und ausgewertet.

2.2 Labor

2.2.1 Probenaufbereitung

Etwa zwei Kilo jeder Probe wurde < 2 mm gesiebt, getrocknet und luftdicht verpackt. Der Rest des Probenmaterials dient als Rückstellprobe.

Sämtliche boden- und geochemischen Analysen, sowie die Korngrößenanalyse wurden an der Feinerdefraktion durchgeführt. Alle bodenchemischen Analysen wurden an Parallelen durchgeführt. Wichen diese um mehr als 3% voneinander ab, wurde die Analyse wiederholt.

2.2.2 Bodenchemie

pH-Wert

Potentiometrische pH-Bestimmung mit 0,01 M CaCl₂-Lösung mit aqua dest. und Feinboden im Verhältnis 1:2,5.

Carbonat

Gasvolumetrische Bestimmung an der SCHEIBLER-Apparatur (SCHLICHTING et al. 1995).

Pedogene Oxide (Fe_o, Fe_d)

Die Bestimmung der pedogenen Oxide wurde im Labor der Abteilung Bodenkunde in Trier durchgeführt. Eisenionen treten bei der Bodenbildung generell in Erscheinung, beeinflussen in hohem Maße die Bodenfarbe, und sind deshalb als Indikatoren für die Pe-

dogenese geeignet (SCHWERTMANN 1988). Die Alterung als Kristallisation eines Teils der oxalatlöslichen Eisenoxide kommt im Fe_o/Fe_d -Verhältnis zum Ausdruck.

Die Bestimmung der *aktiven, amorphen* Fe-Oxide erfolgt nach SCHWERTMANN (1964): 2 g Feinboden werden in 100 ml 0,2 M NH_4 -Oxalatlösung 2 h unter Ausschluß des UV-Lichts geschüttelt. 10 ml Aliquot des Filtrats werden in 50 ml Meßkolben angefärbt und sofort am Photometer gemessen.

Die Bestimmung der gesamten pedogenen Eisenverbindungen erfolgt nach MEHRA & JACKSON (1960): 2 g Feinboden werden mit 0,3 M Na-Citratlösung und 10 ml $Na(CO_3)_2$ -Lösung (bei pH 7,3) versetzt, im Wasserbad auf 70 – 75°C erhitzt (LOVELAND 1988). Unter mehrmaligem Rühren und Zugabe von 1 mg Na-Dithionit wird die Probe weiter erhitzt. Dieser Extraktionsvorgang wird nach dem Zentrifugieren wiederholt. Danach wird die Probe mit 20 ml 0,1 N $MgSO_4$ -Lösung gespült, zentrifugiert und dekantiert, ein Aliquot mit Perchlorsäure im Sandbad fast eingedampft, in Meßkolben überführt, angefärbt und am Photometer gemessen.

Da mit diesen Extraktionsmethoden keine einzelnen Phasen bestimmt werden können, wird mit LINDSAY (1988) und BORGGGAARD (1988) die extrahierte Eisenfraktion mit der jeweiligen Extraktionsmethode bezeichnet: oxalat-extrahiertes Eisen (Fe_o) und dithionit-extrahiertes Eisen (Fe_d).

Fehlerquellen: Die Ursache in höheren Fe_o -Werten im Vergleich zu Fe_d -Werten können durch die mögliche Anlösung von Magnetit und Maghemit durch Oxalat entstehen (WALKER 1983; FINE & SINGER 1989). Zu hohe Fe_d -Werte können sich durch die Anlösung von Glaukonit und Nontronit ergeben (BORGGGAARD 1990). Unsicher ist, inwieweit lithogene Fe-Oxide und eisenhaltige Silikate angegriffen werden (WEBER & BLÜMEL 1992).

2.2.3 Korngrößenanalyse

Ein Teil des Probenmaterials der Mischproben wurde luftgetrocknet und auf < 2 mm gesiebt: Vorbehandlung von ca. 200 g Feinboden bei > 1% C zunächst mit 10%iger H_2O_2 , später mit 30%iger H_2O_2 zur Humuszerstörung. Bei pH > 6,8 mit 10% HCl (pH > 4) zur Carbonatzerstörung. Nachdem kein Schäumen der Proben zu beobachten war, wurden diese solange gewaschen, bis sie drei Tage trübe blieben. Danach erfolgte Trocknung bei 50°C.

Einwaage von 20 g getrockneter vorbehandelter Feinerde und Dispergierung mit 0,1 N Natriumpyrophosphat. Stehen lassen über Nacht, danach über Nacht schütteln und 20 min ins Ultraschallbad. Bestimmung der Ton- und Schluffraktion nach der Pipettmethode nach KÖHN. Die Sandfraktionen wurden durch Naßsiebung bestimmt. Danach Trocknung bei 105°C. Wich bei den Parallelen die Summe der Feinerdefraktion um mehr als 3% ab, wurde die Analyse wiederholt.

Um für die Diskussion bezüglich der Korngrößen den Stichprobenumfang zu erhöhen, lag es nahe, die Profildaten von HELBIG (1999a) in die Diskussion mit einzubeziehen. Da die Bestimmung nicht an Parallelen durchgeführt wurde (pers. Mitt. HELBIG), noch Angaben zu den Fehlergrenzen der Analysen vorliegen (HELBIG 1999a), wurde aufgrund der nicht abzuschätzenden Unschärfe dieser Daten von deren Übernahme in diese Studie abgesehen.

2.2.4 Mikromorphologie

Die ungestörten orientiert entnommenen Proben wurden nach Lufttrocknung in Kunstharz eingebettet (Methode nach ALTEMÜLLER 1974; ALTEMÜLLER & BECKMANN 1991): Mischungsverhältnis: 800 ml Vestopal 160, 200 ml Styrol, 1% Silane, 1,4 ml Cyclohexanonperoxid; 0,7 ml Co-Beschleuniger. Da die Herstellung von Vestopal 160 eingestellt worden war, wurde ab dem Jahr 2000 folgendes Mischungsverhältnis verwendet:

1000 ml Palatal P80-21, 0,5% Silane, 1,4 ml Cyclohexanonperoxid, 0,7 ml Co-Beschleuniger. Die Halbierung des Anteils an Silane erfolgte auf Rat von T. BECKMANN. Ein höherer Anteil von Silane als 0,5% erhöhte die Haftung so sehr, dass beim Sägen Quarzkörner mit Glas aus dem Objektträger gerissen wurden. Nach kaltem Aushärten (etwa 2 Monate) wurden die Proben noch 2-5 Tage bei 40°C im Trockenschrank nachgehärtet. Danach erfolgte die Herstellung von etwa 350 Dünnschliffen im Mikromorphologie-Labor der Universität Trier. Zum Lappen wurde eine Mischung aus Spezialöl (Shell EDM Fluid 66) und SiC verwendet. Etwa 120 Dünnschliffe 28 × 48 mm und alle Grob-schliffe (6 × 9 cm) wurden vom Labor T. BECKMANN (Schwülper) angefertigt. Die Beschreibung der Dünnschliffe am Polarisationsmikroskop erfolgte überwiegend nach BULLOCK et al. (1985) und STOOPS (1999).

2.2.5 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Die RFA dient zur Bestimmung der Haupt- und Spurenelemente. Das luftgetrocknete Probenmaterial < 2 mm wurde etwa 1½ Stunden mit einer Planetenkugelmühle gemahlen.

Die Analyse der Profile M 9, 13, Bar 100, Dar 400, J2/5, Len 2 wurde an Schmelztabletten durchgeführt: Aufschluß im Verhältnis von Li-Metaborat zu Probenmaterial 1 : 5. Die Analyse wurde von Dr. J. EIDAM (Geologisches Institut, Universität Greifswald) mit einem wellenlängendispersiven RF-Spektrometer Philips PW 2404 durchgeführt.

Bei den Profilen M 10, 13, 17, Bar 200, Muh 100 liegt nur eine eingeschränkte Spurenelementverteilung vor, da deren Proben an Pulverpresslingen bestimmt wurden. Aus 1,0000 ± 0,0002 g homogenisiertem Material und 1,5000 ± 0,0002 g Linterspulver (auf Zellulosebasis) als Matrix wurden Pulverpräparate/-presslinge hergestellt. Die Analyse wurde von Dr. J. WANNEMACHER (Physische Geographie und Umweltforschung, Universität des Saarlandes) mit einem Sequenz-Röntgen-Spektrometer SRS 303 AS der Firma Siemens durchgeführt.

2.2.6 Röntgendiffraktometrie (RDM)

Die RDM dient zur qualitativen und semiquantitativen Bestimmung des (Ton-) Mineralbestandes.

Der Versuch, zunächst an Pulverpräparaten (in Kugelmühle feinst gemahlen) horizontalkennzeichnende Leitminerale zu erfassen, war nicht von Erfolg beschieden.

Bestimmung der Tonminerale: Die Tonfraktion (<2 µm) der Profile M 9, M, 10, M13 wurde ohne Vorbehandlung der Proben in ATTERBERG-Zylindern abgetrennt und anschließend mit Ca²⁺-Ionen belegt. Danach wurden Texturpräparate hergestellt, von denen nacheinander im lufttrockenen Zustand, nach Ethylenglycol-Behandlung und nach zwei-stündigem Tempern bei 550°C mit dem Röntgendiffraktometer D 500 der Firma Siemens über einen 2θ-Bereich von 2° bis 35° Diffraktogramme unter Verwendung einer festen Divergenzblende aufgenommen wurden. Die Analysen wurde von Dr. H.-P. BRÜCKNER, FB VI, Abteilung Geologie der Universität Trier durchgeführt. Die Auswertung der Diffraktogramme erfolgte zunächst nach MOORE & REYNOLDS (1979). Dr. S. DULTZ (Braunschweig) verbesserte die eigene Auswertung wesentlich und schätzte die quantitative mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion anhand der relativen Peakintensitäten ab.

Die tonmineralogische Zusammensetzung des Profils J2/5 wurde von Dipl. Geol. J. LUCKERT (LGRB/Kleinmachnow) analysiert. Mittels Nasssiebung wurde zunächst die Fraktion < 63 µm und danach die Fraktion < 2 µm nach dem Atterberg-Verfahren abgetrennt. Nach Zerstörung der organischen Substanz (10%ige H₂O₂) und unerwünschter Carbonatanteile (10%ige Essigsäure) wurde der Ton mit Mg²⁺-Ionen belegt und danach Texturprä-

parate hergestellt. An den Texturpräparaten wurden im lufttrockenen Zustand, nach Ethylenglycol-Behandlung und nach Tempern bei 400°C mit einem modernisierten Diffraktometer URD 63 der Firma Seiffert/FPM über einen 2Θ -Bereich von 3° bis 30° Diffraktogramme aufgenommen. Die quantitative Bestimmung der Tonminerale in der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ erfolgte nach LUCKERT & THIEKE (2001).

2.3 Mikromorphologische Terminologie

Für die mikromorphologische Beschreibung schien die Terminologie des *Handbook for Soil Thin Section Description* von BULLOCK et al. (1985) am besten geeignet, da hiermit die untersuchten Böden umfassend mikromorphologisch analysiert werden konnten.

Während der morphologische Klassifikationsansatz von KUBIËNA (1938) sich nie durchsetzen konnte, enthalten die Begriffe des morphogenetischen Klassifikationsansatzes von KUBIËNA (1948, 1970) schon eine Interpretation, die dessen Bodenentwicklungsverständnis widerspiegelt. Auch werden von KUBIËNA nur Böden beschrieben, die das Produkt einer *in-situ*-Verwitterung sind.

Obwohl im angloamerikanischen Raum weit verbreitet, bleibt das Klassifikationssystem von BREWER (1976), auf den abiotischen Teil des Bodens beschränkt. Bezüglich der *fabric* wurde dieses System von BREWER & SLEEMAN (1988) zwar weiter differenziert, ohne jedoch den Anwendungsbereich wesentlich zu erweitern.

Mit PARFENOVA & YARILOVA (1965) und DOBROVOL'SKI (1983) sei auf die russische Schule der Mikromorphologie hingewiesen, die dem Autor aufgrund fehlender russischer Sprachkenntnisse nur in englischer Übersetzung zugänglich ist. Zunehmend wird aber auch in der russischen Mikromorphologie die Terminologie aus dem Handbuch von BULLOCK et al. (1985) adaptiert (vgl. GERASIMOVA et al. 1996).

Um den nicht mit der mikromorphologischen Terminologie vertrauten Lesern und Leserinnen den Zugang in diesen Mikrokosmos zu erleichtern, werden bei den nachfolgenden mikromorphologischen Beschreibungen englische Termini weitgehend gemeinsam mit deutschen Übersetzungen verwendet, um Zwei- oder Mehrdeutigkeiten zu vermeiden. In den mikromorphologischen Analysetabellen im Anhang wird auf die deutsche Bezeichnung verzichtet.

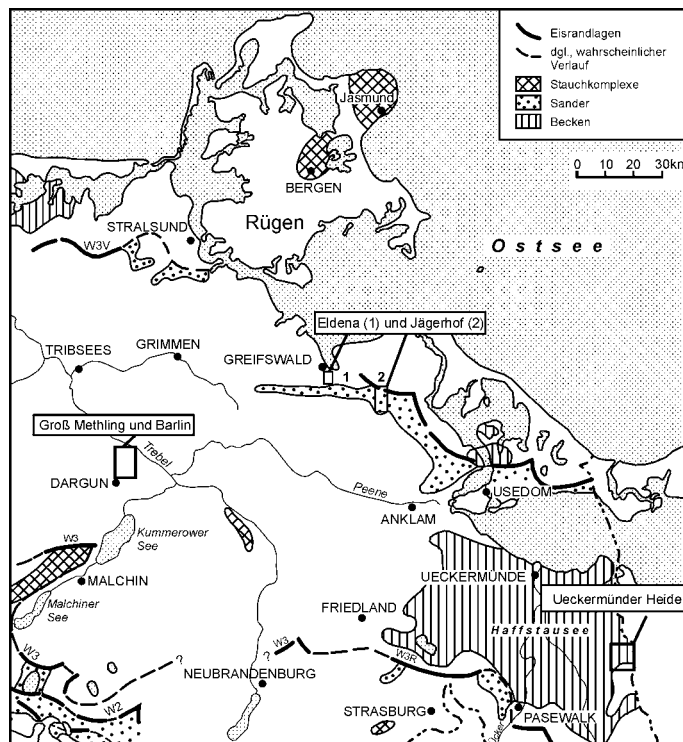
Von STOOPS (1990) wurde zwar eine multilinguale Übersetzung mikromorphologischer Fachbegriffe vorgelegt, doch sind diese Fachbegriffe im *Handbook for Soil Thin Section Description* (BULLOCK et al. 1985) ausschließlich in englischer Sprache definiert. Über den Index dieses Handbuchs und das Glossar zur Bodenmikromorphologie (JONGERIUS & RUTHERFORD 1979) sind die entsprechenden Fachbegriffe leicht zu erfassen. An der Neuauflage dieses Handbuchs wird zurzeit gearbeitet.

Weiterhin wird die Übersetzung des im Angloamerikanischen gebräuchlichen neutralen Wortes *dusty* (staubig) als adjektivische Kennzeichnung für Toncutane (*clay coatings*) und Porenverfüllungen (*infillings*) verwendet, die mit opaken Körnchen durchsetzt sind.

Das vor allem in der deutschen Mikromorphologie verbreitete Wort *Granulierung* wird hier nicht benutzt, da es meist mit dem von KUBIËNA (1986: 96) beschriebenen Alterungsprozess der Toncutane verbunden wird. Diese Granulierung soll nach SMOLIKOVA (1968) durch unpeptisierte Fe-Hydroxide hervorgerufen sein, während FELIX-HENNINGSEN (1979: 48) von Schwermineralen in Grobton-Größe spricht. Die stoffliche Zusammensetzung dieser Körnchen ist noch nicht geklärt, ebenso wenig deren Genese. Denkbar ist auch eine einfache Verlagerung dieser Körnchen mit dem eingewaschenen Ton oder eine Entstehung während der Verlagerung (*synilluvial*), so dass nicht immer ein Alterungsprozess für die staubige Erscheinung von Toncutanen verantwortlich wäre.

3 Lessivés des Jüngeren Jungmoränengebietes in Mecklenburg-Vorpommern

3.1 Geologisch-bodenkundliche Einordnung



W3V: Velgaster Randlage, W3: Verbreitungsgrenze der Grundmoräne des Mecklenburger Vorstoßes, z. T. Rosenthaler Randlage, W2: Pommersche Hauptrandlage

Abb. 3.1: Lage der Untersuchungsgebiete in Mecklenburg-Vorpommern (Kartengrundlage: RÜHBERG et al. 1995)

Die Untersuchungsgebiete (Grundmoränenflächen bei Dargun, Greifswald und der Ueckermünder Heide) in Mecklenburg-Vorpommern liegen auf meist flach welliger Grundmoräne des Mecklenburger Vorstoßes der Weichsel-Vereisung (Abb. 3.1).

In Übereinstimmung mit KRIENKE (2001: 158) ist der Mecklenburger Vorstoß *sensu* RÜHBERG et al. (1995) als der jüngste Wiedervorstoß des Eises während des ausgehenden Pleniglazials (letzter Abschnitt des Greenland Stadial 2a nach BJÖRCK et al. 1998) in Mecklenburg-Vorpommern zu betrachten.

Da sich eine Eisfreiwerdung der Pommerschen Bucht um 14000 BP abzuzeichnen beginnt (GÖRSDORF & KAISER 2001), kann dieses als Minimalalter sowohl für die Enteisung der Grundmoränen-

platten des südlich gelegenen Festlandes, als auch für den Beginn der Bodenbildung gelten.

Das bodenbildende Substrat auf terrestrischen und semiterrestrischen Standorten der Grundmoränenplatten besteht aus durchschnittlich 4-5 dm Decksand und 6-8 dm Geschiebelehm über Geschiebemergel (HELBIG 1999a, b; SCHRÖDER et al. 1997). Zwischen Decksand und Geschiebelehm befindet sich häufig eine Steinanreicherung bzw. Steinsohle (DIEMANN 1973; KOPP 1970; THIÈRE 1968).

In Senken und Niederungen sind überwiegend Gleye, Pseudogley-Gleye und Niedermoore verbreitet. Auf Flugsanden und Sandern sind vorwiegend Podsole, Braunerde-Podsole und Gley-Podsole zu finden. Neben Podsol-Braunerden, Pseudogleyen, Pseudogley-Fahlerden/Parabraunerden kommen auf den Grundmoränenplatten verbreitet Böden vor, die nach Kartieranleitung (AG BODEN 1994) als Braunerde-Fahlerde mit der charakteristischen Horizontfolge Ah/Bv/(Ael)/Ael+Bt/Bt/C angesprochen werden können. Im Decksand sind Ah-, Bv- und teilweise Ael-Horizonte ausgebildet, im Geschiebelehm unter der Steinanreicherung Ael- und Bt-Horizonte (zur Klassifikation siehe Kap. 6.3).

Sowohl die Entstehung des Decksandes einschließlich der Steinsohle, als auch die Bodenbildung werden bisher unterschiedlich gedeutet: KOPP (1970) geht davon aus, daß Steinsohle und Decksand durch Perstruktion (periglaziale Entmischungsvorgänge) entstanden sind. SCHRÖDER & SCHNEIDER (1996) nehmen an, dass Auswehung und Abspülung nach

dem Eisrückzug ein schwach ausgebildetes Steinpflaster hinterlassen haben, das vornehmlich in der Dryas III überweht und mit dem Liegenden kryoturbar vermischt wurde, so dass der Decksand in Jungmoränengebieten der Hauptlage der Altmoränenflächen und Mittelgebirge entspräche (BRAUKÄMPER 1990). HELBIG (1999a) sieht den Decksand nach periglazialer Prägung als vorwiegend durch holozäne Tonverlagerung geprägte Schicht an (zur Decksandentstehung Kap. 3.7).

Wie schon in Kapitel 1.2 dargestellt, wird der Zeitraum der Bildung der Lessivés und der Braunerden kontrovers diskutiert.

Im Folgenden werden zunächst die grundlegenden laboranalytischen Befunde vorgestellt und diskutiert (Kap. 3.2-3.4), um im Hauptteil (Kap. 3.5-3.8) anhand der mikromorphologischen Befunde die relative Chronologie der bodenbildenden Prozesse in den untersuchten Leitprofilen zu diskutieren.

Lage, Horizontabfolge, über die Sammelprofilbeschreibung hinausgehende besondere feldbodenkundliche Merkmale, sowie die bodentypologische und substratsystematische Einordnung sind der Anhang-Tabelle 2 zu entnehmen. Die feldbodenkundlichen Merkmale der Bodenprofile sind in Anhang-Tabelle 3 in einer Sammel-Profilbeschreibung zusammengefasst.

3.2 Korngrößen und Profilinhomogenitäten

Da die Profile aus der Ueckermünder Heide durch eine deutlich äolische Beeinflussung gekennzeichnet sind (Kap. 3.5.3), werden zunächst 15 Profile aus den Untersuchungsgebieten Dargun und Greifswald miteinander verglichen. Die Einzeldaten sind der Anhang-Tabelle 4 zu entnehmen. Profil Dar 100 zeigt eine deutliche Beeinflussung durch glazilimnische Sande und wird daher ebenfalls in den Vergleich nicht mit einbezogen.

Zur Prüfung auf Profilinhomogenität eignet sich der Quotient $(gU+fS)/(mS+gS)$, wobei der Zähler die äolische und der Nenner die glaziale Komponente repräsentiert (ALAILY 1984), da diese Korngrößenfraktionen in der Regel nicht durch pedogenetische Prozesse verlagert werden. Dies gilt auch für den einfacheren Quotienten fS/mS . Für Ael+Bt- und C-Horizonte ist der Stichprobenumfang mit jeweils fünf Proben zu gering. Darüber hinaus bestehen die C-Horizonte der untersuchten Profile, durch die oft geringmächtige Ausbildung des W3-Geschiebemergels bedingt (RÜHBERG et al. 1995), häufig nicht aus Geschiebemergel, sondern aus glazifluvialen bzw. glazilimnischen Sanden (Dar 100).

Die aus den Horizont-Mittelwerten der Profile berechneten Quotienten weisen mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine Schichtgrenze zwischen Bv- und Ael-Horizonten (t -Test = 0,14) und zeigen damit die Grenze zwischen Decksand und Geschiebelehm an (Tab. 3.1). Ebenso zeigt sich die Ähnlichkeit des Sediments zwischen Ael- und Bt-Horizonten im Vergleich zu den Bv-Horizonten. Die feinere Komponente der Ah/Ap-Horizonte kann anthropogen verursacht sein.

Tab. 3.1: Mittelwerte der Körnungsquotienten (Homogenitätsmaße)

Horizont	$(gU+fS)/(mS+gS)$	fS/mS	Standardabweichung	
			$(gU+fS)/(mS+gS)$	fS/mS
Ap/Ah (12)	2.2	1.9	0.5	0.4
Bv (15)	2.0	1.8	0.7	0.6
II Ael (11)	2.2	2.0	0.4	0.5
Bt (16)	2.1	2.0	0.3	0.4

Statistisch gesehen sind diese Unterschiede zwischen den Horizonten für beide Quotienten zwar nicht signifikant (Irrtumswahrscheinlichkeit $\geq 5\%$). Sie weisen aber auf entspre-

chende Unterschiede hin, die durch eine deutlich erhöhte Stichprobenanzahl zu überprüfen wäre. Die verfügbaren Daten von HELBIG (1999a) schienen hierfür jedoch nicht geeignet (vgl. Kap. 2.2.3).

Der Vergleich der Quotienten-Einzelwerte in Anhang-Tabelle 4 zeigt meist eine deutliche Grenze zwischen Ael- und Bv-Horizonten auf, während die Ähnlichkeit zwischen Ael- und Bt-Horizonten meist sehr hoch ist. Aufgrund der lateralen Heterogenität der Böden im Jungmoränengebiet stellt sich die Frage, ob durch die Mittelwertdiskussion die tatsächlichen Schichtgrenzen in den einzelnen Profilen nicht verwischt werden.

In den Profilen M 9, M 10, M 15 und Muh 100 liegt ein erhöhter gU-Gehalt im Decksand vor, der durch äolischen Eintrag oder Kryoklastik verursacht sein kann (Anhang-Tab. 4). Doch im Mittel ist eine höhere Grobkomponente des Decksandes im Vergleich zum Liegenden festzustellen (Tab. 3.1).

Die Tendenz des erhöhten Grobanteils im Feinboden in Ah- und Bv-Horizonten kann dadurch erklärt werden, dass der Decksand mit der Hauptverwitterungszone gleichzusetzen ist (vgl. Kap. zur Geochemie und Tonmineralogie). Die Verwitterungsprodukte der Geschiebe aus Graniten, Gneisen und Feuersteinen sind vorwiegend grobsandig, die dadurch zur Erhöhung der Grobkomponenten im Feinboden beitragen (ALAILY 1983, 1984). Sporadisch vorkommende Sandsteine führen zusätzlich zu einer Erhöhung der Mittelsandfraktion.

Bei den untersuchten Standorten der Ueckermünder Heide (Kap. 3.5.3) ist die Grenze zwischen Decksand und Liegendem wesentlich deutlicher ausgeprägt und in außerordentlichem Maße durch äolischen Eintrag gekennzeichnet. Der Quotient $(gU+fS)/(mS+gS)$ liegt im Decksand (Ah, Bv) > 13 , im Liegenden (Ael, Bt) < 8 und der Quotient fS/mS im Decksand > 13 und im Liegenden < 7 (Anhang-Tab. 4).

Damit deuten nicht nur die Mittelwerte, sondern auch die der Anhang-Tabelle 4 zu entnehmenden Quotienten-Einzelwerte aller Horizonte eine Schichtgrenze zwischen Decksand und Geschiebelehm an, die zwischen Bv- und Ael-Horizont liegt und nicht zwischen Ael- und Bt-Horizont (HELBIG 1998: 48ff). Besonders markant zeigen dies die deutlich äolisch beeinflussten Decksande der Profile Len 2, 4, 5 in der Ueckermünder Heide.

Der Ael-Horizont ist damit in den untersuchten Profilen nicht im Decksand (HELBIG 1998) oder wie in Brandenburg, regelhaft in einem zwischen Decksand und Geschiebelehm liegendem vorwiegend äolisch dominierten (BUSSEMER 1998, 2002) oder glazifluvialen Sediment (Nachschüttsande, BAURIEGEL et al. 1997, 2001) entwickelt, sondern im entkalkten Geschiebemergel.

Um sedimentäre Ablagerungsmilieus voneinander zu trennen bzw. zu charakterisieren, sind So/Md -Diagramme gebräuchlich, die einen Sortierungskoeffizienten (Maß für die Gesamtbreite der Korngrößenverteilung) im Verhältnis zum Median ($Md = Q_{50}$: Quartil bei 50% der Korngrößenverteilung) darstellen. Für die vorliegenden Sedimente eignet sich der Sortierungskoeffizient von TRASK (1932), der nach der Formel $So = \sqrt{Q_{75} / Q_{25}}$ berechnet wird.

Anhand des So/Md -Diagrammes in Abbildung 3.2 lassen sich zunächst drei Ablagerungsmilieus ausgliedern, die fast ausschließlich mittelmäßige Sortierung zeigen.

Die Werte des Medians der glazifluvialen Sande liegen dabei $> 0,2$ und weisen sich dadurch als die größten Sedimente aus.

Die äolischen Sande sind ebenfalls mittelmäßig sortiert, wobei der Median zwischen 0,18 und 0,12 liegt. Die schlechte Sortierung der Sandkeilverfüllung von Bar 100 lässt sich durch die ungenügende Entfernung von Bt-Schmitzen aus dem Probenmaterial erklären. Dass die Sortierung nicht besser ist, wie es bei äolischen Sanden zu erwarten gewesen

wäre, kann an kurzen Transportstrecken liegen. Andererseits ist eine mittelmäßige Sortierung äolischer Sande nicht ungewöhnlich (VOSSMERBÄUMER 1976).

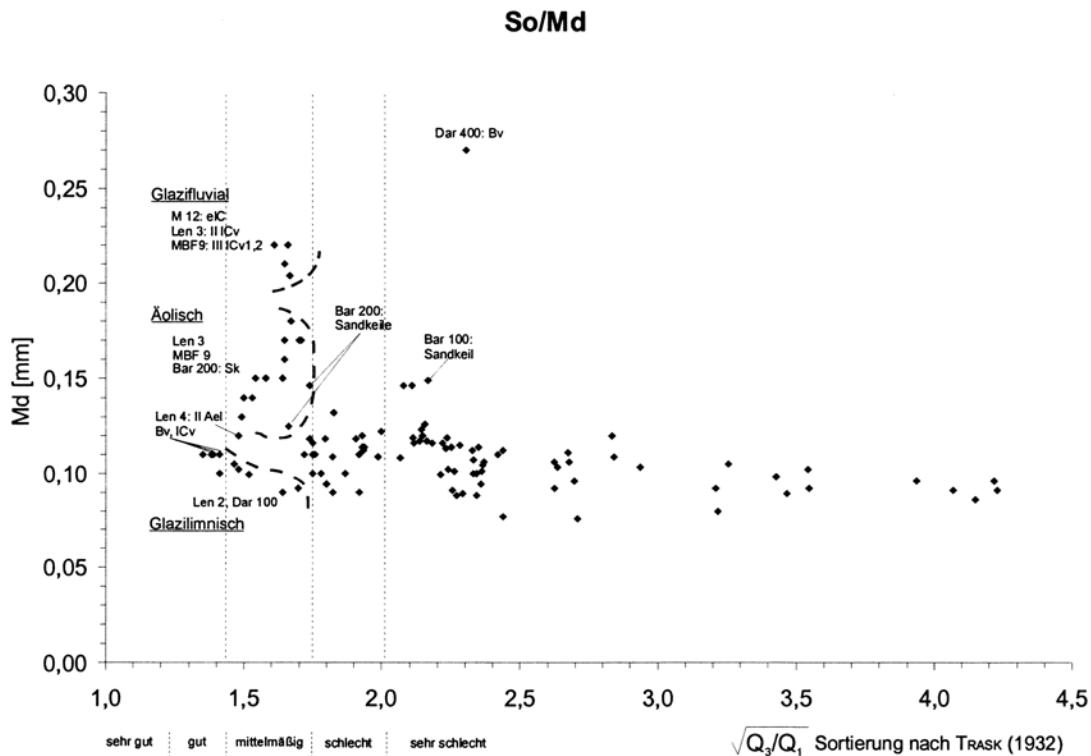


Abb. 3.2: So/Md-Diagramm der Profile in Mecklenburg-Vorpommern. Einzelwerte sind aus Anhang-Tabelle 4 zu entnehmen

Die feinkörnigsten Sedimente ($Md \leq 0,11$) mit teilweise guter Sortierung sind die Beckensande aus den Profilen Len 2 und Dar 100. Dabei fällt der Decksand im Profil Len 2 anhand der So/Md-Werte auch in dieses Ablagerungsmilieu, das in diesem Fall ererbt ist. Hierbei handelt es sich um kurzstreckig äolisch umgelagerte Beckensande, die in den Decksand mit eingearbeitet wurden (vgl. Kap. 3.5.3.1). Ebenso sind die Werte des Bv- und ICv-Horizontes aus Profil Len 4 zu interpretieren (vgl. Kap. 3.5.3.2).

Die periglazial-solimixtiven und glazialen Sedimente aller Profile sind schlecht oder sehr schlecht sortiert. Eine Diskussion innerhalb dieser Sortierungsgrade erscheint nicht besonders sinnvoll.

Da sich mit den durch die Pedogenese veränderten Korngrößenverteilungen der Decksand nicht vom Geschiebemergel trennen lässt, wurde der Tongehalt in sieben Profilen rausgerechnet, um die Korngrößenverteilung von 2-2000 μm zu erhalten (ALAILY 1984).

Daraus wurde der Sortierungskoeffizient So (TRASK 1932) für die Fraktionen 2-2000 μm berechnet (Anhang-Tabelle 4). Hier liegen ebenfalls nur schlechte oder sehr schlechte Sortierungen der Sedimente vor. In den Profilen M 10, 12, 13 und 15 liegt So (2-2000 μm) im Decksand und im Geschiebelehm über 2. In den Profilen M 9, M 17 und E 106 weist der Decksand eine sehr schlechte Sortierung auf, während der Geschiebelehm schlecht sortiert ist. Die Grenze liegt auch hier zwischen Bv- und Ael-Horizont. Wegen der insgesamt schlechten Sortierungsgrade ist hier eine weitere Diskussion dieses Quotienten ebenfalls nicht angebracht.

Die Sandkeilfüllung in Bar 100 zeigt entgegen der Erwartung einen relativ hohen Tongehalt. Dies liegt daran, dass die Bt-Schmitzen bei der Beprobung nicht aussortiert wurden (Kap. 3.5.1.2). Bei den Sandkeilen in Bar 200 wurden bei der Beprobung zweier Sandkeil-

füllungen die Bt-Schmitzen aussortiert. Hier blieb in Übereinstimmung mit den Feldbefunden der Ton- und Schluffanteil deutlich unter denen des Decksandes (Anhang-Tab. 4). Zusammenfassend kann, die Feldbefunde untersetzend, anhand der Körnungsquotienten $(gU+fS)/(mS+gS)$ und fS/mS eine Schichtgrenze zwischen Bv- und Ael-Horizont festgestellt werden, die in Zukunft statistisch abzusichern ist. Dies ist weniger mit einem Mittelwertsvergleich der Böden untereinander zu erreichen als mit einer Betrachtung der Tiefenfunktion in einzelnen Profilen. Hier zeichnet sich besonders die laterale Heterogenität der Böden gleichen Typs im Jungmoränengebiet ab. Mit So/Md-Verhältnissen lassen sich glazilimnische, glazifluviale und äolische Sedimentationsmilieus trennen, deren Werte dabei jeweils einer vorsichtigen Interpretation bedürfen.

3.3 Boden- und Geochemie

3.3.1 Bodenreaktion

Die pH-Werte der Böden aller drei Untersuchungsgebiete sind unter Wald am niedrigsten ($pH \leq 4$). Unter Acker liegen die pH-Werte, anthropogen durch Kalkung verursacht, teilweise im gesamten Profil zwischen 6-7. Rezent befinden sich damit nur die Böden unter Acker in einem pH-Bereich, in dem Tonverlagerung möglich ist.

Üblicherweise nimmt der pH-Wert in den Profilen mit der Tiefe zu und erreicht seine höchsten Werte (>7) in den carbonathaltigen C-Horizonten, die meist sekundär an Carbonat, sichtbar in Form von Pseudomycelien, angereichert sind.

3.3.2 Pedogene Oxide

Trotz der im Methodenteil betrachteten Fehlerquellen, kann über die Tiefenverteilung der pedogenen Oxide die Zone der größten Verwitterungsintensität charakterisiert werden. Durch Verwitterung freigesetztes Eisen bildet zunächst schlecht kristallisierte Oxihydroxide, die sich im Verlauf der Bodenentwicklung in besser kristallisierte Formen umwandeln (ALEXANDER 1974; ANIKU & SINGER 1990).

Die schlecht kristallisierten Formen werden durch die oxalat-extrahierbaren Fe-Gehalte (Fe_o) charakterisiert. Hierzu gehört überwiegend Ferrihydrit (SCHWERTMANN & TAYLOR 1977). Mit zunehmendem Alter der Böden steigt der Kristallisationsgrad der pedogenen Eisenoxide und damit der Fe_d -Gehalt. Zu diesen dithionit-extrahierbaren Fe-Hydroxiden zählen Lepidocrocit, Goethit und als Fe-Oxid Hämatit (SCHWERTMANN & TAYLOR 1977), sowie als sekundäre Fe-Oxide, wenn nicht hydrothermal entstanden, Fe-Carbonate und Fe-Sulfide (MURAD & FISCHER 1988).

Die Ermittlung der pedogenen Fe-Oxide wurde an 7 Profilen (M9-M15) im Darguner Raum durchgeführt (Anhang-Tabelle 5). Zur Charakterisierung eignen sich vor allem Quotienten bezogen auf den Gesamtgehalt (Fe_t), da sich diese unabhängig von den Schwankungen des Absolutgehaltes vergleichen lassen.

Tab. 3.2: Mittelwerte der Quotienten des pedogenen Eisens im Horizontvergleich (n=7)

n=7	Standardabweichung					
	Fe_o/Fe_d	$\frac{Fe_d - Fe_o}{Fe_t}$	Fe_d/Fe_t	Fe_o/Fe_d	$\frac{Fe_d - Fe_o}{Fe_t}$	Fe_d/Fe_t
Ah	0,41	0,32	0,54	0,05	0,05	0,07
Bv	0,37	0,32	0,50	0,06	0,03	0,04
IIAel	0,28	0,26	0,36	0,05	0,04	0,05
IIBt	0,17	0,35	0,43	0,02	0,03	0,03

Als Maß für die Aktivität pedogener Prozesse zeigt der Aktivitätsgrad Fe_o/Fe_d (Abnahme mit steigendem Alter) mit der Tiefe abnehmende Werte, mit einem Minimum im Bt-Horizont. Dies ist überwiegend auf die Anreicherung des dithionit-extrahierbaren Eisens im Bt-Horizont durch Tonverlagerung zu erklären (BLUME & SCHWERTMANN 1969; Anhang-Tabelle 5).

Der nach ALEXANDER (1985) und ARDUINO et al. (1984) in Chronosequenzen mit dem Alter bzw. steigender Verwitterungsintensität des Bodens zunehmende Quotient $(Fe_d-Fe_o)/Fe_t$, zeichnet ein etwas anderes Bild, mit einem aktivsten Bereich in den Ael-Horizonten und nicht in den hangenden Bv-Horizonten. Im Vergleich Bv- zu Bt-Horizonten weist im Mittel der $(Fe_d-Fe_o)/Fe_t$ -Quotient signifikant (Wahrscheinlichkeit: 98,6%; t-Test) auf die Bt-Horizonte als die stärker verwitterten bzw. älteren Horizonte hin. Anhand des Fe_d/Fe_t -Verhältnisses jedoch, der als Wert für das Ausmaß der Verwitterung eisenhaltiger Primärminerale betrachtet wird, ist eine hochsignifikante (Wahrscheinlichkeit: 99,9%; t-Test) höhere Verwitterungsintensität der Bv-Horizonte im Vergleich zu den Bt-Horizonten nachzuweisen. Die niedrigsten Werte im Ael- und wieder höheren Werte im Bt-Horizont sind durch Tonverlagerung zu erklären, da dithionit-extrahierbares Eisen mit Ton verlagert wird (SCHLICHTING & BLUME 1962).

Trotz der teilweise etwas von einander abweichenden Interpretationsergebnisse, kann zusammenfassend anhand der Quotienten der pedogenen Oxide gesagt werden, dass die höhere Verwitterungsintensität in den Braunerden und nicht in den Bt-Horizonten der Fahlerden bzw. Parabraunerden festzustellen ist.

3.3.3 Haupt- und Spurenelemente

Die Bestimmung der Haupt- und Spurenelemente wurde an 10 Profilen durchgeführt, um die Böden grundsätzlich geochemisch charakterisieren, vertikale Stoff-Verlagerungen und die Hauptverwitterungszone bestimmen zu können (Anhang-Tab. 6, 8).

Um einen Überblick über relative An- und Abreicherungen bzw. der relativen Tiefenverteilung der Elemente in den Profilen zu erhalten, wurde der Profildurchschnitt berechnet und zu den einzelnen Horizonten in Bezug gesetzt (KLINGER 1995; KLINGER & FIEDLER 1996; Anhang-Tab. 7, 9).

Bei den Hauptelementen ist in den Ah-/Ap-Horizonten überwiegend an den Standorten unter Ackernutzung durch Düngung eine Anreicherung an P_2O_5 festzustellen. Die relative Anreicherung von MnO in Ah-/Ap-Horizonten in der Hälfte der Profile und die Anreicherung von Na_2O in beinahe allen Bv-Horizonten kann durch äolischen Eintrag frischen Materials erklärt werden (FIEDLER et al. 1990).

In den meisten Bv-Horizonten (M 13, M 17, Bar 100, Muh 100, Dar 400, J2/5, Len 2) ist eine relative Mn-Anreicherung festzustellen, wie dies auch in manchen Braunerden aus Rheinland-Pfalz überwiegend in einer Tiefe von 25-50 cm vorkommt (BOR 1984: 87). Dies lässt sich dadurch erklären, dass diese Tiefe in etwa die Untergrenze der (sub-)rezenten Verwitterungszone ist, da Mangan bei sinkendem pH-Wert und Redoxpotenzial leicht mobilisiert werden kann.

Da in der Regel die A(e)l-Horizonte an allen Hauptelementen außer Si und Na verarmt sind, können die Bv-Horizonte nicht allein durch Verwitterung der Ael-Horizonte aufgrund veränderter klimatischer Bedingungen entstanden sein, wie dies z.B. REUTER (1990) annimmt. Eine Verbraunung eines ehemaligen Ael-Horizontes würde keine Erhöhung der Gesamtgehalte innerhalb der Bv-Horizonte im Vergleich zu den Resten der Ael-Horizonte im Liegenden hervorrufen. Durch äolischen Eintrag frischen Materials und nachfolgende Einmischung in den Decksand sind die Tiefenfunktionen der ermittelnden Elementgehalte jedoch erklärbar.

Die überwiegende Anreicherung von TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO und K_2O in den Bt-Horizonten ist auf Tonverlagerung zurückzuführen. Dies zeigt sich deutlich an den jeweils niedrigeren Gehalten in den Ael- und C-Horizonten.

Die Sandkeile der Profile Bar 100, 200 sind an allen Oxiden verarmt, nur SiO_2 verhält sich stabil bzw. ist schwach angereichert.

Bei den Spurenelementen ist eine anthropogene Anreicherung von Pb in den Ah-/Ap-Horizonten aller Profile festzustellen, wobei die Anreicherung unter Wald deutlich höher ausfällt, als unter Ackernutzung.

Die Sr-Gehalte sind natürlicherweise in den carbonathaltigen Horizonten am höchsten.

Neben den von BLUME (1981) in Böden nordwestdeutscher Geschiebemergel untersuchten, an der Tonverlagerung beteiligten Spurenelementen Cu, Mn, Zn, Cd und Pb ist anhand Anhang-Tabelle 8 eine Anreicherung von Ni, Ce, Co, Cr, Ga, Rb, V und Y in den Bt-Horizonten festzustellen. Da diese Elemente in den Ael- und C-Horizonten meist in geringeren Konzentrationen vorkommen, ist offensichtlich deren Tiefenverteilung durch die Lessivierung beeinflusst.

Mittels des Profildurchschnitts in Anhang-Tabelle 9 ist visuell sehr schnell zu erfassen, dass eine Abreicherung fast aller Spurenelemente in den Ael-Horizonten stattgefunden hat, obwohl dieses Bild durch die relative Zunahme der Konzentrationen in manchen Ael+Bt-Horizonten verwischt wird.

Damit ergibt sich bei den meisten Spurenelementen ein ähnlicher Verlauf der Tiefenfunktion wie bei den Hauptelementen, mit einer ausgeprägten Verarmungszone in den Ael-Horizonten.

Zr kommt durch seine Verwitterungsstabilität eine besondere Bedeutung als Schichtmarker zu. In den Profilen M 9, Bar 100, Dar 400, J2/5 ist eine deutliche Anreicherung von Zr an der Ael/Bv-Grenze und damit an der Untergrenze zum Decksand festzustellen (Anhang-Tab. 8). Nur im stark durch Flugsande beeinflussten Profil Len 2 ist diese Differenzierung nicht zu erkennen.

Gleichzeitig ist eine Verarmung von Ba im Decksand zu beobachten. Dies trifft jedoch nicht für die Profile M 10, M 17 und Len 2 zu. Ganz auszuschließen ist eine Beteiligung von Ba an der Tonverlagerung nicht, wird die Tiefenverteilung in Profil J2/5 mit einem Maximum im Bt-Horizont betrachtet.

3.3.4 Geochemische Homogenitätsindizes und Verwitterungsintensität

Als geochemischer Homogenitätsindex wird häufig das Ti/Zr-Verhältnis verwendet (z.B. BÄUMLER 2001). Titan (Ti) ist außer in Schwermineralen in Biotit und Muskovit enthalten und wird durch die Silikatverwitterung freigesetzt. Da Ti mit dem Ton bei der Lessivierung verlagert wird, eignet sich Ti in lessivierten Böden nur bedingt als Indexelement zur Prüfung der Homogenität des Ausgangsmaterials (CHAPMAN & HORN 1968; DĄBKOWSKA-NĄSKRĘT & JAWORSKA 2001; MURAD 1978; SUDOM & ARNAUD 1971). Die höchsten Gehalte liegen in der gT- und fT-Fraktion vor (DULTZ 2001). Da auch in den vorliegenden Profilen Ti mit in die Tonverlagerung einbezogen wird, eignet sich das Ti/Zr-Verhältnis nicht für einen Homogenitätstest (Kap. 3.3.3; Anhang-Tab. 6, 10).

Als verwitterungs- und verlagerungsstabil bezüglich der Lessivierung ist das Element Zirkon (Zr) zu betrachten, das fast ausschließlich in Zirkonen vorkommt. Ein Gehaltsmaximum tritt in der gU- und mU-Fraktion auf (DULTZ 2001). Anhand der eigenen Dünnschliffanalysen ist mit dem Ton auch eine Verlagerung von Schluff überwiegend in der fU-Fraktion festzustellen. Deshalb ist bei einem homogenen Ausgangsgestein davon auszugehen, dass die Zr-Gehalte mit der Tiefe nur in einem geringen Bereich schwanken.

Da sich nach FIEDLER et al. (1990) neben Sr und V auch Ba als Bezugswert für den Nachweis der Akkumulation anderer Spurenelemente eignet, kann der Quotient Ba/Zr als Schichtungsnachweis dienen (Anhang-Tab. 10). Dieser Quotient zeichnet deutlich die Decksandgrenze zwischen Bv-Horizont und Liegendem in den Profilen M 9, Dar 400, J2/5 und undeutlich in Profil Len 2. In Profil Bar 100 wird eine Inhomogenität zwischen Ael+Bt- und Bt-Horizont angezeigt. Die Sandkeilfüllung weist eine deutliche Verwandtschaft mit dem Geschiebelehm auf, die jedoch auf die in der Sandkeilfüllung enthaltenen Bt-Schmitzen zurückgeführt werden kann.

Somit lässt sich nicht nur mit den Körnungsquotienten (Kap. 3.2), sondern auch geochemisch eine Grenze zwischen Decksand und Geschiebelehm an der Untergrenze der Bv-Horizonte ermitteln. Zwar wird diese Grenze nicht in allen Profilen deutlich gezeichnet, doch auch hier dürfte, unter Berücksichtigung der lateralen Heterogenität des Ausgangsmaterials, eine deutliche Erhöhung des Stichprobenumfangs in Verbindung mit einer statistischen Auswertung Klarheit schaffen.

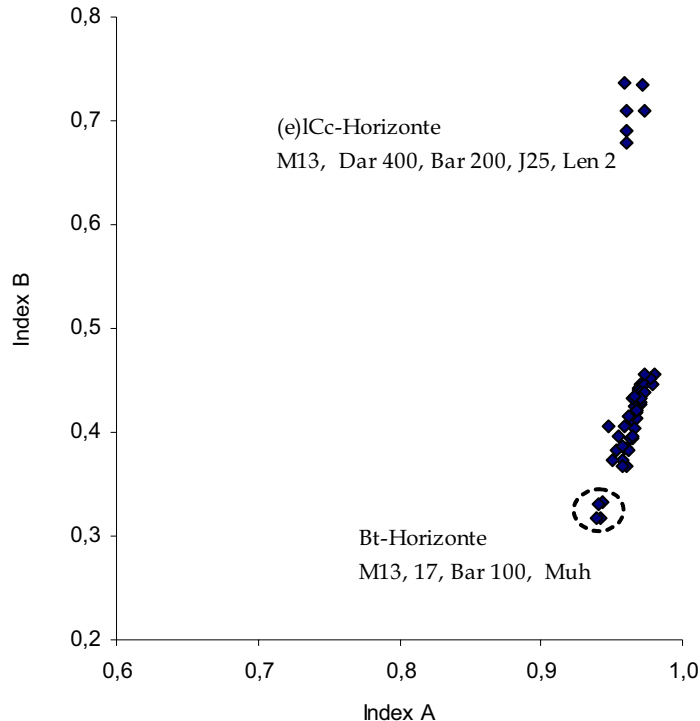
Um die Verwitterungsintensität zu quantifizieren, wurden die Verwitterungsindizes nach KRONBERG & NESBITT (1981) berechnet. Dieser sind zwar vor allem für silikatisches Ausgangsmaterial geeignet, doch erscheint der Versuch einer Differenzierung anhand dieser Indizes trotzdem sinnvoll. Die Abnahme des

$$\text{Index A} = (\text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

kennzeichnet die Auswaschung von Na, Mg, K und Ca und Anreicherung von Si und Al bei zunehmender Verwitterungsintensität.

$$\text{Index B} = (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

spiegelt die Veränderung der Feldspäte und die Bildung von Tonmineralen wieder. Die-



ser Index nimmt ebenfalls mit zunehmender Verwitterung ab. Beide Quotienten können Werte zwischen 0 und 1 annehmen.

Bei der Betrachtung der Verwitterungsindizes aller Horizonte lassen sich drei Gruppierungen feststellen (Abb. 3.3). Die C-Horizonte zeigen dabei erwartungsgemäß die geringste Verwitterungsintensität.

Die stärkste Verwitterungsintensität weisen die Bt-Horizonte der Profile M 13, 17, Bar 100 und Muh 100 auf, während alle anderen Bt-Horizonte in der Hauptgruppe der restlichen Horizonte enthalten sind. Dieser Unterschied kann natürlich tatsächlich in der unterschiedlichen Verwitterungsintensität liegen, doch ist dies nur ein scheinbarer Unterschied.

Einerseits kann ein höherer Anteil tertiären Materials im Geschiebelehm ausschlaggebend sein, wodurch sich auch die Streuung der C-Horizonte erklären ließe. Andererseits ist die Tonverlagerung ebenso entscheidend für eine geochemische Differenzierung und führt damit zu einer scheinbar höheren Verwitterungsintensität in den Bt-Horizonten.

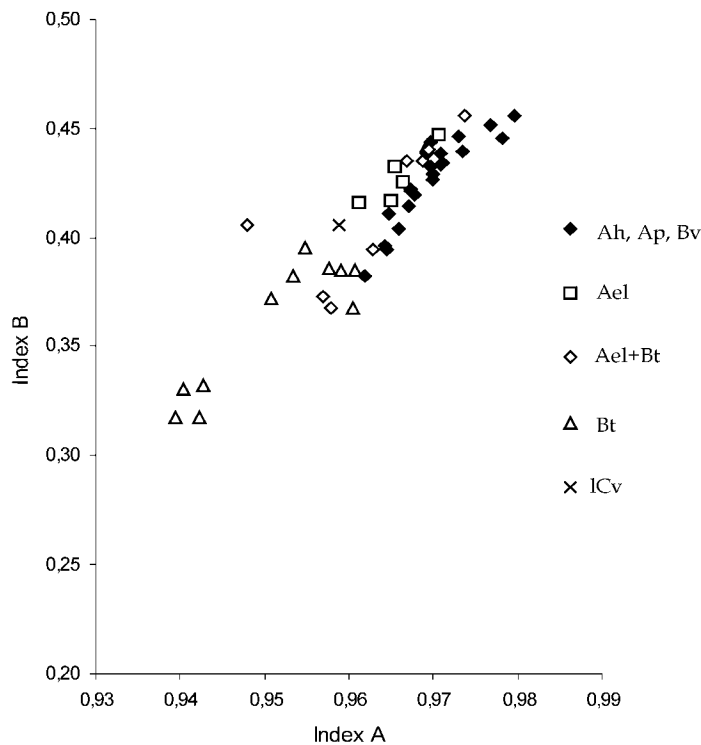


Abb. 3.4: Vergrößerter Ausschnitt von Abbildung 3.3; Verwitterungsindizes nach KRONBERG & NESBITT (1981)

Wird die Hauptgruppe aus Abbildung 3.3 vergrößert dargestellt (Abb. 3.4), ist auch hier eine Lage der Bt-Horizonte im Abschnitt des Diagramms zu beobachten, der eine höhere Verwitterungsintensität anzeigt. Die Ael+Bt-Horizonte sind mit etwas größerer Streuung schon nicht mehr eindeutig von den anderen Horizonten abzugrenzen, ebenso wie Ael-, Bv- und Ah,Ap-Horizonte ebenfalls nicht mehr eindeutig voneinander zu trennen sind. Hinzu kommen Inhomogenitäten der Profile untereinander, wodurch sich beispielsweise die Horizonte im Decksand des Profils Len 2 (drei Werte rechts oben in Abb. 3.4; vgl. Anhang-Tab. 10) deutlich von den anderen Horizonten abgrenzen lassen.

In Böden mit Tonverlagerung führen die Verwitterungsindizes zu einer scheinbar erhöhten Verwitterungsintensität im Bt-Horizont. Hinzu kommt einerseits die Schichtung der Profile (Kap. 3.2) und natürlich auch der nicht abzuschätzende Anteil tertiären Materials, das in das Moränenmaterial mit eingearbeitet wurde. Dadurch lässt sich auch die Lage der Gruppe der Bt-Horizonte aus den Profilen M 13, 17, Bar 100 und Muh 100 im Bereich höherer Verwitterungsintensität im Vergleich zu den anderen Profilen erklären.

Bei Betrachtung der Tiefenverteilung der Indizes in den einzelnen Horizonten über alle Profile ist der Unterschied in den Mittelwerten zwischen Bv- und Ael-Horizonten nicht signifikant (t-Test: 0,16 für Index A und 0,21 für Index B), während der Unterschied zwischen Ael- und Bt-Horizonten hochsignifikant ist (t-Test für beide Indizes: 0,00). Da die

Indizes stark von der Tonverlagerung beeinflusst werden, weist der hochsignifikante Unterschied der Werte zwischen Ael- und Bt-Horizonten nicht unbedingt auf eine Schichtgrenze hin.

Mit vereinfachten Verwitterungsindizes wie $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ lässt sich die Hauptverwitterungszone etwas besser fassen, da weniger pedogenetische Prozesse die Werte der Quotienten beeinflussen. Im Untersuchungsgebiet ist bei zunehmender Verwitterung allgemein von einer Erhöhung des SiO_2 -Gehaltes auszugehen und damit von einem Anstieg der Quotienten. Auch die Tonverlagerung müsste zu einer Verminderung des Sesquioxidgehaltes in den Ael-Horizonten beitragen und damit zu einer Erhöhung der Quotienten.

Die höchsten Mittelwerte beider Quotienten treten in den Ael-Horizonten auf und weisen mit den etwas niedrigeren Werten in den Ah- und Bv-Horizonten damit die Zone der höchsten Verwitterungsintensität aus. Diese Horizonte und dabei besonders die Ael-Horizonte sind am deutlichsten an Sesquioxiden verarmt, während die geringste Verwitterungsintensität in den Ael+Bt- und Bt-Horizonten festzustellen ist.

Tab. 3.3: Mittelwerte der Verwitterungsindizes (Einzelwerte siehe Anhang-Tab. 10)

Horizont [Anzahl]	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ [molar]	Standardabweichung	
			$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$
Ap/Ah (8)	28.5	21.9	3.9	2.6
Bv (10)	29.2	22.5	2.1	1.6
II Ael (5)	30.4	24.0	2.5	2.1
Ael+Bt (7)	25.3	19.3	5.2	4.3
Bt (10)	19.2	13.7	3.5	2.5

Da die Verwitterung im Zuge der pedogenetischen Entwicklung von oben nach unten verläuft, lassen sich die tieferen Werte der Quotienten im Decksand (Ap/Ah- und Bv-Horizonte) nur durch eine Zufuhr frischen Materials erklären, worauf auch schon die Tiefenverteilung der Spurenelemente hinweist (Kap. 3.3.3). Denn eine alleinige Verbraunung eines einmal entstanden Ael-Horizontes würde zu keiner Absenkung des SiO_2 -Gehaltes im Bv-Horizont führen.

Es sei darauf hingewiesen, dass auch diese Unterschiede in der Tiefenfunktion beider Quotienten zwischen Bv- und Ael-Horizonten statistisch gesehen nicht signifikant sind (Irrtumswahrscheinlichkeit $\geq 5\%$) und damit als Tendenzen zu interpretieren sind. Die hohe Standardabweichung spiegelt die laterale Heterogenität des Ausgangsmaterials wider, ebenso wie dies schon bei den Körnungsquotienten diskutiert wurde (Kap. 3.2).

3.4 Tonmineralogie

Neben den schon bei der Ablagerung im Sediment enthaltenen Tonmineralen, werden im Verlauf der Silikatverwitterung Tonminerale neu gebildet. Für die Art der Tonmineralneubildungen ist der Gehalt und die Zusammensetzung tonbildender Minerale, wie Glimmer und Feldspäte, in den Ausgangsgesteinen entscheidend (ARNAUD & SUDOM 1980; BRONGER et al. 1976; DULTZ 2001, 2002; MEYER & KALK 1964; VAN RANST & DE CONINCK 1983).

In den drei tonmineralogisch untersuchten Profilen M 9, 13, 17 aus dem Darguner Raum (Kap. 3.5.1) kann trotz der niedrigen pH-Werte von 3-4 in Profil M 9 (Anhang-Tabelle 5) kein Effekt stärkerer Versauerung auf die tonmineralogische Zusammensetzung gegen-

über den Ackerstandorten (M 10, M 13) festgestellt werden (Tab. 3.4; Anhang-Abbildungen 1-3).

Die typischen Minerale der Grobtonfraktion (Quarz und Feldspat) weisen in den Bv-Horizonten höhere Anteile auf, als in den Bt-Horizonten. Den Hauptanteil der Tonfraktion in Bv- und Bt-Horizonten nehmen illitische Tonminerale ein.

Tab. 3.4: Mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion < 2 µm, abgeschätzt aus den Röntgenbeugungsdiagrammen auf Grund der relativen Peakintensitäten (Auswertung Dr. S. DULTZ, Braunschweig)

Profil	Illit	Vermiculit	Smektit	Wechsel-lage-rungsminerale	Kaolinit	Quarz	Primärer Chlorit	Feldspäte	Bemerkungen
M 9									
BB-LL (Wald)									
Bv	++++	+++	+++	++	+++	+++	++	+	
II Bt	++++	+++	++++	++	+++	++	++	-	
M 10									
LF-BB (Acker)									
Bv	++++	+++	+++	++	+++	+++	++	+	
IIAel+Bt	++++	+++	++++	++	+++	++	++	(+)	
Bt	++++	++	++++	++	+++	+	+	(+)	Peakschulter für Vermiculit
M 13									
BB-LF (Acker)									
Bv	++++	+++	+++	++	+++	+++	++	++	1.4 nm Peak für Vermiculit
II Bt	++++	(+)-+	++++	++	+++	++	(+)	+	Kein diskreter 1.4 nm Peak für Vermiculit
eIC1	++++	(+)-+	+++	++	+++	+++	-	+	Kein diskreter 1.4 nm Peak für Vermiculit

(+): Spuren, +: <5 %, ++: 5-10 %, +++: 10-20%, ++++: 20-40 %

Der Vergleich von Bv- zu Bt-Horizont in allen drei Profilen zeigt, dass Smektit, der in der Regel auf die feinsten Fraktionen begrenzt ist, in den Bt-Horizonten offenbar als Ergebnis der Tonverlagerung angereichert ist.

Der vorwiegend aus Verwitterung des Biotits entstehende Vermiculit (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 2002) ist in den Bt-Horizonten der Profile M 10 und M 13 geringer vertreten, als in den darüberliegenden Bv-Horizonten. Dies lässt auf eine stärkere Verwitterungsintensität der Bv-Horizonte im Vergleich zu den Bt-Horizonten schließen, obwohl in Profil M 9 diese Differenzierung nicht gegeben ist.

Deutlicher sind die Ergebnisse der tonmineralogischen Analyse von Profil J2/5 (Fahlerde-Braunerde, Bodenlehrpfad Jägerhof: Kap. 3.5.2.2), die nach einer anderen Probenvorbereitung durchgeführt wurde (Kap. 2.2.5).

Wie in den Darguner Profilen weist die Tonfraktion im Bv-Horizont des Profils J2/5 höhere Anteile von Quarz im Vergleich zum Bt-Horizont auf. K-Feldspäte und Plagioklase kommen dagegen in ähnlichen Anteilen im Bv- und im Bt-Horizont vor. Die in Anhang-Abbildung 4 dargestellten Röntgendiffraktogramme des Bv1- und Bt2-Horizontes zeigen die wesentlichen tonmineralogischen Charakteristika des Profils J2/5.

Die durch Spurenelementverteilung (Anhang-Tab. 10) und unterschiedlichen Skelettgehalt (Kap. 3.5.2.2) festgestellte Zweischichtigkeit des Profils J 2/5 findet in der Tonmineraltiefenverteilung eine außerordentlich prägnante Bestätigung (Tab. 3.5).

Der Decksand zeichnet sich durch das Vorkommen von Vermiculit, einem Anteil von Illit mit > 80% in der Fraktion < 2 µm aus. Der liegende Geschiebelehm/Geschiebemergel enthält dagegen keinen Vermiculit, der Illitgehalt in der Tonfraktion liegt bei etwa 30%, ein

ein Wechsellagerungsmineral kommt mit etwa 60% Anteil am Ton vor, das im Decksand nicht nachzuweisen ist.

Tab. 3.5: Prozentuale relative Tonmineralverteilung der Tonfraktionen in Profil J 2/5 (Analyse und Auswertung von Dipl. Geol. J. LUCKERT, Kleinmachnow)

Horizont	Vermiculit	Kaolinit	Chlorit	Illit	ml-Mineral *)
Bv1	12	2	3	83	-
Bv2	9	3	4	84	-
II Bt1	-	7	5	31	57
II Bt2	-	6	3	28	63
II elCc	-	9	2	31	58

*) ml-Mineral = mixed layer-Mineral (Smektit-schichtanteil 45-50%, Rest: Illit)

Das für norddeutsche Geschiebemergel typische Wechsellagerungsmineral (LUCKERT & THIEKE 2000) kommt nicht im Decksand und damit in der Braunerde vor, sondern erst im liegenden Geschiebelehm, in dem die Fahlerde entwickelt ist. Daraus wäre zu schließen, dass es sich bei dem Ausgangsmaterial dieses Decksandes nicht um ein geschiebemergelbürtiges Sediment handelte.

Eine Abreicherung des ml-Mineral aus dem Decksand mittels Tonverlagerung ist weitgehend auszuschließen. Es ließe sich sonst nicht der relativ gleiche Gehalt im Bt- und elCc-Horizont erklären, da im Bt-Horizont eine deutliche Anreicherung gegenüber dem Ausgangssubstrat zu erwarten wäre.

Dies widerspräche der Hypothese der engen sedimentologischen Verbundenheit Decksand/liegendes Sediment (z.B. BUSSEMER 1994, HELBIG 1999a) und würde eine überwiegend äolische Entstehung des Decksandes favorisieren (SCHRÖDER & SCHNEIDER 1995). Wobei zunächst nicht geklärt werden kann, woher dann das Ausgangsmaterial stammen sollte.

Da es sich in Profil J2/5 um den ersten Befund dieser Art aus dem Jüngsten Jungmoränengebiet Nordostdeutschlands handelt, sollte dieser nicht überinterpretiert werden, solange nicht weitere Tonmineralanalysen vorliegen, die nach derselben Methode durchgeführt wurden.

Die tonmineralogischen Befunde der drei im Darguner Raum untersuchten Profile bestätigen diesen Befund nicht, wobei M 13 bezüglich der Tiefenverteilung von Vermiculit ähnliche Tendenzen aufweist, wie dies in Profil J2/5 der Fall ist. Dass in den Darguner Profilen Smektit nachgewiesen wurde und in Profil J2/5 nicht, kann an einer unterschiedlichen Interpretation des 17Å-Reflexes liegen (LUCKERT & THIEKE 2000: 110).

Anhand der vorliegenden tonmineralogischen Ergebnisse liegt die stärkste Verwitterungsintensität in den Bv-Horizonten vor, wobei die höchsten Umsetzungsraten in den oberen 25 cm des Decksandes (DULTZ 1997) bzw. im Oberboden (SCHLICHTING & BLUME 1961) zu suchen sind.

Wird der Befund des Fehlens von Vermiculit im Bt-Horizont der Fahlerde-Braunerde J2/5 in vergleichbaren Profilen in Zukunft bestätigt, fand in diesen Bt-Horizonten nach der Entkalkung des Geschiebemergels kaum weitergehende Verwitterung statt.

3.5 Mikromorphogenese

Die mikromorphologischen Ergebnisse ausgewählter Einzelprofile werden hier im Zusammenhang mit den feldbodenkundlichen und analytischen Ergebnissen vorgestellt. Die mikromorphologischen Ergebnisse aller Profile sind in Tabellenform im Anhang zusammengefasst (Anhang-Tab. 11).

3.5.1 Grundmoränengebiet nordöstlich von Dargun

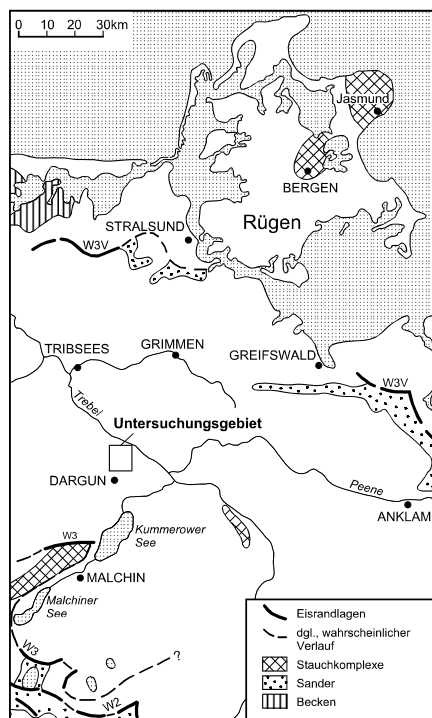


Abb. 3.5: Lage des Untersuchungsgebietes bei Dargun (Kartengrundlage: RÜHBURG et al. 1995)

Das Untersuchungsgebiet liegt nordöstlich von Dargun bei Groß Methling und Barlin auf flach welliger Grundmoräne des Mecklenburger Vorstoßes der Weichsel-Vereisung (Abb. 3.5). Die Bodenkarte des Karlshofes bei Groß Methling zeigt, dass auf Geschiebemergel und -lehm, fluvioglazialen Kiesen und Sanden das Bodenmosaik im Übergang zu Söllen vorwiegend aus Kolluvien, Gleyen und Niedermoor besteht, während auf den terrestrischen Standorten Braunerden, Bänderfahlerden /-para-braunerden und Braunerden-Parabraunerden /-Fahlerden verbreitet sind. Durch landwirtschaftliche Tätigkeit sind auf Flachkuppen Pararendzinen, Regosole und Rumpffahlerden und im Hangfußbereich bis zu 100 cm mächtige Kolluvien verbreitet (SCHNEIDER & KÜHN 2000).

Die Leitbodenformen sind hier, wie auch sonst auf großen Flächen der Grundmoränenplatten, Parabraunerde-/Fahlerde-Braunerden bzw. Braunerde-Parabraunerden/-Fahlerden aus Decksand über Geschiebelehm. Häufig sind unterschiedlich stark ausgeprägte Hydromorphiegrade ein weiteres Kennzeichen dieser Leitbodenform bzw. führen zum Pseudogley als Hauptbodentyp (THIERE 1968, 1970).

Aus zehn (M 9, 10, 11, 13, 17; Bar 100, 200; Dar 100, 200; Muh 100) im Darguner Raum mikromorphologisch bearbeiteten Bodenprofilen seien hier drei Profile ausgewählt, deren makro- und mikromorphologische Befunde für die Klärung der Frage, inwieweit im Spätglazial Tonverlagerung stattfand, von besonderer Bedeutung sind.

3.5.1.1 Fahlerde-Braunerde (Profil M 10)

3.5.1.1.1 Feldbodenkundliche Merkmale

Profil M 10 zeigt eine Fahlerde-Braunerde aus Decksand über einer Fließerde aus Geschiebemergel. Es sind deutliche Fließstrukturen unterhalb des Decksandes festzustellen, die durch pedogene Prozesse offensichtlich nicht homogenisiert werden konnten (Abb. 3.6). Der Bt-Horizont zeigt eine fleckenartige Auflösung nach oben und kein keilförmiges Eingreifen des Ael-Horizontes in den Bt-Horizont, wie dies bei den Profilen M 17, E 106 und Miel (S-H) festzustellen ist. Die im Ael+Bt-Horizont schwimmenden Bt-Schmitzen verschiedener Größe sind ein häufig zu beobachtendes Merkmal dieser Übergangshorizonte, das hier besonders eindrucksvoll ausgebildet ist. Bt-Bänder zwischen den Bt-Schmitzen, wie sie von ROESCHMANN (1968) beschrieben wurden, ließen sich hier nicht feststellen.

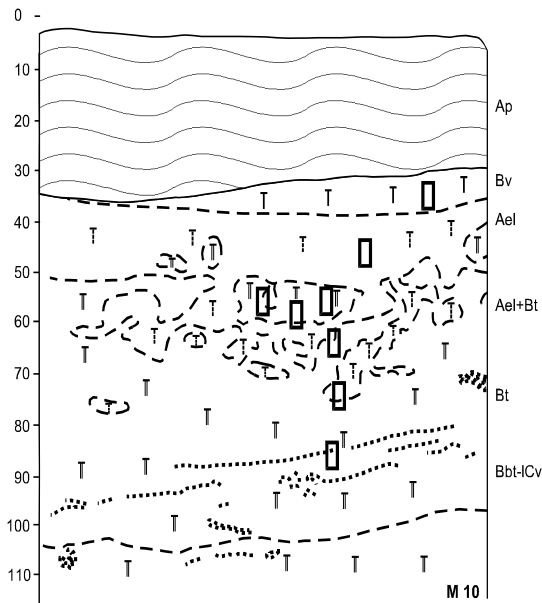


Abb. 3.6: Skizze von Profil M 10. Symbole siehe Beilage

der-Mikrogefüge (*subangular blocky microstructure*) gekennzeichnet. Vereinzelt kommen gelbbraune reine Toncutanbruchstücke vor. Sehr gut orientierte staubige Toncutane zeugen von schwacher Tonverlagerung im Bv-Horizont.

Typisch für Ael- und Ael+Bt-Horizonte sind Ton-Silt-Kappen auf Sandkörnern oder Gesteinsfragmenten, deren Feinsubstanz im Durchlicht meist schwarzgrau erscheint (vgl. KEMP et al. 1998). Oft sind diese Kappen auch zweiphasig mit tonreicher Basis ausgebildet (Tafel 1: 1, 2).

Bt-Schmitzen (oft <1 cm Durchmesser) sind nur im Ael- und Ael+Bt-Horizont vorhanden (Tafel 1: 3). Sie sind in sich relativ homogen, besitzen verschiedene Merkmale orientierten Tons (*b-fabrics*) in der Matrix, die im Bt-Horizont ebenso vorkommen. Zudem finden sich in den Bt-Schmitzen manchmal schwer zu identifizierende Toncutanbruchstücke (Tafel 1: 4, SCHNEIDER & KÜHN 2000). Die mikromorphologischen Eigenschaften der Mehrzahl dieser Bt-Schmitzen gleichen den Merkmalen des liegenden Bt-Horizontes.

Staubige Toncutane und konkave Toncutanbrücken zwischen Mineralen und Aggregaten im Ael-Horizont bezeugen schwache Tonverlagerung aus der hangenden Braunerde. Sehr staubige grauschwarze Toncutane hauptsächlich an Porenunterseiten ausgebildet, kommen vom Ael- bis zum Bt-Horizont vor. Bei zusammengesetzten Toncutanen liegen diese immer am nächsten zum Poreninneren (Tafel 1: 5, 6).

Ab etwa 65 cm Tiefe liegen neben sehr gut orientierten (scharfe Auslöschungsbänder) im Durchlicht gelbbraunen Toncutanen auch schlecht orientierte undulös auslöschende, im Durchlicht gelbbraune bis braune Toncutane, die ein unterschiedliches Bildungsalter nahe legen (Tafel 2: 1, 2).

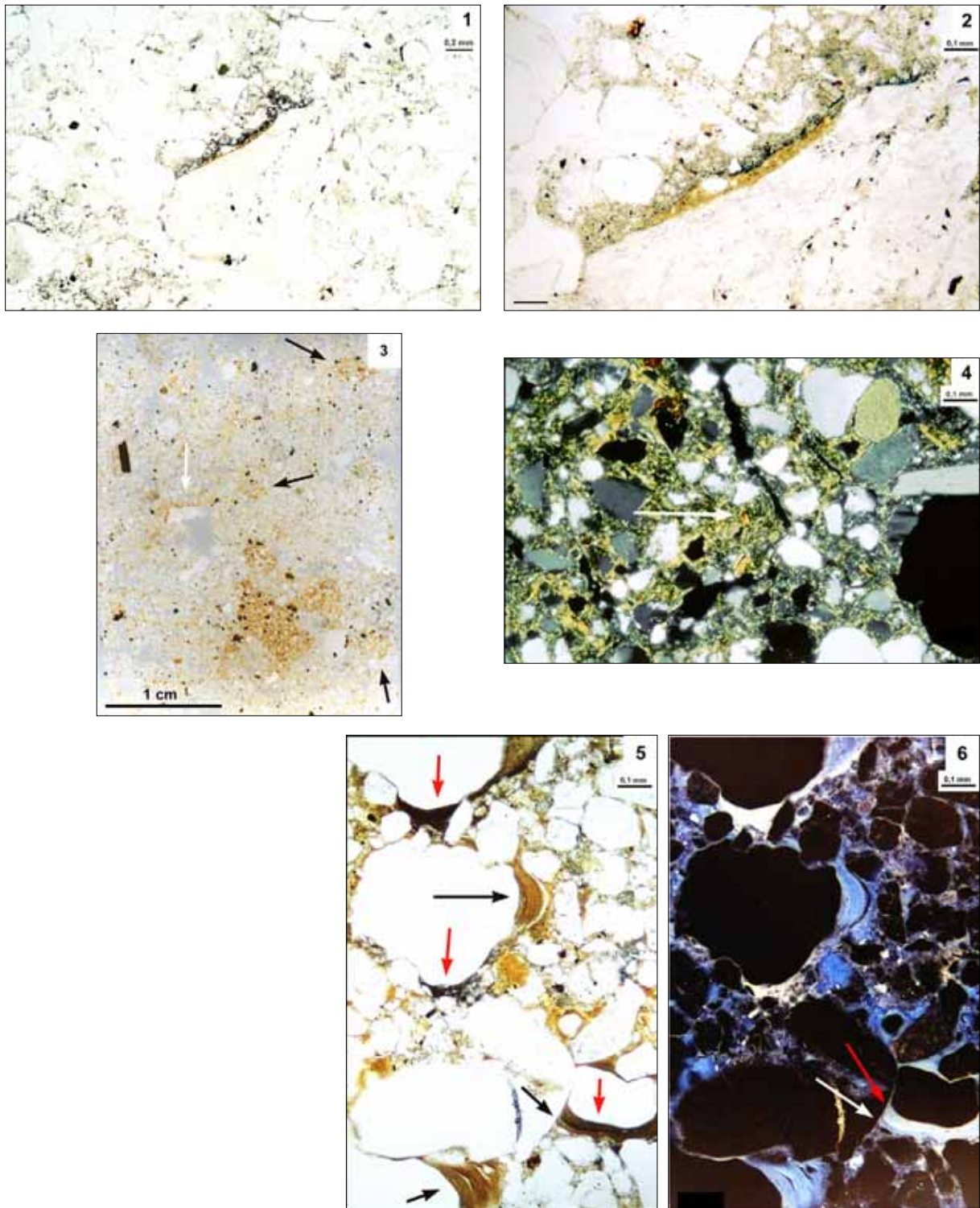
Ton- und Silt-Ton-Verfüllungen sind für den Bt-Horizont typisch, aber auch vereinzelt im Ael-Horizont ausgebildet. Meist löschen sie undulös aus und sind nur selten frei von Schluffkörnern. In Tafel 2 (3, 4) sind zweiphasige sehr gut orientierte Toncutane an eine undulös auslöschende Silt-Ton-Verfüllung angelagert. In Tafel 2 (3) sind die verschiedenen Tonverlagerungsphasen klar erkennbar, während in Tafel 2 (4) die unterschiedlichen Auslöschungseigenschaften der verschiedenen Toncutangenerationen deutlich werden.

Das Vorkommen von Toncutanfragmenten ist überwiegend auf den Ael-Horizont und die oberen 1-2 dm des Bt-Horizontes beschränkt.

Für Bt-Fragmente oder Bt-Flecken, die im Ael-Horizont vorkommen, wurde der Terminus *Bt-Schmitze* gewählt. Der bergmännische Begriff *Schmitze* beinhaltet, dass diese eine andere Zusammensetzung besitzt als das Nebengestein (MURAWSKI 1998). Die Bezeichnung Fragment könnte beispielsweise auch für Bt-Fragmente benutzt werden, die innerhalb eines Bt-Horizontes vorkommen. Nach Meinung des Autors trifft deshalb der Begriff *Bt-Schmitze* die vorhandenen Merkmale am besten.

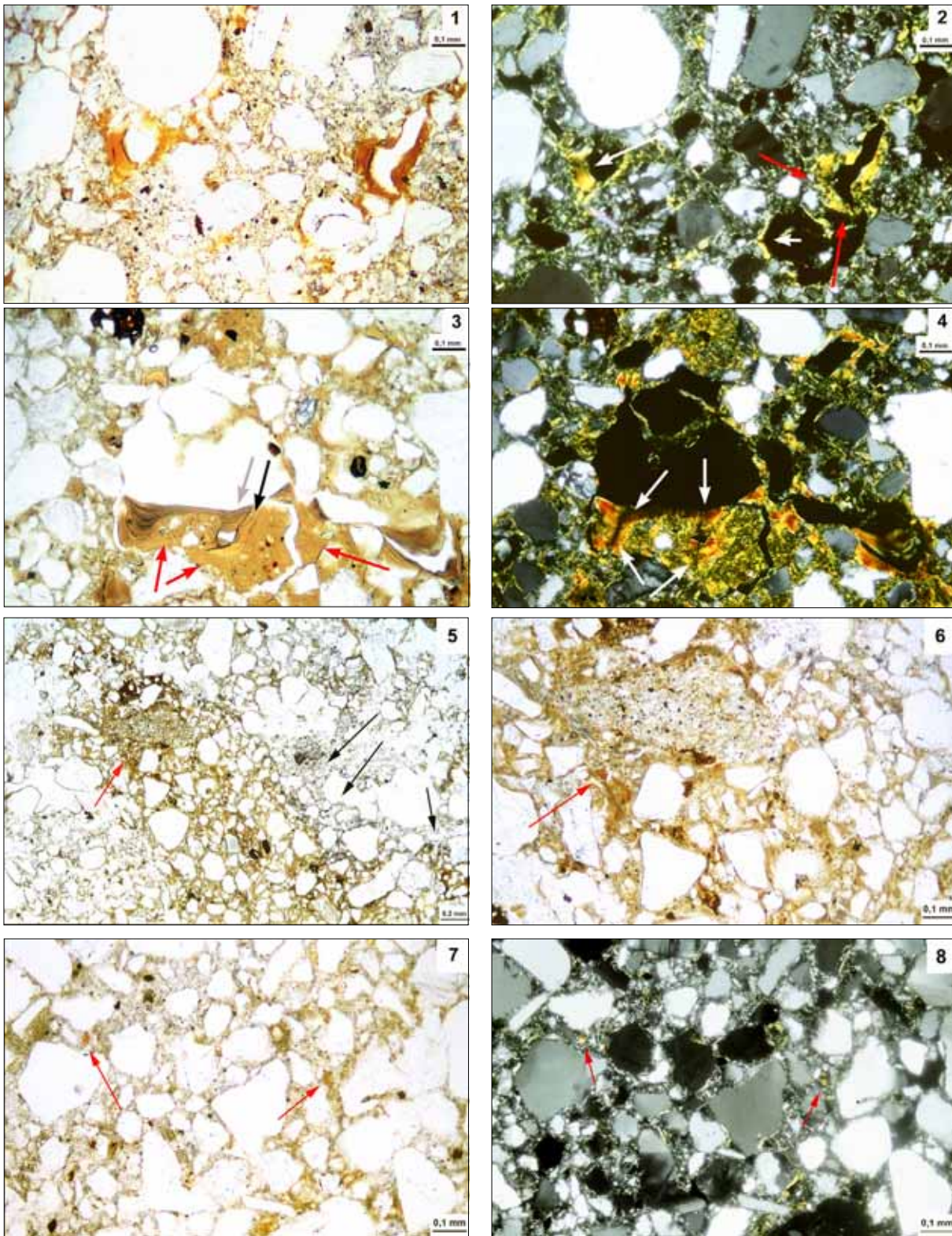
3.5.1.1.2 Mikromorphologische Charakteristika

Der Bv-Horizont ist sehr hohlräumreich und ist durch ein intergranuläres Mikroaggregatgefüge (*intergrain micro-aggregate structure*) bzw. ein schwach ausgebildetes Subpolye-



Tafel 1: Mikro-Fotografien von Profil M 10

(1) M 10, Ael (48 cm): Zweiphasige Silt-Ton-Kappe auf Grobsandkorn – PPL. (2) Vergrößerung von Foto 1 - PPL. (3) M 10, Ael (47cm): Bt-Schmitzen (schwarze Pfeile) und Silt-Ton-Kappe auf Feinkieskorn (weißer Pfeil) – Dünnschliff. (4) M 10, Ael+Bt (60 cm): Bt-Schmitze mit Toncutanbruchstück (weißer Pfeil) - XPL. (5) Staubige dunkelbraune Toncutane (schwarze Pfeile) und sehr staubige (grau-) schwarze teilweise silthaltige Toncutane in typischer Position an Porenunterseite (rote Pfeile); rechts unten: zweiphasiges Toncutane mit innerer, sehr staubiger schwarzer Phase – PPL. (6) M 10, Ael+Bt (56 cm): Inverse Farbgebung verdeutlicht die Mehrphasigkeit der Toncutane (siehe z.B. Pfeile) – wie Photo 5, XPL.



Tafel 2: Mikro-Fotografien der Profile M 10 (1-4) und Bar 100 (5-6)

(1) M 10, Bt (90 cm): wie Foto 2 - PPL. (2) sehr gut orientierte Toncutane mit scharfen Auslöschungsbändern (weiße Pfeile) neben reorientierter (älterer) Toncutane mit undulöser Auslöschung (rote Pfeile) - XPL. (3) M 10, Bt (80 cm): Silt-Ton-Verfüllung (rote Pfeile), in die ein zweiphasiges Toncutane eingelagert ist: Ältere Lamine gelbbraun rein (schwarzer Pfeil); jüngere Lamine dunkelbraun mikrolaminiert (grauer Pfeil) - PPL. (4) sehr gut orientierte Toncutane mit scharfen Auslöschungsbändern (Pfeile), während das undulöse Auslöschungsmuster der Silt-Ton-Verfüllung die Reorientierung des Tons kennzeichnet (Alterungseffekt) - dito XPL.

(5) Bar 100, Ael+Bt (51 cm): Bt-Schmitze mit schwach entwickelter Kappe aus submikroskopischer grauer Feinsubstanz (schwarze Pfeile). Toncutanfragment in Bt-Schmitze (roter Pfeil) - PPL. (6) Vergrößerung von Photo 5: Toncutanfragment in Bt-Schmitze (roter Pfeil) - PPL. (7) Bar 100 Übergangszone Bt/Sandkeil: gerundete reine Toncutanfragmente innerhalb einer linsenförmigen Mikro-Platte (rote Pfeile) - PPL. (8) dito XPL.

Hydromorphiernerkmale in Form von Fe-Hydroxid-Ausfällungen in der Matrix und Überzügen auf Porenrändern und vereinzelt auf Toncutanen, sind zwar vorhanden, besitzen jedoch keine profilprägende Wirkung.

3.5.1.1.3 Bodengenetische Schlussfolgerungen und Diskussion

Anhand unterschiedlicher Ausprägung und Lage im Porensystem lassen sich verschiedene Toncutangenerationen unterscheiden.

Zu einer älteren Tonverlagerungsphase zählen undulös auslöschende Toncutane und Porenverfüllungen, sowie meist gebogene gelbbraune, manchmal mikrolaminierte Toncutanfragmente. Ist die Fragmentierung der Toncutane anhand der Mikro-Gefügemerkmale auf Bioturbation zurückzuführen, kann in der Regel keine relative chronologische Einordnung vorgenommen werden.

Zu jüngeren Tonverlagerungsphasen zählen gut orientierte Toncutane und Toncutanbrücken mit scharfen Auslöschungsbändern im Bv, Ael- und Ael+Bt- und Bt-Horizont.

Die jüngste anthropogen verursachte Ton- bzw. Feinsubstanzverlagerung kann anhand von sehr staubigen grauschwarzen siltreichen Toncutanen (*vd*) festgestellt werden, die meist nur an Porenunterseiten ausgebildet sind (Tafel 1: 5, 6: rote Pfeile, innere Laminaen).

Diese können nach KWAAD & MÜCHER (1977), MACPHAIL (1986) und SLAGER & VAN DE WETERING (1977) auf Entwaldungsphasen zurückgeführt werden. Bei schlechter Sortierung im Tonhäutchen sowie erkennbarem Holzkohleanteil kann dies mit einem durch Ackerbau verursachten Gefügezusammenbruch des Oberbodens zusammenhängen (JONGERIUS 1970). Die dadurch nachfolgende Feinsubstanz- bzw. Tonverlagerung wirkt sich jedoch nicht profildifferenzierend aus. Kolluviale Entstehung kann aufgrund der geringen Reliefintensität ausgeschlossen werden.

Die Bildung der Silt-Ton-Kappen mit tonreicher Basis wird von HUIJZER (1993: 182, 200) auf vertikale Verlagerung von Feinmaterial unter periglazialen Klimabedingungen durch Austauen des hangenden Bodens bzw. durch saisonales Auftauen der Auftauzone zurückgeführt. Im Schluff bei 47 cm finden sich zahlreiche Kappen mit seitlich geneigter Orientierung der Kornoberfläche, die teilweise auch schon makromorphologisch zu erkennen sind (Tafel 1: 3). Die von HUIJZER (1993: 178) beobachtete Verknüpfung seitlich geneigter Kappen mit makro- bzw. mikroskopischen Kryoturbationsmerkmalen ließ sich hier jedoch nicht nachweisen.

Nun stellt sich die Frage, ob es sich bei den Merkmalen (Ton-Silt-Kappen, Bt-Schmitzen) im Übergangsbereich zwischen Ael- und Bt-Horizont nicht einfach um eine Tieferlegung des Bt-Horizontes im Zuge der Pedogenese handelt.

Gegen eine Merkmalsausprägung durch einfache Degradation der oberen Bt-Bereiche im Sinne einer Tieferlegung sprechen:

- 1) Toncutanbruchstücke ohne Reaktivierungsmerkmale im Ael-Horizont, sowie gut erhaltene Toncutane im Ael-Horizont als Merkmal einer jungen Tonverlagerungsphase,
- 2) Toncutanbruchstücke in isolierten Bt-Schmitzen, die im Übergangsbereich zwischen Ael- und Bt-Horizonten bzw. in Ael+Bt-Horizonten zu finden sind, und
- 3) fehlende Degradationserscheinungen von Bt-Aggregaten im Sinne von BULLOCK (1960) und BULLOCK et al. (1974), die eine Tonverarmungszone am Rand von Aggregaten mit tonhaltigem Kern beschreiben.

Auch eine Auflösung der Bt-Horizonte durch das Mitreißen von Bodenmaterial in Wurzeltellern durch Baumwürfe ist denkbar (ROESCHMANN 1968). Dies ist nicht völlig auszuschließen, doch sind im Gelände keine weiteren auf Baumwurf hinweisenden Merkmale, wie von BEATTY & STONE (1986), BROWN (1977), KOOI (1974), LANGOHR (1993), PAWLUK &

DUDAS (1982), RUSSOW & HEINRICH (2001), SCHAETZL et al. (1990) und SHUBAYEVA & KARPACHEVSKIY (1983) diskutiert, in Profil M 10 und den anderen untersuchten Profilen vorzufinden. Deshalb ist davon auszugehen, dass diese Bt-Schmitzen älter und nicht durch Baumwürfe entstanden sind.

Schon LAVES (1972) nahm eine periglaziale Genese der Bt-Schmitzen an, die durch Tau-/Frostwechsel an der Grenze Auftauzone/Dauerfrostboden entstehen können. Die Zeichnung von KRILKOV (Abb. 3.7) eines kryoturbar vermischten Grenzgebietes zwischen einer Sand- und einer Lehmschicht weist große Ähnlichkeiten mit den makromorphologischen Merkmalen von Profil M 10 und weiteren Profilen im Jungmoränengebiet auf (Len 2, Horstfelde) auf.



Abb. 3.7: Kryoturbation von Lehm und Sand (KRILKOV (1965) aus DIEMANN (1973: Abb. 80))

Da Kryoturbationen ein periglaziales Grenzflächenphänomen zwischen tonigeren und sandigeren Schichten sind, weist deren Vorkommen damit auf eine schon im Spätglazial vorhandene deutliche Korndifferenzierung zwischen Decksand und Geschiebelehm hin.

Bt-Schmitzen sind inzwischen auch in Füllungen von sonst ungestörten Sandkeilen beschrieben (Kap. 3.5.1.2; KÜHN 2001b, i. Dr.; KÜHN & SCHRÖDER 2001; bei HELBIG 1999a: 60 als *till spots* bezeichnet). Dies und die oben genannten Befunde vermehren die Hinweise auf eine spätglaziale periglaziale Umlagerung der oberen Bereiche damals schon bestehender Bt-Horizonte.

Somit wären die in die Bt-Schmitzen inkorporierten Toncutanfragmente ein Nachweis für eine Tonverlagerung vor der periglazialen Beeinflussung und Umlagerung des oberen Bereiches des Bt-Horizontes.

Einen ähnlichen genetischen Zusammenhang zwischen Ton-Silt-Kappen, Toncutanfragmenten und makroskopischen Kryoturbationsmerkmalen konnten TARNOCAI & SMITH (1989) in Paläoböden in Yukon (Canada) feststellen.

Bei normaler Profil- und Substratausprägung sind ab etwa 80 cm Tiefe, außer den eindeutig bioturbar fragmentierten, keine Toncutanbruchstücke mehr festzustellen. Auch in dieser Tiefe kommen neben den gut orientierten Toncutanen zahlreiche schlecht orientierte, undulös auslöschende Toncutane vor.

Das Nebeneinander von undulös auslöschenden und sehr gut orientierten Toncutanen (Tafel 2: 1-4) legt deshalb ein unterschiedliches Alter nahe, da nach Bildung der Toncutane eine Beeinflussung durch Bioturbation oder „Artefaktbildung“ bei der Dünnschliffherstellung ausgeschlossen werden kann.

Bei einmal abgelagerten Toncutanen unterscheidet FITZPATRICK (1993: 184) fünf Stufen der Gefüge-Reorganisation (Reorientierung), die einen *in-situ*-Alterungsprozess beschreiben sollen. Entscheidend für die Einstufung ist der prozentuale Anteil an undulös auslöschenden Bereichen in der Gesamtcutane. FITZPATRICK (1993: 182) bezeichnet dieses Auslöschungsmuster als „granular extinction pattern“.

Doch worin liegt die Ursache für diese anhand der Toncutan-Reorientierung erkennbare „Alterung“ und welchen Zeitraum umfasst sie? ALTEMÜLLER & BAILLY (1976) stellen fest, dass auch rezent noch stattfindende Quellungs- und Schrumpfungsprozesse nicht zu einer Desorientierung aller Toncutane in (Pseudogley-)Lessivés geführt haben. Wären jedoch jene Prozesse allein für eine Gefüge-Reorganisation verantwortlich, so müssten alle Toncutane bzw. Porenverfüllungen davon betroffen sein.

Im Bereich der Auftauzone von Permafrostböden Zentral-Jakutiens kommen durch Tonverlagerung gekennzeichnete etwa 60-120 cm mächtige Böden (*solodized pale and pale yellow permafrost soils*) vor. Dass dort der verlagerte Ton im Tonanreicherungshorizont ausgeflockt bzw. nicht orientiert ist, führt MOROZOVA (1965) auf Gefrorenis des Permafrosts im Winter zurück. Bei Profilen, in denen innerhalb von 170 cm kein Permafrost vorkam, lagen gut orientierte Toncutane vor.

Deshalb erscheint eine spätglaziale Beeinflussung der schon in Interstadialen gebildeten Toncutane durch Gefrieren des Bodens in Stadien sehr wahrscheinlich. Dadurch ließe sich das Neben- und Übereinander von sehr gut und sehr schlecht orientierten Toncutanen in kaum hydromorph beeinflussten Lessivés erklären.

Zusammenfassend lassen sich anhand makro- und mikromorphologischer Merkmale Toncutanbruchstücke in Bt-Schmitzen und reorientierte reine Toncutane als Zeugen spätglazialer Lessivierung erklären. Sehr gut orientierte staubige Toncutane in Bv-, Ael- und Ael+Bt- und Bt-Horizonten sind nach Formung der Bt-Schmitzen entstanden. Die Toncutane in den Bv- und Ael-Horizonten sind jedoch einer jüngeren Tonverlagerungsphase zuzuordnen, die nicht für die Ausprägung der Fahlerde verantwortlich ist. Sehr staubige Toncutane sind mit großer Wahrscheinlichkeit auf anthropogene Ursachen wie Entwaldung und Beackerung zurückzuführen.

3.5.1.2 Fahlerde-Braunerden mit Sandkeilen (Bar 100, 200)

In der Nähe der Straße zwischen Brudersdorf und Dargun (etwa 4 km Luftlinie südöstlich vom Karlshof) wurden von HELBIG (1999a, b) auf ebener Grundmoräne zahlreiche Sandkeile beschrieben. Dies gab Anlass, entsprechende Profile erneut aufzugraben, da auf terrestrischen Standorten der Grundmoränenflächen Sandkeile eine gute Möglichkeit bieten, bezüglich des Spätglazials stratigraphisch genauer zu arbeiten, als dies bisher allein mit (Geschiebe-)Decksanden möglich war (vgl. Kap. 3.7).

3.5.1.2.1 Feldbodenkundliche Merkmale

Profil Bar 100 (Abb. 3.8) wurde als Bodengrube angelegt und Profil Bar 200 (Abb. 3.5) in einem etwa 3 x 15 x 4 m temporären Aufschluss aufgenommen, der Reparaturarbeiten an

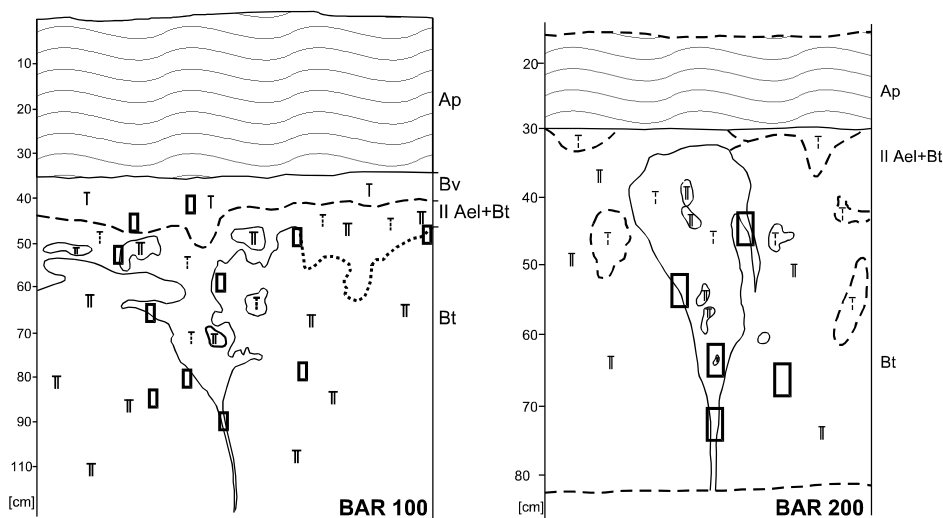


Abb. 3.8: Profilskizzen der mikromorphologisch untersuchten Fahlerde-Braunerden mit Sandkeilen bei Barlin nordöstlich von Dargun)

der dortigen Gasleitung diene. In diesem Aufschluss kamen neben dem Sandkeil in Profil Bar 200 weitere Sandkeile vor (Abb. 3.9). Entlang einer Aufschlusswand wurde ein durchschnittlicher Abstand zwischen den Sandkeilen von etwa 6 m festgestellt, der auf ein Polygonnetz mit entsprechendem Durchmesser hinweist. In einem an Profil Bar 200 angelegten horizontalen Schnitt zeigte sich, dass die Sandkeile zu einem großflächigen sandverfüllten wahrscheinlich polygonal verlaufenden Spaltensystem gehören. Die Breite der Spalten bzw. die Schulterbreite der Sandkeile betrug 15-60 cm.

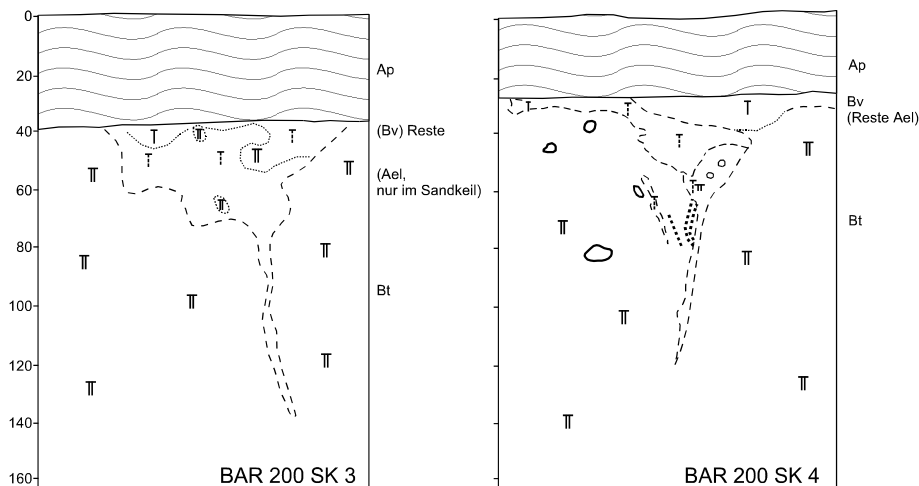


Abb. 3.9: Weitere Sandkeile im Aufschluss Bar 200 bei Barlin (nordöstlich von Dargun)

Die Sandkeile setzen mit ihren Schulterbereichen etwa an der Obergrenze der Bt-Horizonte an. Sie beginnen somit in einer durchschnittlichen Tiefe von 35-50 cm (siehe auch HELBIG 1999a: 59). Die geringen Tiefen unter GOF der Schulterbereiche der Sandkeile bei Bar 200 erklären sich durch den Gasleitungsbau, da der Oberboden großflächig abgeschoben wurde. Dies zeigt sich auch daran, dass der Bv-Horizont kaum erhalten ist, während er bei Bar 100 durch die Beackerung nur teilweise in den Ap-Horizont mit eingearbeitet wurde.

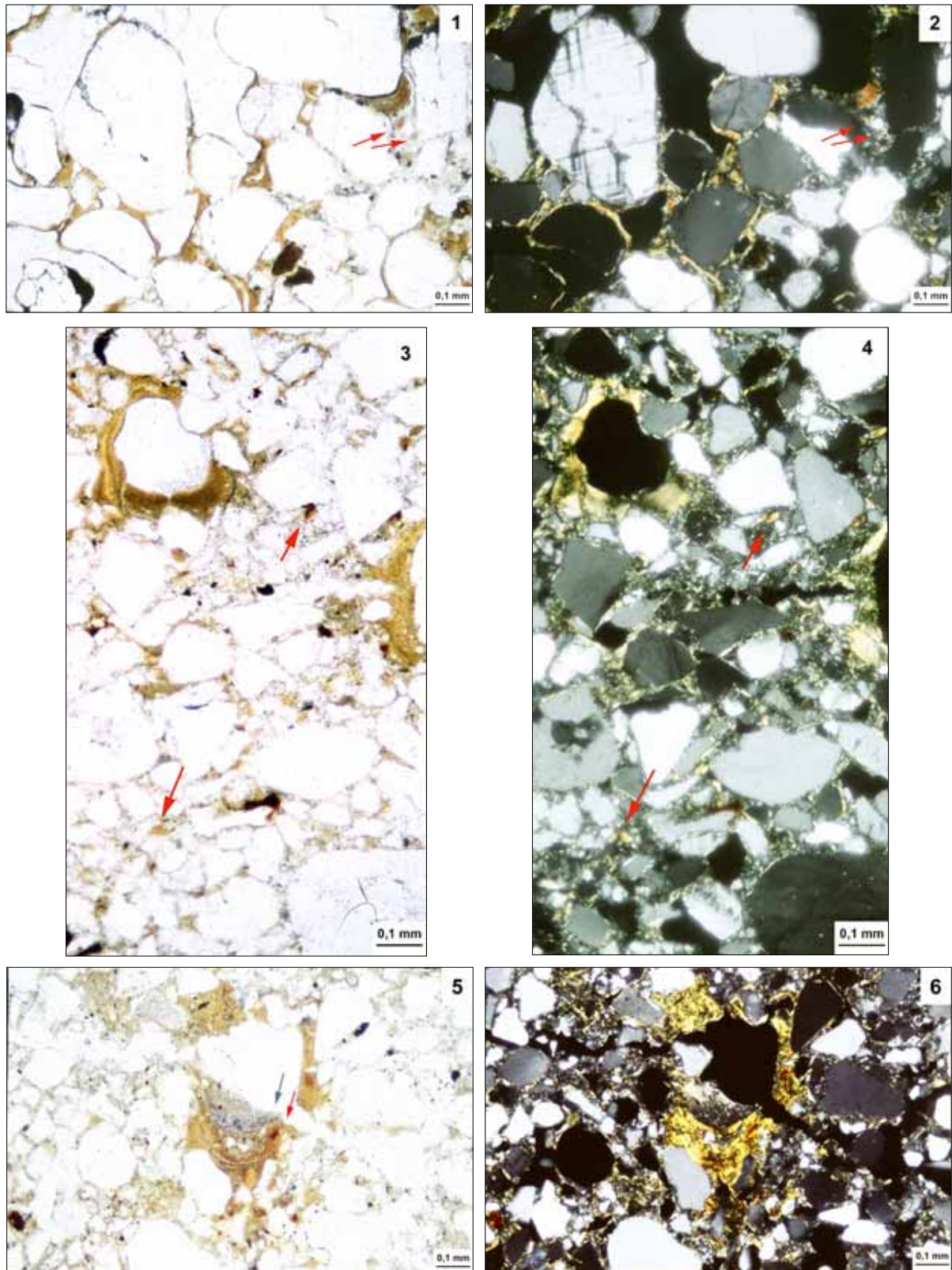
Somit setzen die Sandkeile stratigraphisch an der Untergrenze des Decksandes an und erstrecken sich in den liegenden Geschiebelehm. In den Sandkeilen kommen neben der Flugsandverfüllung lehmige Schmitzen verschiedener Größe vor, die von dem umgebenden Material stammen und makromorphologisch den Bt-Schmitzen von Profil M 10 entsprechen.

3.5.1.2.2 Mikromorphologische Charakteristika

Die Tiefenverteilung der mikromorphologischen Merkmale befindet sich in guter Übereinstimmung mit den Profilen ohne Sandkeileinschaltungen (Anhang-Tabelle 11; KÜHN et al. 2002).

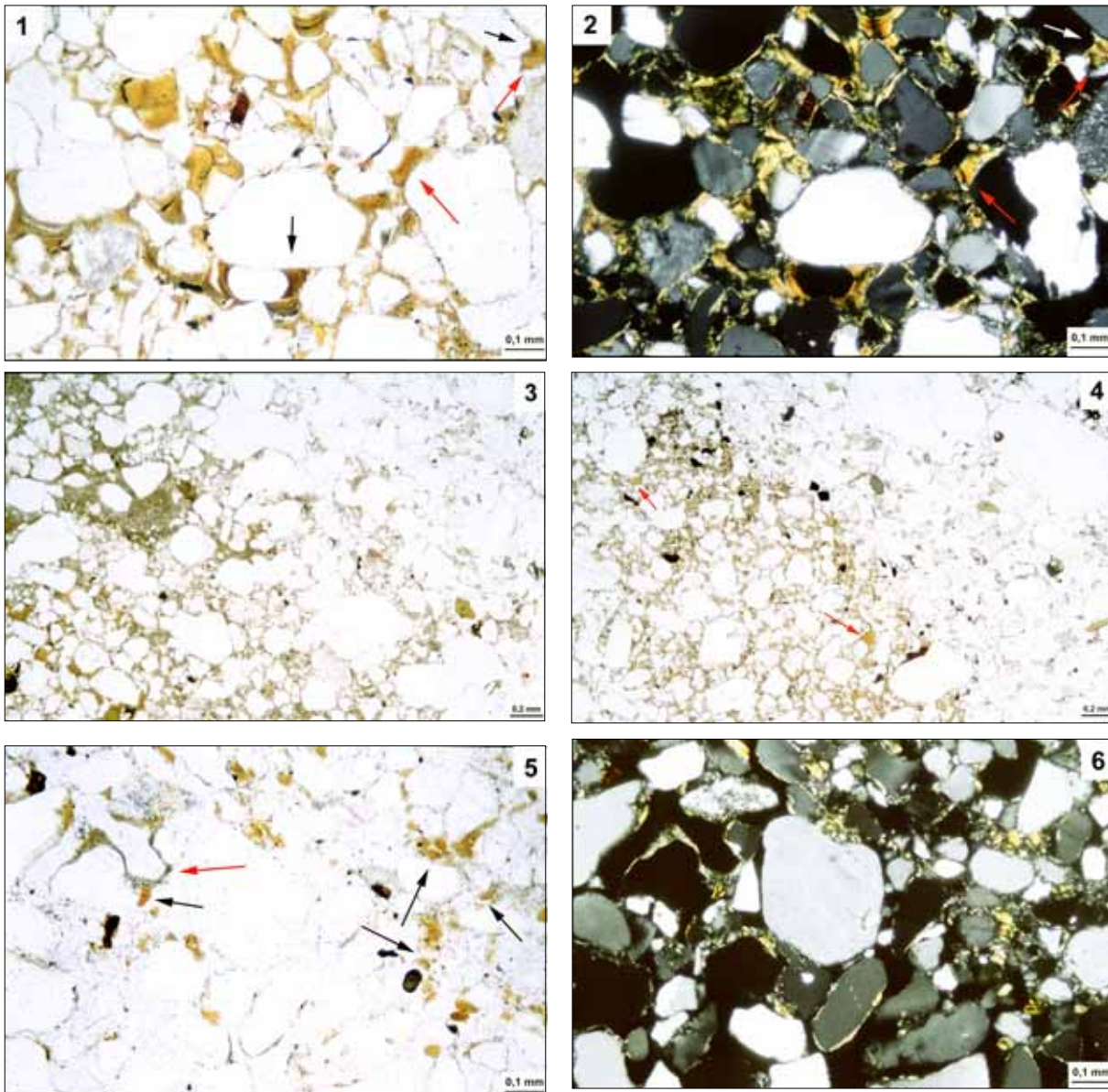
Der Bv-Horizont (nur in Bar 100 vorhanden) ist anhand eines intergranulären Mikroaggregatgefüges (*intergrain micro-aggregate structure*) und eines teilweise kompaktierten Korngefüges (*compacted granular structure*) durch eine mittlere bis deutliche Aggregatausbildung gekennzeichnet (Abb. 3.10-a). Während Toncutanfragmente nur in biogenen Verfüllungen zu finden sind, kommen Toncutane nicht vor. Pflanzenreste und vereinzelt Holzkohlefragmente sind ebenso typisch.

Die Übergangshorizonte (Ael+Bt-Horizonte) besitzen ein schwach entwickeltes linsenförmig plattes Gefüge (*lenticular platy structure*) und eine *intergrain micro-aggregate structure* mit einer mittleren Aggregatausbildung (*moderately developed pedality*).



Tafel 3: Mikro-Fotografien von Bar 100 und Bar 200

(1) Bar 100, Bt (90 cm): Gerundete reine Toncutanfragmente (rote Pfeile) neben ungestörten staubigen Toncutanen, ca. 5 mm vom Sandkeil entfernt - PPL. (2) dito XPL. (3) Bar 200 Bt/Sandkeil (56 cm): Gerundete reine Toncutanfragmente (rote Pfeile) neben ungestörten mikrolaminierten staubigen Toncutanen - PPL. (4) dito XPL. (5) Bar 200, Bt/Sandkeil (47 cm): Zusammengesetzte Toncutane, schwarzgraue sehr staubige Toncutane (schwarzer Pfeil) und gelbbraune Toncutane mit Siltkörnern (roter Pfeil) - PPL. (6) dito XPL.



Tafel 4: Mikro-Fotografien von Bar 200

(1) Bar 200, Bt (95 cm): staubige Toncutane (schwarze Pfeile) neben rötlich braunen reinen Toncutanen (rote Pfeile); Ecke rechts oben: zusammengesetzte Toncutane - PPL. (2) dito XPL. (3) Bar 200, Bt/Sandkeil (56 cm): in Sandkeilfüllung Anreicherung submikroskopischer Feinsubstanz; Ecke rechts oben: typische feinsubstanzarme Ausprägung der Sandkeilfüllung - PPL. (4) Bar 200, Sandkeil (65 cm): Toncutanfragmente (rote Pfeile) in Bt-Schmitze (rote Pfeile) - PPL. (5) Bar 200, Sandkeil (56 cm): Toncutanfragmente (schwarze Pfeile) in Sandkeilfüllung; schwach entwickelte sehr staubige Toncutane (roter Pfeil) - PPL. (6) dito XPL.

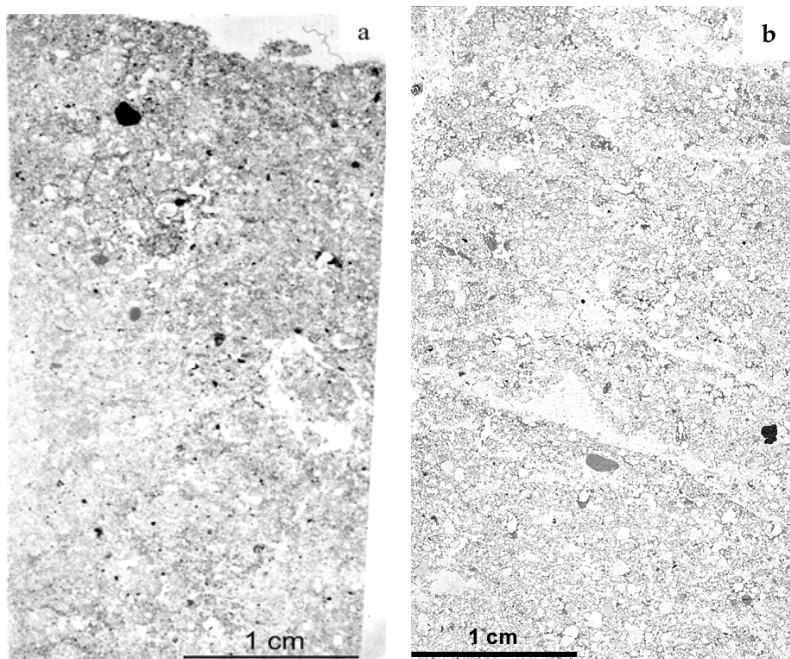


Abb. 3.10-a: Dünnschliff aus Bar 100, Bv-Horizont (43 cm): *compacted granular structure* und Bioturbationsmerkmale

Abb. 3.10-b: Dünnschliff aus Bar 100, Übergangzone Bt-Horizont/Sandkeil (64 cm): *Lenticular platy structure*

Feinmaterialkappen kommen auf größeren Körnern ebenso vor wie auf Bt-Schmitzen (Tafel 2: 5). Außer der *undifferentiated b-fabric* sind weitere *b-fabrics*, überwiegend ein Merkmal der Bt-Schmitzen, in denen neben schwach ausgebildeten reinen Toncutanen auch reine Toncutanfragmente vorkommen (Tafel 2: 5, 6).

Die Bt-Horizonte sind durch ein *intergrain micro-aggregate*-Gefüge und Toncutanbrücken (*concave bridged grain structure*) in sandigen Partien, sowie durch ein Subpolyeder-Mikrogefüge in lehmigen Abschnitten gekennzeichnet. Im unteren Abschnitt des Bt-Horizontes (90-150 cm) von Profil Bar 200 ist eine schwach entwickelte Bänder-Struktur (*banded structure*) ausgebildet. Nur bei Bar 100 kommt in einer Tiefe von 50-70 cm ein linsenförmig ausgebildetes plattiges Gefüge (*lenticular platy microstructure*) vor. Im Randbereich zum Sandkeil (Bar 100, Bt (64)) ist dieses sehr deutlich ausgeprägt (Abb. 3.10-b). Innerhalb der linsenförmigen Aggregate sind reine gelbbraune Toncutanbruchstücke zu finden (Tafel 2: 7, 8), welche die älteste Tonverlagerungsphase repräsentieren.

Diese Toncutanfragmente kommen, außer bei eindeutig durch Bioturbation verursachter Fragmentierung, immer in der Gemeinschaft ungestörter sehr staubiger und staubiger Ton- und Silt-Toncutane vor (Tafel 3: 1-4). In der Nähe des Sandkeils sind sogar in 90 cm Tiefe reine 10-20 µm dicke Toncutanbruchstücke zu finden (Tafel 3: 1-2). Grauschwarze sehr staubige Ton-(Silt)-Cutane kommen in der Regel nur an der Unterseite von Poren vor (Tafel 3: 5, 6).

Bei aus mehreren Toncutangenerationen bestehenden zusammengesetzten Toncutanen sind sie immer am nächsten zum Poreninneren zu finden. Staubige Toncutane, meist mikrolaminiert, sind entweder durch organische Substanz oder Fe-Mn-Hydroxide mit einem Durchmesser <5 µm verunreinigt (Tafel 4: 1, 2). Reine Toncutane liegen bei zusammengesetzten Toncutanen immer am nächsten zum Porenrand. Alle vorkommenden Toncutane besitzen selten eine Mächtigkeit >200 µm.

Eine Einzelkornstruktur mit überwiegend reinen Körnern ist ein typisches Merkmal der Sandkeile. In Übergangsbereichen zum Bt-Horizont tritt verstärkt die Anreicherung von submikroskopischer grauer Feinsubstanz auf (Tafel 4: 3). Zahlreiche reine Toncutanfragmente sind ebenso Bestandteil der Sandkeilfüllung (Tafel 4: 5, 6) wie staubige und sehr staubige Toncutane. Wie makroskopisch schon feststellbar kommen Bt-Schmitzen vor. In diesen sind häufig Toncutanbruchstücke zu finden (Tafel 4: 4; Tafel 2: 5, 6).

3.5.1.2.3 Sandkeile und Pedogenese

Ähnliche Sandkeil-/Polygonbildungen im Jungmoränengebiet wurden von BLUME & HOFFMANN (1977) und BLUME et al. (1979) auf Grundmoränenplatten bei Berlin beschrieben und deren Entstehungszeit zwischen Brandenburger und Pommersches Stadium eingeordnet. Die hier vorgestellten Sandkeile sind eindeutig jünger, da sie sich nördlich der Pommerschen Eisrandlage auf der Grundmoräne des Mecklenburger Vorstoßes befinden (Kap. 3.1, 3.5.1). Es steht damit außer Zweifel, dass die Sandkeile spätglazialen Alters sind, obwohl eine genaue Zuordnung in eine spätglaziale Chronozone noch aussteht (HELBIG 1999b).

Makromorphologisch ist keine periglaziale Beeinflussung der Bt-Horizonte im Übergangsbereich zu den Sandkeilen festzustellen, wie von BLACK (1976) oder KARTE (1979: 43) dargestellt. Diese periglaziale Beeinflussung in Form von Auf- oder Abbiegungen des den Sandkeil umgebenden Sedimentes ist nach MURTON et al. (2000) und NISSEN & MEARS (1990) hingegen kein notwendiges Begleitmerkmal von Sandkeilen.

Mikromorphologisch zeigt die *lenticular platy microstructure* in Profil Bar 100 (Abb. 3.10-b) ehemals periglazialen Einfluss, da diese Gefügeausprägung durch Segregationseisbildung entweder in Verbindung mit Permafrost oder saisonaler Bodengefrorenis entsteht (vgl. Kap. 6.1.4). Es kann eingewendet werden, dass im Untersuchungsgebiet der Boden auch rezent bis in 80 cm Tiefe gefrieren kann. Doch ist diese selten auftretende Gefrorenis unter holozänen Klimabedingungen nicht mehr bis in diese Tiefe gefügewirksam, da dieses Gefüge sonst in den meisten vergleichbaren Böden zu finden sein müsste.

Da dieses Gefüge in dieser Tiefe damit nur ein Relikt der spätglazialen Klimabedingungen sein kann und bioturbate Fragmentierung der Toncutane auszuschließen ist, sind die Toncutanfragmente innerhalb der Mikro-Platten Zeugen einer spätglazialen Lessivierung (Abb. 3.10-b; Tafel 2: 7, 8). Es ist anzunehmen, dass durch Bildung des Segregationseises schon vorhandene Toncutane fragmentiert und gleichzeitig in die entstehenden Mikroplatten gedrückt wurden.

In *stagnogleyic argillic brown earths* (World Reference Base for Soil Resources (WRB): *stagni-fragic Albeluvisols*; KA 4: Pseudogley-Fahlerden) mit Eiskeilpseudomorphosen beschrieb PAYTON (1992, 1993a, b) ebenfalls plattiges Gefüge, konnte jedoch keine Hinweise auf Tonverlagerung vor der Eiskeilbildung finden.

3.5.1.2.4 Bt-Schmitzen und Pedogenese

In einigen Sandkeilen wurden schon von HELBIG (1999a) Bt-Schmitzen beschrieben. Anhand des Profils Bookhagen 1 von HELBIG (1999a: 59) lässt sich zeigen, dass die Bt-Schmitzen älter sein müssen als in Sandkeilen vorkommende ungestörte Bt-Bänder (KÜHN 2001b).

Die Keile wurden nach deren Entstehung im Spätglazial durch Flugsande aus mittelsandigem Feinsand verfüllt (Anhang-Tabelle 4). Werden bei der Beprobung die Bt-Schmitzen nicht aussortiert, zeigt die Korngrößenzusammensetzung für eine äolische Verfüllung unerwartet hohe Tongehalte, wie z.B. 6,2 % im Sandkeil von Bar 100, die dann aber nicht allein die äolische Komponente der Sandkeilverfüllung widerspiegelt (Anhang-Tabelle 4).

Allein der Gelände- und Analysebefund der Bt-Schmitzen in Sandkeilen lässt noch nicht den Schluss auf spätglaziale Lessivierung zu, da auch folgende Prozessabfolge stattgefunden haben könnte: periglaziale Fragmentierung und Verlagerung von Geschiebemergelfragmenten mit nachfolgender holozäner Entkalkung.

Nur der mikromorphologische Befund von Toncutanbruchstücken innerhalb der Bt-Schmitzen zeigt, dass dies tatsächlich umgelagerte Bruchstücke eines schon im Spätglazial vorhandenen Bt-Horizontes sind.

Auch eine bei Ablagerung des Geschiebemergels mögliche Einarbeitung von Resten älterer Bt-Horizonte ist auszuschließen, da weder in den bisher untersuchten C-Horizonten (Bar 200, Len 2, J 2/5), noch in tieferen Bereichen der Bt-Horizonte (>70 cm) ähnliche Phänomene nachgewiesen werden konnten.

Diese Befunde unterstützen die an Profil M 10 entwickelte Hypothese der spätglazialen Entstehung der Bt-Schmitzen (Kap. 3.5.1.1.3; KÜHN et al. 2002).

3.5.1.2.5 Verschiedene Phasen der Tonverlagerung

Die unterschiedlichen Ausprägungen der Toncutane weisen auf mindestens drei verschiedene Tonverlagerungsphasen hin, von denen die jüngste mit großer Wahrscheinlichkeit anthropogene Ursachen hat.

Aus der relativen Position einzelner Laminae in zusammengesetzten Toncutanen lässt sich schließen, dass gelbbraune staubige Toncutane älter als sehr staubige Toncutane sind (Kap 3.5.1.1.3). Vereinzelt Siltkörner und staubige Verunreinigungen in Toncutanen deuten dabei einen schnelleren Transport des Feinmaterials an, als dies bei Toncutanen ohne Siltanteil der Fall ist.

Ungestörte sehr staubige schwarzgraue und staubige gelbbraune Toncutane in der Sandkeilfüllung und möglicherweise sogar reine gelbbraune Toncutane in den Bt-Horizonten (WEIR et al. 1971) deuten zwei, möglicherweise drei Tonverlagerungsphasen nach der Sandkeilbildung an.

HOFFMANN & BLUME (1977) weisen anhand makromorphologischer Merkmale und der guten Perkulationsmöglichkeit in Sand- bzw. Frostkeilen aber darauf hin, dass Tonverlagerungsmerkmale in Sandkeilen auch schon im Spätglazial entstanden sein könnten.

Reine Toncutane werden als Merkmale eines älteren Tonverlagerungsprozesses betrachtet. Sie kommen in den Bt-Horizonten vor, nicht in den Sandkeilfüllungen. Diese Toncutane gehören möglicherweise zur selben Tonverlagerungsphase wie die reinen Toncutanfragmente in der Sandkeilfüllung, in den Bt-Schmitzen und in den Bt-Horizonten.

Toncutanfragmente kommen in vergleichbaren Profilen ohne Sandkeile in der Regel bis in eine Tiefe von etwa 70-80 cm vor (vgl. Anhang-Tab. 11; KÜHN et al. 2002). Die Tatsache, dass in Bar 100 im Bt in der Nähe des Sandkeils Toncutanbruchstücke in einer Tiefe von 90 cm zu finden sind, ist der Sandkeilbildung zuzuschreiben (Tafel 3: 1, 2). Eine mögliche Fragmentierung der Toncutane nach der Sandkeilentstehung ist kaum vorstellbar, da neben den Toncutanfragmenten sehr gut orientierte Toncutane erhalten sind.

Die Tiefenverteilung der Toncutanbruchstücke lässt sich damit zusätzlich als Angabe für die Entwicklungstiefe spätglazialer Bt-Horizonte zur Zeit der Sandkeilentstehung verwenden.

Eine exaktere chronologische Einordnung der Lessivierungsphasen ist aufgrund fehlender physikalischer Datierungen von Sandkeilen in Mecklenburg-Vorpommern nicht möglich. Mit der Vermutung von HELBIG (1999b), dass die Sandkeile ein prä-alleröd-zeitliches Alter besitzen, müsste die erste Tonverlagerungsphase schon im Bölling oder früher stattgefunden haben. Eine dryas-III-zeitliche ebenso wie eine mehrphasige Sandkeilbildung kann allerdings nicht ausgeschlossen werden.

Auch das TL-Alter eines Sandkeils mit $11,3 \pm 2,1$ ka in einem vergleichbaren Bodenprofil aus dem nördlichen Brandenburg gibt über den genauen Bildungszeitraum keinen weiteren Aufschluss (KÜHN 2000).

3.5.2 Grundmoränengebiete südlich von Greifswald

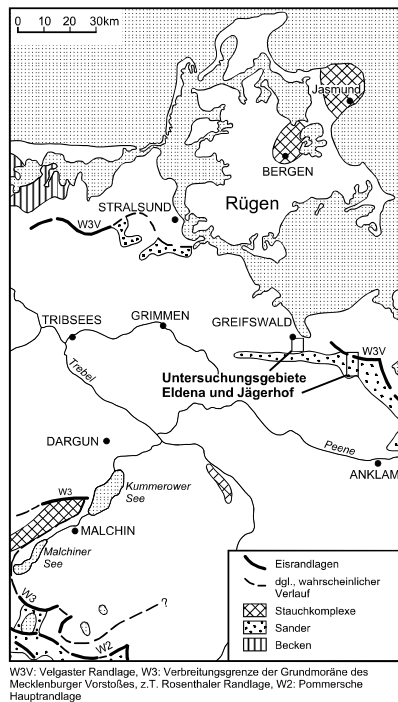


Abb. 3.11: Lage der Untersuchungsgebiete südlich von Greifswald (Kartengrundlage: RÜHBERG et al. 1995)

Die beiden Untersuchungsgebiete südlich bzw. südöstlich von Greifswald sind im Bereich der Grundmoräne des Mecklenburger Vorstoßes (Eldena) bzw. im Bereich der kuppigen Grundmoräne bzw. Endmoräne der Velgaster Staffel (W3V; Jägerhof) und dessen Sander gelegen (Abb. 3.11; KRIENKE 1996).

Langjährige geowissenschaftliche Forschungen in beiden Untersuchungsgebieten (BILLWITZ 1997, 2001) führten unter anderem zur Publikation je einer großmaßstäbigen Bodenkarte für das Naturschutzgebiet Eldena (KWASNIOWSKI 2001) und für den Raum Jägerhof/Lühmannsdorf (BILLWITZ 1991; BILLWITZ & KÜHN 2002).

3.5.2.1 Naturschutzgebiet Eldena: Profil E 106

Das südöstlich von Greifswald liegende Naturschutzgebiet Eldena, seit dem 17. Jahrhundert zum Forst der Universität Greifswald gehörend, wurde von BOCHNIG (1957, 1959) im Rahmen einer forstlichen Standortkartierung erstmalig bodenkundlich aufgenommen.

Eine bodenkundliche Neuaufnahme begann mit HELBIG (1999a) und führte zu einer aktuellen Bodenkarte des rund 407 ha umfassenden Naturschutzgebietes Eldena (KWASNIOWSKI 2000, 2001).

Das wenig reliefierte Gelände ist durch Hohlformen und zum Teil rinnenartige Senken mit Niedermooren, Moor- und Braunerdegleyen gegliedert und fällt flach von Süden (17-18 m NN) nach Norden (5 m NN) ab. Im Übergangsbereich zu den stauwassergeprägten Standorten sind Gley- und Pseudogley-Braunerden, sowie Braunerde-Amphigleye und -Pseudogley verbreitet (Abb. 3.12; KWASNIOWSKI 2001).

Da die terrestrischen Bodentypen im Greifswalder Raum stärker hydromorph beeinflusst sind als im Darguner Raum, bestimmen im Naturschutzgebiet Eldena auch auf einem Ost-West streichenden Rücken mit dem Ebertberg (29,5 m NN) als höchste Erhebung vorwiegend Fahlerde/Parabraunerde-Pseudogley-Braunerden und Pseudogley-Fahlerde/Parabraunerde-Braunerden die grundwasserfernen Standorte.

Im stärker reliefierten Areal um den Ebertberg mit 2-5° Hangneigung kommen im Hangfußbereich Kolluvisole vor, die in die Römische Kaiserzeit (1.-4. Jh. n. Chr.) datiert werden (HELBIG 1999a; HELBIG et al. 2002; DE KLERK et al. 2001b). Zwischen dem 12. und 18. Jahrhundert wurde der Wald durch Nieder- oder Mittelwaldwirtschaft mit Waldweide, Bau-, Brennholz- und Holzkohlegewinnung stark genutzt (NELLE & KWASNIOWSKI 2001). Da trotz dieser intensiven Nutzungsperiode bisher keine Kolluvien aus diesem Zeitabschnitt bekannt sind, kann daraus geschlossen werden, dass auch in diesem Zeitraum die Areale, in denen keine Kolluvisole oder gekappte Böden zu finden sind, nie vegetationsfrei waren.

Allerdings sind nicht alle etwas stärker reliefierten Bereiche Erosionsvorgängen unterworfen gewesen, da Kolluvien an potenziellen Akkumulationsstandorten fehlen (Abb. 3.12).

Deshalb kann das im Folgenden behandelte Profil E 106 als Leitprofil für eine Fahlerde-Pseudogley-Braunerde aus Decksand über Geschiebelehm betrachtet werden, das von Erosion nicht oder in äußerst geringem Maße beeinflusst wurde.

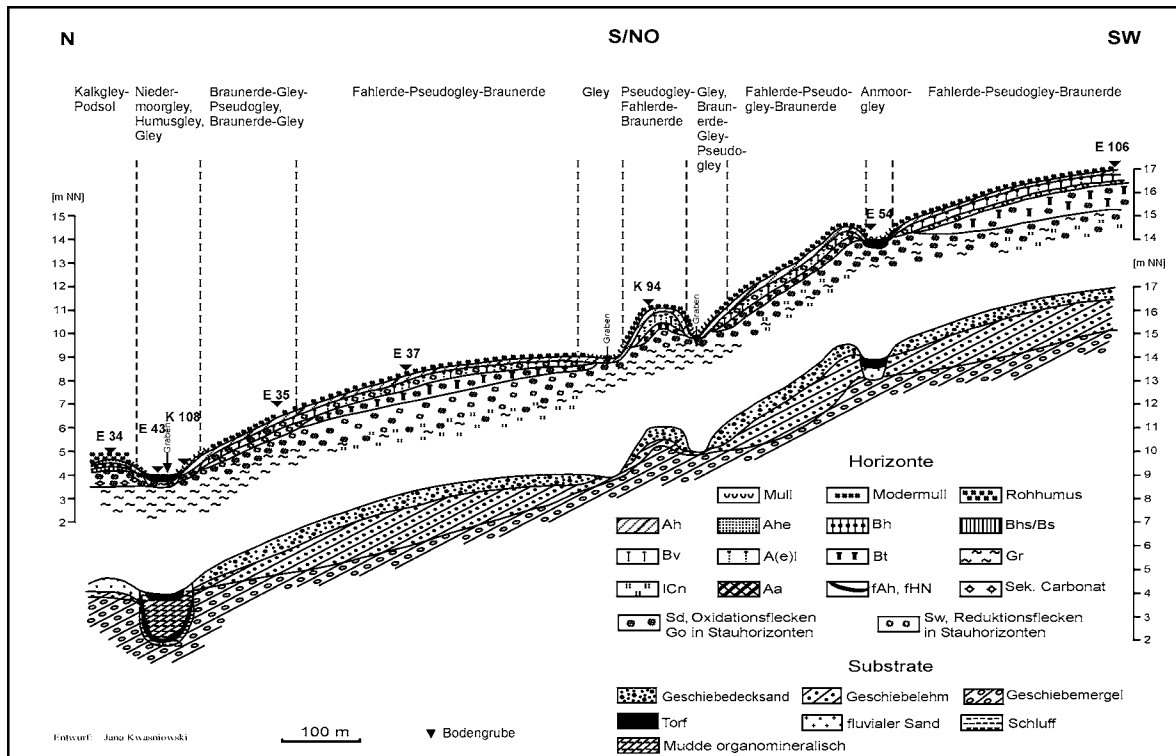


Abb. 3.12: Kausalprofil (25-fach überhöht) mit Profil E 106 durch den südlichen Teil des Naturschutzgebietes Eldena (verändert aus KWASNIOWSKI 2001)

3.5.2.1.1 Feldbodenkundliche Merkmale von Profil E 106

In der Fahlerde-Pseudogley-Braunerde liegt die Mächtigkeit des Decksandes mit der darin ausgebildeten Braunerde typischerweise bei 50 cm (Abb. 3.13-A). Dies ist, wie auch bei allen weiteren untersuchten Profilen unter Wald, immer der am stärksten durchwurzelte Bereich. Der Ah und Ah-Bv-Horizont zeigt mit einem violetten Schimmer und Kornpodsolierung schwache Podsolierungsmerkmale, worauf schon die niedrigen pH-Werte (< 4) hinweisen (Anhang-Tab. 5). Zwischen dem Bv-Horizont der Braunerde und dem Übergangshorizont des Fahlerde-Pseudogleys ist im Gegensatz zu Profil J 2/5 (Kap. 3.5.2.2) keine erkennbare Steinanreicherung ausgebildet.

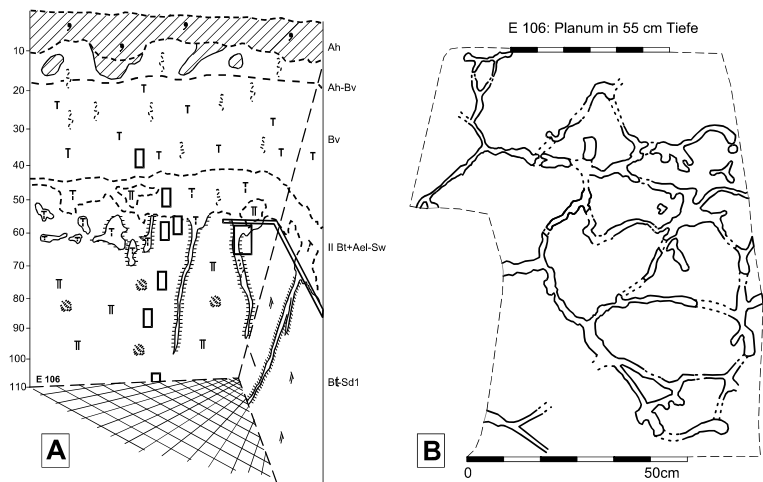


Abb. 3.13: Profilskizze (A) der Fahlerde-Pseudogley-Braunerde (E 106). Der Balken auf der rechten Profilsseite in A kennzeichnet die Tiefenlage, in der das Planum (B) angelegt wurde

Mit gebleichtem Material gefüllte Zungen und Keile, die an der Obergrenze des Bt-Sd1-Horizontes einsetzen, reichen teilweise bis in eine Tiefe von 160 cm (Abb. 3.13-A). Ein horizontaler Schnitt an der Obergrenze des Bt-Sd-Horizontes enthüllt ein Polygonmuster, dessen Polygone einen Durchmesser von etwa 30 cm besitzen (Abb. 3.13-B).

Toncutane sind vor allem im Bt-Sd1-Horizont auf Aggregatoberflächen und in Poren ausgebildet. Hydromorphiemerkmale in Form von Bleichflecken nehmen mit der Tiefe zu und sind im Bt-Sd2-Horizont am stärksten ausgeprägt.

3.5.2.1.2 Mikromorphologische Charakteristika

Der Bv-Horizont ist sehr locker und hohlraumreich. Er ist durch ein teilweise kompaktiertes Korngefüges (*partly compacted granular structure*) und ein schwach entwickeltes Subpolyeder-Mikrogefüge mit einer mittleren bis deutlichen Aggregatausbildung gekennzeichnet. Staubige sehr gut orientierte Toncutane (10-20 µm dick) belegen eine schwache Tonverlagerung im Bv (Tafel 5: 1). Vereinzelt sind Tondomänen (*stipple speckled b-fabric*) und orientierter Ton um Mineralkörner zu finden (*granostriated b-fabric*). Es kommen zahlreiche Pflanzenreste und rezente Wurzeln vor.

Die tonarmen Bereiche im Bt+Ael-Sw-Horizont sind sehr hohlraumreich und locker gelagert (*intergrain-microaggregate structure*). Sehr staubige schwarzgraue und staubige (gelb-)braune Toncutane sind in den tonreichen Abschnitten neben Silt-Ton-Cutanen Hauptmerkmal der Tonverlagerung. Reine Toncutane sind sporadisch anzutreffen. Vereinzelt kommen Silt-Ton-Verfüllungen vor. Bt-Schmitzen und Silt-Ton-Kappen (Tafel 5: 2) sind vorhanden, in der Regel jedoch nicht so deutlich ausgeprägt wie in den Profilen M 10, Bar 100 und Bar 200.

Ein weiteres Merkmal für lateralen Transport von Bodenmaterial sind neben Bt-Schmitzen, gerundete tonreiche Aggregate bzw. teilweise von orientiertem Ton umgebene Körner (Tafel 5:3). Dieses durch gerundete tonreiche Aggregate gekennzeichnete Gefüge wurde von ROSE et al. (2000) als *snowball structure* bezeichnet und auf laterale Bodenverlagerung zurückgeführt.

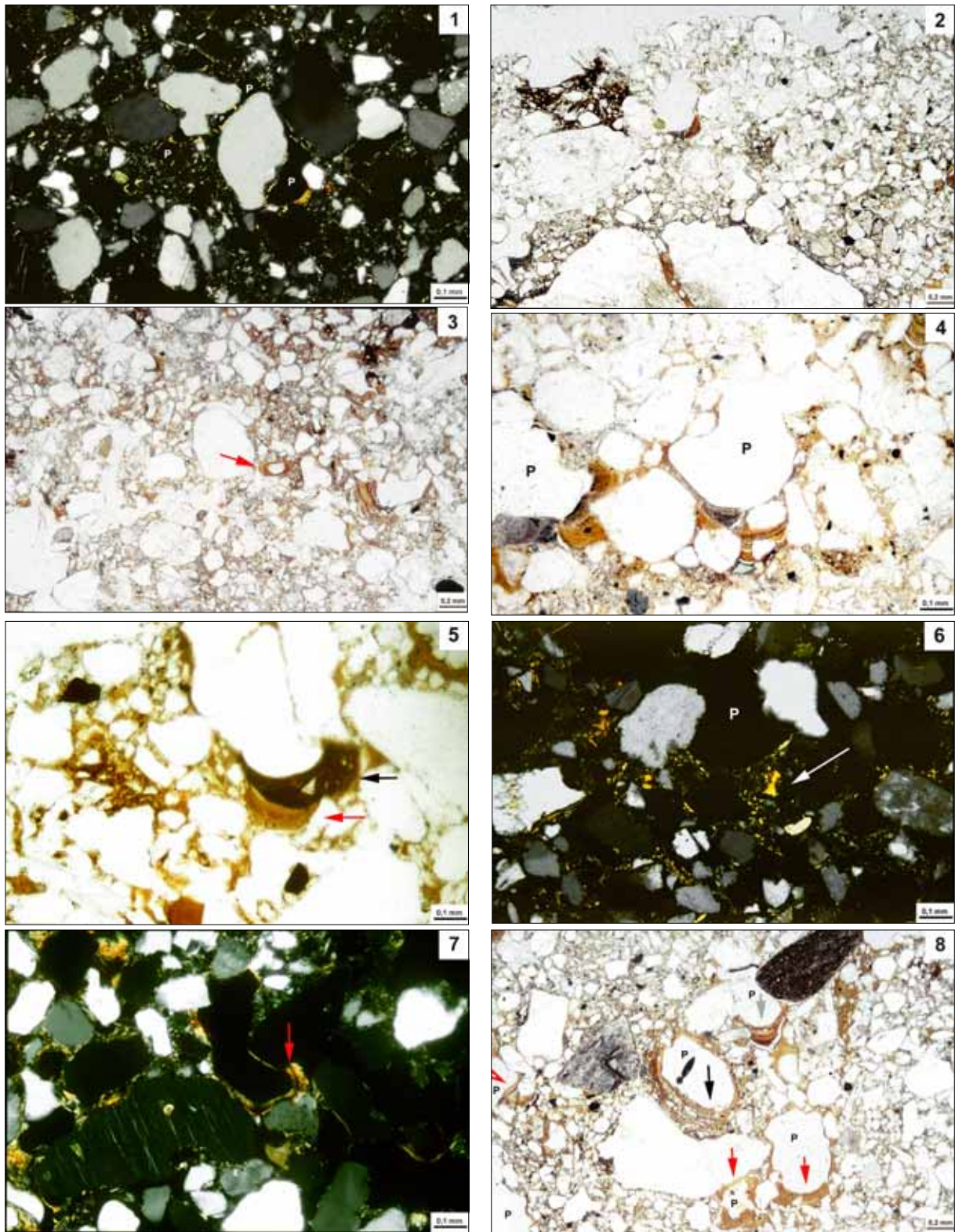
Zweiphasige Toncutane mit einer staubigen braunen inneren und reinen gelbbraunen äußeren Lamine kennzeichnen den oberen Abschnitt des Bt-Sd1-Horizontes, ebenso wie sehr staubige und staubige Toncutane. Gleichermaßen kommen als innere Laminae sehr staubige schwarzgraue (Tafel 5: 4) und sehr staubige schwarzgraue Toncutane mit eingebetteten Siltkörnern vor (Tafel 5: 5). Vereinzelt wurden in schwarzgrauen sehr staubigen Toncutanen auch reine Toncutanfragmente mit abgelagert (Tafel 5: 6).

An- und Abreicherungszone diffus ausgefallter Fe-Mn-Hydroxide (*ferruginous hypocoatings*) bezeugen starken Stauwassereinfluss. Einerseits werden zahlreiche Fe-Mn-Überzüge von Toncutanen überlagert, andererseits überziehen diese auch Toncutane (Tafel 5: 7).

Im unteren Bereich des Bt-Sd1-Horizontes sind die oben genannten Umlagerungsmerkmale nicht vorhanden. Die meisten Poren werden von staubigen braunen und reinen gelbbraunen Toncutanen, sowie durch Silt-Ton- und Ton-Silt-Cutane ausgekleidet oder sind durch reorientierte Ton- und Silt-Ton-Verfüllungen größtenteils verstopft. Bei mehrphasigen Toncutanen ist die äußere Laminae meist rein, mikrolaminiert und gut orientiert ausgebildet (Tafel 5: 8).

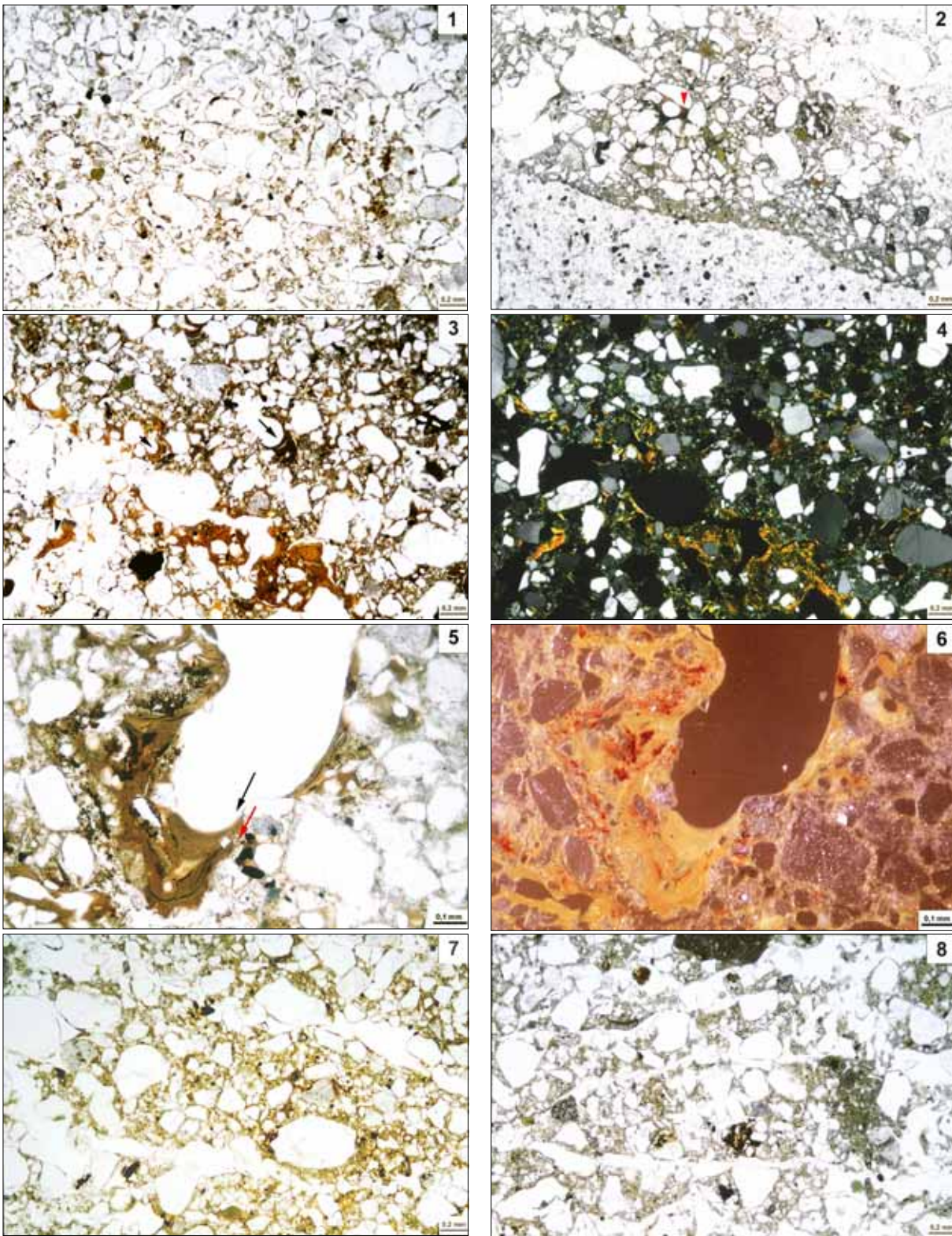
3.5.2.1.3 Bodengenetische Schlussfolgerungen und Diskussion

Die in die Bt-Sd-Horizonte teilweise bis in eine Tiefe von 160 cm reichenden, mit gebleichtem Material verfüllte, Zungen bzw. Keile werden oft als durch Quellungs- und Schrumpfungsprozesse oder Durchwurzelung verursachte Sekundärphänomene erklärt (BLUME 1968a, b; LAATSCH 1957: 252).



Tafel 5: Mikro-Fotografien von Profil E 106

(1) Bv (36 cm): staubige, sehr gut orientierte Toncutane, P = Pore - PPL. (2) Bt+Ael-Sw (41 cm): schwach ausgebildete Feinsubstanz-Kappe auf Kali-Feldspat-Korn; links unten: sehr staubige Toncutane; helle und dunkle Bereiche zeigen teilweise diffuse Fe-Mn-Hydroxid-Umverteilung - PPL. (3) Bt-Sd1 (57 cm): Merkmal ähnlich der *snowball structure* (roter Pfeil) von Rose et al. (2000) - PPL. (4) Bt-Sd1 (57 cm): zweiphasige Toncutane: innere Laminen sind sehr staubig schwarzgrau; äußere Laminen: mikrolaminiert, fast rein, gelbbraun, P = Pore - PPL. (5) Bt-Sd1 (58-68 cm): mehrphasige Toncutane mit einer mikrolaminierten fast reinen gelbbraunen äußeren Lamine (roter Pfeil) und einer sehr staubigen inneren Lamine (schwarzer Pfeil), in der eingebettete Siltkörner liegen - PPL. (6) Bt-Sd1 (59 cm): Toncutanbruchstück (weißer Pfeil) in sehr staubiger Silt-Toncutane, P = Pore - XPL. (7) Bt-Sd1 (58-68 cm): zweiphasige staubige Toncutane mit einem Fe-Mn-Hydroxid-Überzug (ferruginous hypocoating; roter Pfeil) als pedogene Zwischenphase - XPL. (8) Bt1-Sd1 (88 cm): fast reine Toncutane (rote Pfeile), mikrolaminierte reine Toncutane (grauer Pfeil) mit Siltanteil und Silt Toncutane (schwarzer Pfeil) - PPL.



Tafel 6: Mikro-Fotografien von Profil J 2/5

(1) Bv (36 cm): Übergang Hüllengefüge/zwischen Korn Mikroaggregatgefüge (pellicular grain to intergrain micro-aggregate structure) - PPL. (2) Ael+Bt (59 cm): Silt-Ton-Kappe auf Gesteinsfragment mit sehr staubiger Toncutane (roter Pfeil) - PPL. (3) Bt2 (92 cm): sehr staubige (schwarzer Pfeil), staubige und reine Toncutane (orientiert/reorientiert) - PPL. (4) ditto - XPL. (5) Bt2 (106 cm): zweiphasige Toncutane: äußere braune Lamine rein, mikrolaminieren mit Fe-Hydroxid-Flecken (roter Pfeil), innere gelbbraune Lamine staubig ohne Fe-Hydroxid-Flecken (schwarzer Pfeil). (6) ditto - zur Verdeutlichung der Fe-Hydroxidflecken-Verteilung eine Aufnahme mit schräg einfallendem Licht - oblique incident light (OIL). (7) Bt2 (130 cm): linsenförmig plattes Gefüge (*lenticular platy structure*) - PPL. (8) e1Cc (157 cm): linsenförmig plattes Gefüge (*lenticular platy structure*).

Die durch das Planum freigelegten Polygone zeigen eindeutig, dass die Keile bzw. Zungen nicht primär im Zuge der Durchwurzelung entstanden sind. Es ist anzunehmen, dass Wurzeln bevorzugt die verfüllten Keile nutzen, da diese leichter als der umgebende Geschiebelehm zu durchdringen sind und es sich hierbei auch um bevorzugte Wasserleitbahnen handelt.

Die Entstehung des Polygonnetzes kann zwar anhand rezenter durch Pseudovergleyung bedingte Quellungs- und Schrumpfungsprozesse erklärt werden (BLUME 1968a, b), aber auch eine Entstehung unter periglazialen Bedingungen ist in Betracht zu ziehen. So beschreibt WASHBURN (1979: 133ff) Polygonnetze (*small nonsorted polygons*) mit einem Durchmesser der Polygone <100 cm, als weit verbreitetes Phänomen beinahe ebener Flächen rezenter Periglazialgebiete. Dabei entstehen Polygone mit einem Durchmesser <0,5 m durch Lufttrocknung und Polygone mit einem Durchmesser zwischen 0,6-3 m durch Frosttrocknung (TRICART 1967, zit. in WASHBURN 1979).

Mit KARTE (1979: 46) sind diese „Spaltenmikropolygone“ jedoch kein zuverlässiger Hinweis auf periglaziale Beeinflussung, da sie an keinen bestimmten Bodengefrorenistyp gebunden sind und auch in Gebieten ohne Frostwirkung als Dehydrationsrisse vorkommen. In allen Fällen sind sie auf überwiegend vegetationsfreien Standorten mit feinkörnig-tonigem Substrat verbreitet.

Sind die vorgefundenen Polygone und Keile durch rezente Quellungs- und Schrumpfungsprozesse entstanden, wären Toncutane in den oberen Dezimetern des Bt-Sd1-Horizontes nur selten in ungestörtem Zustand anzutreffen. Im Wechsel von Austrocknung und Wiederbefeuchtung treten hier die größten Zugkräfte auf, worauf auch die Breite der Keile hinweist. Im Großschliff (58-68 cm) aus dem Übergangsbereich Keilfüllung/Bt-Sd1 (Abb. 3.13) vorkommende Toncutane mit Fe-Mn-Hydroxid-Überzügen weisen auf hydromorphe Verhältnisse hin, nicht jedoch auf dadurch verursachte Zugkräfte, die zu einer Keilbildung führten (Tafel 5: 7).

Weiterhin lag aufgrund der vertikalen und horizontalen Profilmorphologie (Keile, Polygone, hydromorphe Beeinflussung) zunächst die Vermutung nahe, dass es sich im oberen Bereich des Bt-Sd1-Horizontes um einen *Fragipan* handeln könnte, wie er in den von LANGOHR (1983) und VAN VLIET & LANGOHR (1981) in den Lößgebieten Belgiens verbreiteten Fraglossudalfs (nach KA 4: Braunerde-Pseudogley-Fahlerden) beschrieben wurde.

Mikromorphologisch ergeben sich bei E 106 weder Hinweise auf die für das Innere der Polygone typische Plattigkeit, noch auf zahlreiche in die Matrix eingearbeitete Toncutane (LANGOHR & PAJARES 1983; VAN VLIET-LANOË 1988: 268 ff; VAN VLIET & LANGOHR 1983).

Mit dem mikromorphologischen Befund der ungestörten Toncutane in Keilnähe und der, nach bisheriger Kenntnis, ständigen Vegetationsbedeckung des Standortes E 106 im Verlaufe des Holozäns (Kap. 3.5.2.1), können die Polygone und Keilformen als Relikt eines im Spätglazial entstandenen Phänomens betrachtet werden, das hier nicht zu einer *Fragipan*-Bildung *sensu* VAN VLIET & LANGOHR (1981) führte.

Immerhin deuten im Bt+Ael-Sw-Horizont mikromorphologische Umlagerungsmerkmale in Form von Bt-Schmitzen, vereinzelt vorkommenden Merkmalen der *snowball structure* in Verbindung mit reinen gelbbraunen Toncutanbruchstücken auf para-autochthone laterale Verlagerung des Bt-Horizontes unter periglazialen Bedingungen hin.

Insgesamt sind im Fahlerde-Pseudogley drei bis vier verschiedene Tonverlagerungsphasen mikromorphologisch zu differenzieren: (1) reine Toncutanbruchstücke und reorientierte gelbbraune Toncutane, (2) staubige gelbbraune meist gut orientierte Toncutane, (3) sehr staubige grauschwarze Toncutane, teilweise mit eingebetteten Siltkörnern, (4) Silt-Toncutane und Silt-Ton-Verfüllungen, die jedoch nicht eindeutig relativ chronologisch einzuordnen sind, da sie in mehrphasigen Toncutanen sowohl als äußere als auch als innere Laminae vorkommen (Tafel 5: 8).

Die jüngste schwache Tonverlagerungsphase bleibt weitestgehend auf die Braunerde beschränkt und wirkt sich noch nicht profilprägend aus. Ungestörte reine Toncutane in Al- bzw. Ael-Horizonten lassen sich damit auch in vergleichbaren Profilen durch Tonverlagerung aus der hangenden Braunerde erklären.

Dieser Befund widerspricht den Ergebnissen von REUTER (1964), dass Bv-Horizonte im norddeutschen Tiefland nicht zur Tonverlagerung tendieren. Ebenso ist damit der These zu widersprechen, dass für die Tonverlagerung die Mitwirkung von Schutzkolloiden notwendig sei, die aus hydropilen Si-Verbindungen bestehen (REUTER zuletzt 2001). Unter den rezenten Klimabedingungen im norddeutschen Tiefland scheint eine Lösung und Verlagerung von Si-Verbindung sehr unwahrscheinlich.

Spätglaziale Tonverlagerung kann allein anhand der vorliegenden Befunde nicht nachgewiesen werden. Obwohl deutliche makromorphologische Hinweise auf periglaziale Überprägung des Standortes in Form von Polygon-, Keil- und Bt-Schmitzen-Bildung vorliegen, findet diese keine eindeutige mikromorphologische Bestätigung anhand von Tonkappen, Toncutanbruchstücken in Bt-Schmitzen oder in Mikro-Platten der *lenticular platy structure* wie in den Profilen M 10, Bar 100, Bar 200.

Sowohl Geogenese des Sedimentes, als auch dessen Alter, erlauben es dennoch im Analogieschluss zu den in Kapitel 3.5.1 vorgestellten Profilen, vorkommende reine Toncutanbruchstücke und reorientierte gelbbraune Toncutane einer spätglazialen Tonverlagerungsphase zuzuschreiben.

Redoximorphe Prozesse sind für diesen Standort sowohl vor (*ferruginous hypocoatings on groundmass*), als auch nach Tonverlagerungsphasen (*ferruginous hypocoatings on clay coatings*) profilprägend und damit nicht einer bestimmten Bodenbildungsphase zuzuordnen (Anhang-Tab. 11).

3.5.2.2 Bodenlehrpfad Jägerhof: Profil J 2/5

Die Profile des Bodenlehrpfads Jägerhof zeigen die für die kuppige Grundmoränen- und schwach welligen bis ebenen Sander- und Beckenlandschaften typischen Bodengesellschaften, die überwiegend aus Niedermooren, Podsol-Gleyen und Gleyen in den Senken und Niederungen, sowie aus Braunerden, Lessivés und Pseudogleyen in den Grundmoränenarealen zusammengesetzt sind (BILLWITZ 1991; BILLWITZ & KÜHN 2002; BILLWITZ et al. 2001; HELMS 2000, 2001; HOFMEISTER 2000, ROTHER 1999).

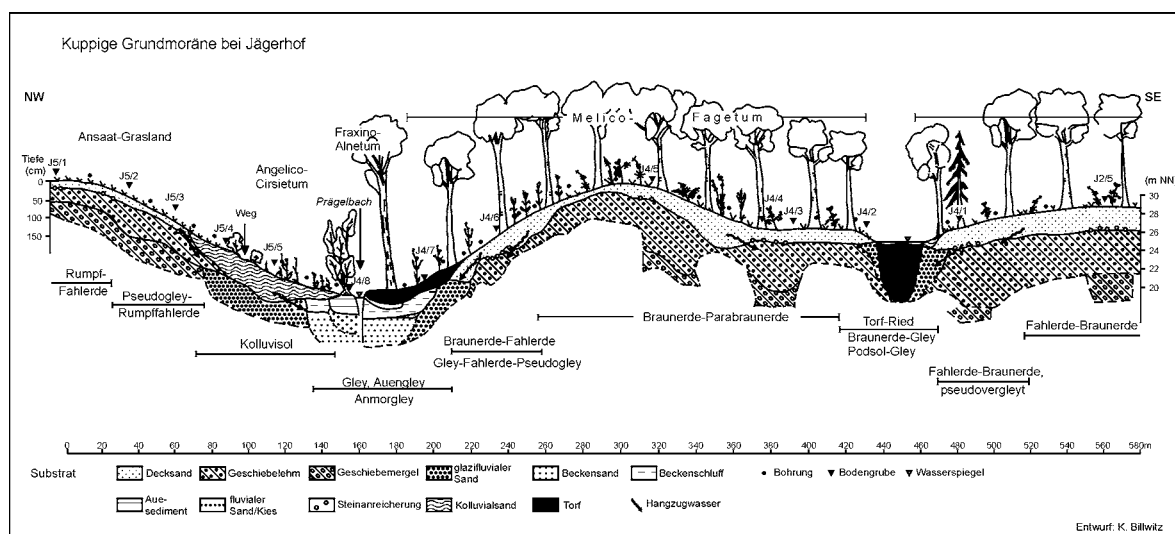


Abb. 3.14: Kausalprofil durch die kuppige Grundmoräne bei Jägerhof südlich von Greifswald (stark verändert aus BILLWITZ & KÜHN 2002). Profil J 2/5 liegt auf einer Flachkuppe im SE des Kausalprofils

Profil J 2/5 liegt im Gebiet der kuppigen Grundmoräne bzw. Endmoräne der Velgaster Staffel (W3 V, KRIENKE 1996), das auf den Vollformen durch unterschiedlich stark hydromorph beeinflusste Fahlerde-Braunerden bzw. Parabraunerde-Braunerden gekennzeichnet ist (Abb. 3.14). Das Kausalprofil durch die kuppige Grundmoräne zeigt, dass die Waldstandorte nicht von Erosion betroffen sind, während die beackerten Standorte die typische Kombination von verkürzten Profilen am Oberhang und Kolluvien am Hangfuß aufweisen. Profil J 2/5 ist damit ein Leitprofil für eine Fahlerde-Braunerde aus Decksand über Geschiebelehm über tiefem Geschiebemergel.

3.5.2.2.1 Feldbodenkundliche Merkmale von Profil J 2/5

Der Decksand besitzt eine charakteristische Mächtigkeit von etwa 50 cm (wie bei Profil E 106) mit einer an dessen Untergrenze deutlich ausgebildeten Steinanreicherung (Abb. 3.15). Dies ist zugleich auch die Untergrenze des Bv-Horizontes. An der Untergrenze des intensiv durchwurzelten Bv-Horizontes neigen die Wurzeln dazu, horizontal orientierte Wurzelgalerien auszubilden. Kornpodsoligkeit und eine schwache Violet-Stichigkeit weisen auf schwache Podsolierungsprozesse im Ah/Bv hin (pH ~4; Anhang-Tab. 5).

Zahlreiche Bt-Schmitzen, die im Ael-Horizont zu schwimmen scheinen, kennzeichnen den Bt+Ael-Übergangshorizont. Einzelne Ael-Taschen und -Flecken im oberen Bereich des Bt1-Horizontes deuten eine ähnliche periglaziale Überprägung wie in Profil M 10 an (Kap. 3.5.1.1). Auf Aggregaten im Bt1-Horizont ist vereinzelt grauweißer Schluffpuder als charakteristisches Merkmal von Bt-Horizonten der Fahlerden festzustellen. Schokoladenbraune Tonhäutchen sind auf Aggregatoberflächen und in Poren ausgebildet.

Pseudomycelien im elCc-Horizont belegen eine Sekundärcarbonatanreicherung, die ein Ergebnis der Entkalkung des hangenden Sedimentes ist.

3.5.2.2.2 Mikromorphologie

Ein Hüllengefüge (*pellicular grain structure*) im Übergang zu einem intergranulären Mikroaggregatgefüge (*intergrain micro-aggregate structure*) mit einer mittleren bis deutlichen Aggregatausbildung bestimmen die Gefügemerkmale des locker gelagerten und sehr hohlraumreichen Bv-Horizontes (Tafel 6: 1). Zahlreiche Pflanzen-, Wurzelreste und Milbenexkremate zeugen von starker Bioturbation.

Vereinzelt sind im Bt+Ael-Horizont in Bt-Bereichen Tondomänen (*stipple speckled b-fabric*) und Toncutanbrücken (*concave bridged grain microstructure*) zu finden. Staubige, sehr gut orientierte Toncutane (10-20 µm dick) belegen eine schwache Tonverlagerung aus dem Bv-Horizont. Ein weiteres Merkmale vertikaler Feinsubstanzverlagerung sind Silt-Ton-Kappen, in denen vereinzelt sehr staubige Toncutane vorkommen (Tafel 6: 2). Merkmale lateraler Umlagerung sind Bt-Schmitzen und reine gelbbraune Toncutanbruchstücke. Untergeordnet sind Hydromorphiemerkmale in Form von Konkretionen (Durchmesser selten > 100 µm) festzustellen, die immer diffuse Übergänge zur Matrix besitzen.

Im oberen Bereich des Bt1-Horizontes (60-70 cm) kommen sehr staubige grauschwarze, staubig braune, reine gelbbraune Toncutane und Silt-Ton-Toncutane sowohl einzeln nebeneinander, als auch als zweiphasige Toncutane vor. Silt-Ton- und Tonverfüllungen fül-

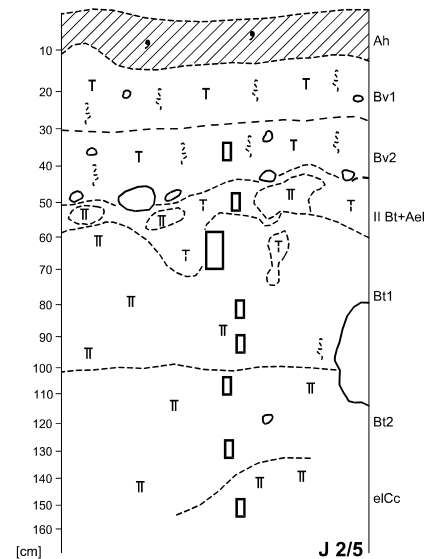


Abb. 3.15: Skizze von Profil J 2/5

len Poren teilweise völlig aus. Neben reinen gelbbraunen Toncutanen mit Reorientierungsmerkmalen treten reine gelbbraune Toncutanfragmente auf.

In einer Tiefe von 80-100 cm im Bt1-Horizont dominiert ein durch Poren gekennzeichnetes Gefüge (*channel structure*). Die Tonverlagerungsmerkmale gleichen denen von 60-70 cm, nur Fehlen jegliche Toncutanbruchstücke.

Im Bt2 bestimmen neben reinen gelbbraunen (orientiert und reorientiert) und staubigen grauen Toncutanen sehr staubige grauschwarze Toncutane das Bild (Tafel 6: 3, 4). Anhand mehrphasiger Toncutane lassen sich staubige Toncutane in zwei Phasen untergliedern: (1) in gut orientierte braune staubige Toncutane mit Fe-Hydroxid-Flecken und (2) in gut orientierte gelbbraune staubige Toncutane ohne Fe-Hydroxid-Flecken. Das Ergebnis von Phase (1) liegt immer am nächsten zum Porenrand (Tafel 6: 5, 6). Hydromorphie-merkmale treten sporadisch meist in der Nähe von Hohlräumen auf. Silt-Ton-Verfüllungen treten unterhalb von 100 cm nur noch sporadisch auf. Insgesamt nimmt der Anteil der Tonverlagerungskennzeichen ab 100 cm mit der Tiefe stark ab.

In einer Tiefe von 130 cm kommen vorwiegend nur noch gelbbraune-braune staubige Toncutane vor. Ebenfalls tritt ein linsenförmig plattiges Gefüge (*lenticular platy structure*) auf, das dem in Profil Bar 100 beschriebenen gleicht (Tafel 6: 7).

Diese linsenförmige Plattigkeit ist für den e1Cc-Horizont ebenfalls die prägende Gefügeausbildung (Tafel 6: 8). Sekundärcarbonatanreicherung liegt vor allem in Form von mikritischen, die Hohlräume auskleidenden Carbonatüberzügen vor (BILLWITZ & KÜHN 2002: Tafel 2).

3.5.2.2.3 Genetische Schlussfolgerungen

In diesem Profil wird die Zweischichtigkeit des Substrates (Decksand über Geschiebelehm) anhand der Steinanreicherung an der Untergrenze des Bv2-Horizontes besonders deutlich. Die Bestimmung des Skelettgehaltes durch Trockensiebung ergab, mit einem höchsten Gehalt von etwa 40 Gew.-% im Bv2, jeweils eine Differenz von etwa 30 Gew.-% zwischen Bv1/Bv2 und Bv2/Bt+Ael. Unterstützt wird dies durch die Ergebnisse der geochemischen (Kap. 3.3.3, 3.3.4) und tonmineralogischen (Kap. 3.4) Untersuchungen.

Die Braunerde zeigt dieselben von Bioturbation geprägten mikromorphologischen Merkmale wie die anderen untersuchten Braunerden, jedoch keine Tendenz zur Tonverlagerung wie in E 106.

Mikromorphologisch lassen sich vier Tonverlagerungsphasen unterscheiden: sehr staubige grauschwarze vorwiegend an Porenunterseiten gelegen, staubige braune gut orientierte Toncutane ohne Fe-Hydroxid-Flecken und staubige braune gut orientierte Toncutane mit Fe-Hydroxid-Flecken, reine gelbbraune Toncutane (mit und ohne Reorientierungsmerkmale). Bis in eine Tiefe von ~70 cm sind reine gelbbraune Toncutanbruchstücke verbreitet, darunter fehlen sie. Die unterschiedliche Ausprägung der staubigen braunen Toncutane weist auf eine weiter zeitlich getrennte Tonverlagerungsphase hin, die bisher in den anderen Profilen nicht mikromorphologisch erfasst wurde.

Hinzu kommen Silt-Ton-Porenverfüllungen mit Reorientierungsmerkmalen und Fe-Hydroxid-Flecken.

Werden die Ergebnisse der anderen Profile aus Mecklenburg-Vorpommern zu Rate gezogen, scheint auch hier der Analogieschluss erlaubt, dass die reinen gelbbraunen Toncutanbruchstücke, die nicht eindeutig durch Bioturbation fragmentiert wurden, zum überwiegenden Teil einer spätglazialen Tonverlagerungsphase zugeordnet werden können. Vermutlich sind in dieser Tonverlagerungsphase auch die reorientierten gelbbraunen reinen Toncutane entstanden. Die spätglaziale Entstehung der Bt-Schmitzen wurde anhand der Darguner Profile in Kap. 3.5.1 eingehend diskutiert.

Die anderen weitgehend ungestörten Tonverlagerungsmerkmale werden ins Holozän gestellt.

Die Ausprägung des linsenförmig plattigen Gefüges im Bt2 und im eLcC-Horizont ist, wie anhand der Profile von Barlin (Kap. 3.5.1.2) diskutiert, auf Segregationseisbildung in Verbindung mit saisonaler Bodengefrorenis oder Permafrost zurückzuführen.

Die Möglichkeit, dass es sich dabei um ein dem Geschiebemergel immanentes Gefüge handeln könnte, wird ausgeschlossen, da dieses Gefüge in zahlreichen Dünnschliffen aus Tills von Südostrügen (K. KRIENKE 2001) bzw. Tills aus anderen Regionen bisher nicht beschrieben wurde (MENZIES 2000; VAN DER MEER 1996).

Dies zeigt weiterhin, dass ausgeprägte spätglaziale Gefügebildung nicht völlig zerstört wird, obwohl für die holozäne Gefügebildung (Quellung, Schrumpfung, Bioturbation) ein mehr als doppelt so langer Zeitraum zur Verfügung stand. In Profil Bar 100 war dies in einer Tiefe von etwa 64 cm, im vorliegenden Profil in etwa 130 cm der Fall.

In Profil J2/5 erreichte die Entkalkung und damit die Tonverlagerung anhand der vorliegenden mikromorphologischen Befunde aber erst nach Ausbildung des linsenförmig plattigen Gefüges die Tiefe von 130 cm, da bisher keine Toncutanbruchstücke im Platteninneren zu finden waren (vgl. Profil Bar 100). Weitere Dünnschliffproben aus dieser Tiefe könnten jedoch diese Interpretation widerlegen.

Der hydromorphe Einfluss ist nicht besonders stark ausgeprägt, lässt sich aber wie in Profil E 106 relativ chronologisch nicht klar fassen

3.5.3 Grundmoränengebiet der Ueckermünder Heide

In der spätpleistozänen Beckenlandschaft der Ueckermünder Heide befinden sich im Gebiet des ehemaligen „Haffstausees“ (KEILHACK 1899, BRAMER 1964) ausgedehnte Dünenfelder (Abb. 3.16).

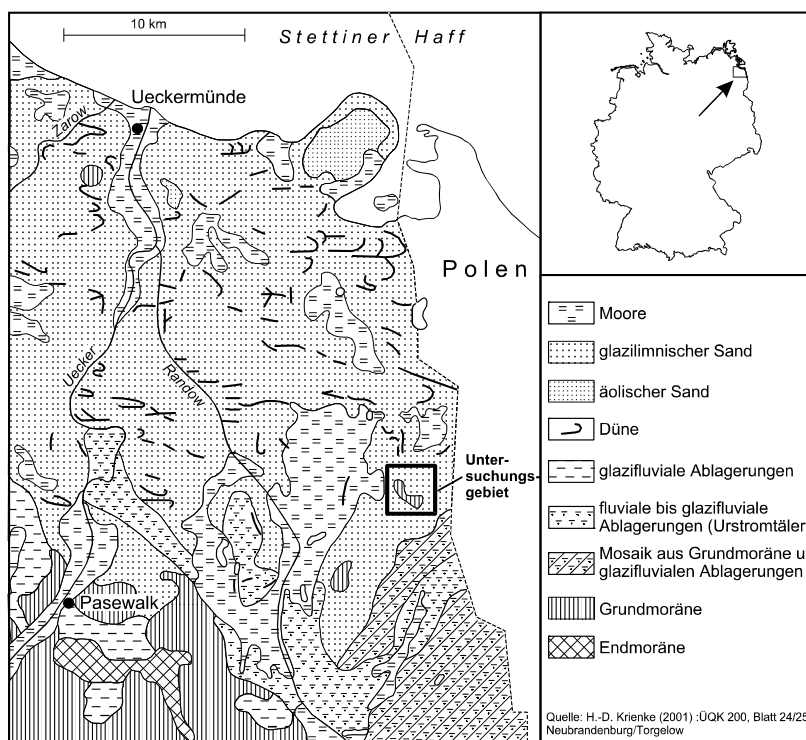


Abb. 3.16: Verbreitung der quartären Sedimente in der Ueckermünder Heide (stark vereinfacht nach H.-D. KRIENKE 2001)

Die genaue Ausdehnung des Haffstausees während der einzelnen spätglazialen Chronozonen wird derzeit diskutiert. Die Verbreitung und die Höhenlage spätglazialer terrestrischer Bodenbildungen, wie des *Finowbodens* (BOGEN et al. i. Dr.; KAISER et al. 2001; KAISER

& KÜHN 1999), weisen auf eine seit dem Bölling/Alleröd wesentlich geringere Ausdehnung des Haffstausees hin, als bislang von BRAMER (1964) angenommen wurde.

Ein im Südosten der Ueckermünder Heide liegender Geschiebemergelkomplex (Untersuchungsgebiet in Abb. 3.16) versprach die Möglichkeit, gegebenenfalls die stratigraphische Verbindung zwischen dem begrabenen Finowboden und den auf der Grundmoräne verbreiteten Lessivé-Braunerden zu erhalten, falls diese eine spätglaziale pedogenetische Prägung besäßen.

3.5.3.1 Bodenkundlich-geologische Einordnung

Die geogenetische Anlage des gesamten Geschiebemergelkomplexes (Abb. 3.16) und dessen stratigraphische Einordnung sind noch nicht abgesichert. Eine von Dr. H.-D. KRIENKE (ehemals LUNG M-V) dankenswerterweise durchgeführte Kleingeschiebezählung des Geschiebemergels aus den Profilen Len 4 und Len 5 ergab die Einordnung W3 und damit den Geschiebemergel des Mecklenburger Vorstoßes (Anhang-Tab. 12). Ein OSL-Alter mit $15,4 \pm 1,1$ ka (von A. HILGERS, Universität Köln) aus dem Geschiebelehm des Profils Len 4 unterstützt die stratigraphische Einordnung zum W3-Geschiebemergel (Mecklenburger Vorstoß).

Im Untersuchungsgebiet sind dem aus Geschiebemergel und Beckensanden aufgebauten fossilen Kliff des „Haffstausees“ Dünenzüge bzw. Flugsandfelder vorgelagert (Abb. 3.17).

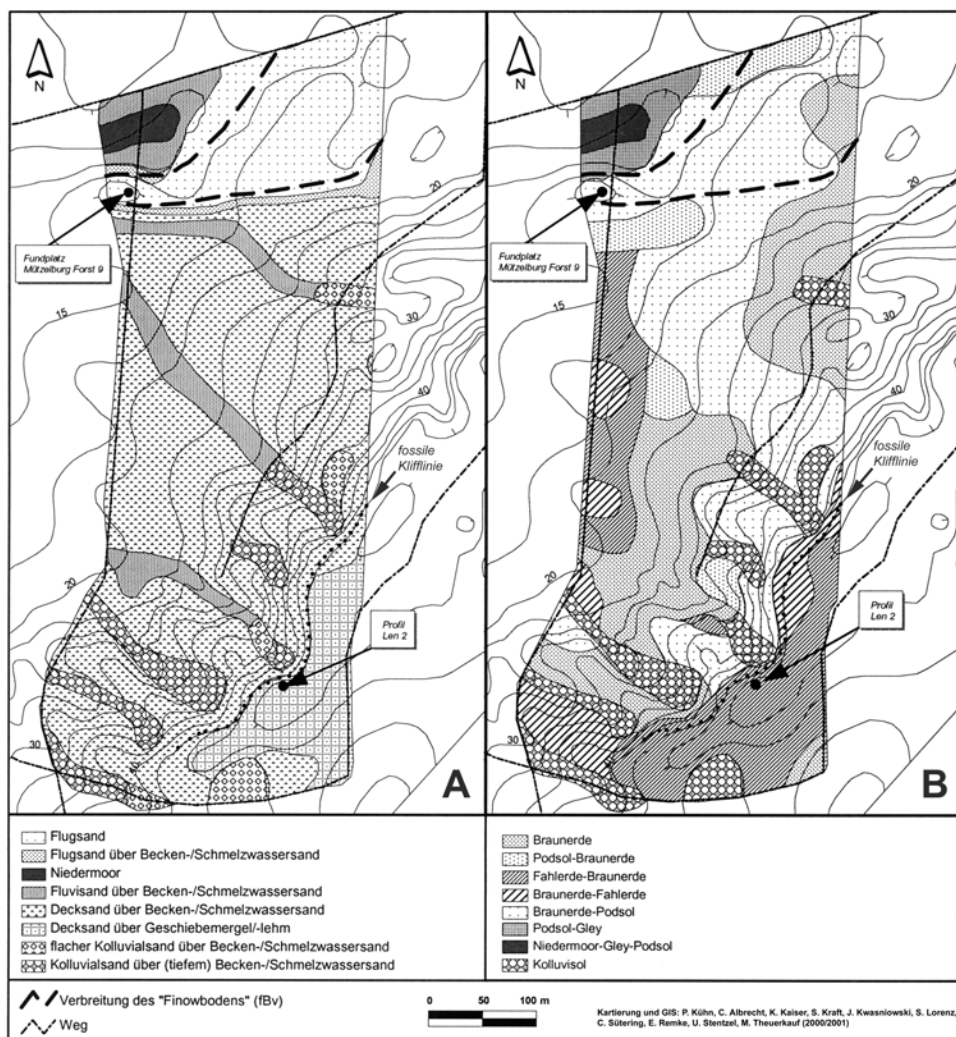


Abb. 3.17: Verbreitung der Substrat- (A) und Bodentypen (B) im Eggesiner Forst, Revier Lenzen. Fundplatz Mützelburg Forst 9 (MBF 9) kennzeichnet die Lage des Profils von Abb. 3.18

Der Übergangsbereich vom äolisch überprägten Beckenrand zum durch einen markanten Geländeanstieg gekennzeichneten Klifftrand ist durch wenige Meter breite Rinnen zerschnitten, die teilweise von geringmächtigen Kolluvien verfüllt sind (Abb. 3.17A, B).

Auf dem durch Geschiebemergel und Beckensande aufgebauten Grundmoränenbereich südöstlich der fossilen Klifflinie sind überwiegend Fahlerde-Braunerden und Braunerde-Fahlerden verbreitet.

Auf den Flächen vor der fossilen Klifflinie sind auf den mittel-feinsandigen Flugsanden Podsole und bei Erhöhung der Feinkomponenten auch Braunerden verbreitet. Unter den spätglazial entstandenen Dünenzügen finden sich immer wieder fBv-Horizonte einer spätglazialen Braunerde (Abb. 3.17; BOGEN et al. i. Dr.; KAISER & KÜHN 1999), die pedostratigraphisch dem *Finowboden* entspricht (Abb. 3.18; SCHLAAK 1993, 1998).

Archäologische Funde im oberen Teil der Bv-Horizonte, wie im Fundplatz MBF 9 (Abb. 3.18), weisen auf anthropogenen Einfluss an der Grenze Alleröd/Dryas III hin (BOGEN et al. i. Dr.).

Fünf OSL-Daten (von A. HILGERS, Universität Köln) aus der etwa 130 cm mächtigen Düne über dem fBv-Horizont in MBF 9 ergaben ein Alter im Zeitraum von $12,75 \pm 0,26$ ka (gewichteter Altersmittelwert; 1σ -Fehlerbereich), das in etwa der Wende Alleröd/Dryas III entspricht (LITT et al. 2001). Die Sedimente im fBv-Horizont und dicht darunter lieferten OSL-Alter von $14,25 \pm 2,01$ ka und $14,13 \pm 2$ ka. Der Ablagerungszeitraum der Sedimente läge bei Betrachtung der Mittelwerte damit an der Wende Ple-niglazial/Spätglazial (LITT et al. 2001 bzw. GS-2/GI-1e nach BJÖRCK et al. 1998).

Für eine detaillierte Diskussion und Dokumentation der OSL-Daten, sowie deren boden- und landschaftsgenetischen Implikationen sei auf HILGERS (i. Vorb.) und BOGEN et al. (i. Druck) verwiesen. Festzuhalten bleibt, dass anhand der vorliegenden Befunde der Beginn der äolisch-geomorphodynamisch aktiven Phase im Spätglazial für das Untersuchungsgebiet auf die Wende Alleröd/Dryas III einzugrenzen ist.

Die vorgestellten Befunde zeigen, dass es sich im Untersuchungsgebiet um ein weitgehend unter Wald konserviertes im Spätglazial geformtes Relief handelt. Eine durch Kolluvien, schwach erodierte Profile und auch geringmächtige holozäne Dünenbildung belegte anthropogene Überprägung hat zwar stattgefunden, war aber im Vergleich zu anderen Naturräumen kaum reliefwirksam.

Die im Folgenden untersuchten Profile befinden sich sowohl in der Nähe des fossilen Kliffrandes (Abb. 3.17: Len 2) als auch in den höchsten Bereichen des kuppigen Grundmoränenkomplexes mit Höhen um 40 m NN (Kap. 3.5.3.1: Len 4-6).

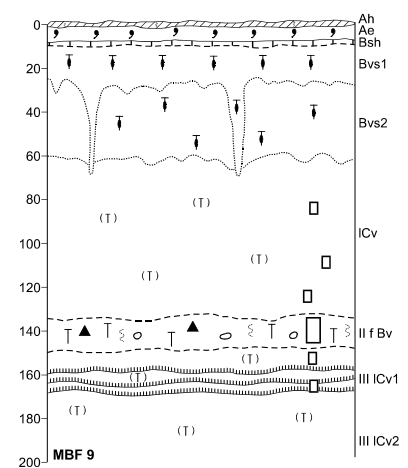


Abb. 3.18: Skizze Profil Mützelburg Forst 9 (MBF 9)

3.5.3.2 Fahlerde-Braunerde (Profil Len 2)

3.5.3.2.1 Feldbodenkundliche Merkmale

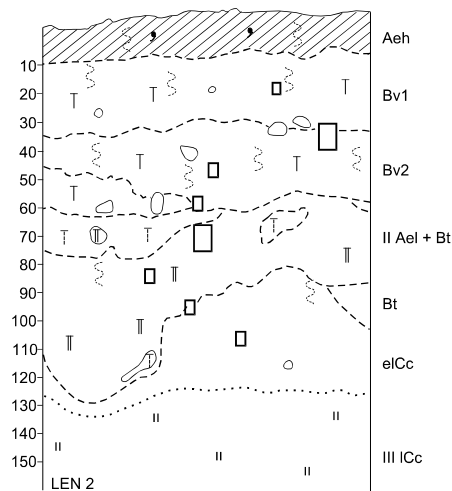


Abb. 3.19: Skizze von Profil Len 2

In dem in der Nähe des fossilen Kliffrandes gelegenen Profil einer Fahlerde-Braunerde aus Decksand über Geschiebelehm über Geschiebemergel/Beckensand sind im Decksand vereinzelt steilgestellte Windkanter in der Mittelkies-Fraktion zu finden (Abb. 3.17, 3.19). Entlang der Klifflinie liegen bis zu blockgroße Windkanter aus Quarzit und vergneistem Granit auf der Geländeoberfläche.

Eine Steinanreicherung an der Unterkante des Decksandes deutet sich an, ist aber nicht so prägnant ausgebildet wie in Profil J 2/5. Die Hauptdurchwurzelungszone liegt in den Bv-Horizonten.

Auf Aggregaten im durch Bt-Schmitzen gekennzeichneten Ael+Bt-Horizont und im Bt-Horizont liegt häufig grauweißer Schluffpuder. Die Untergrenze des Bt-Horizontes variiert sehr stark und ist teilweise in 1-

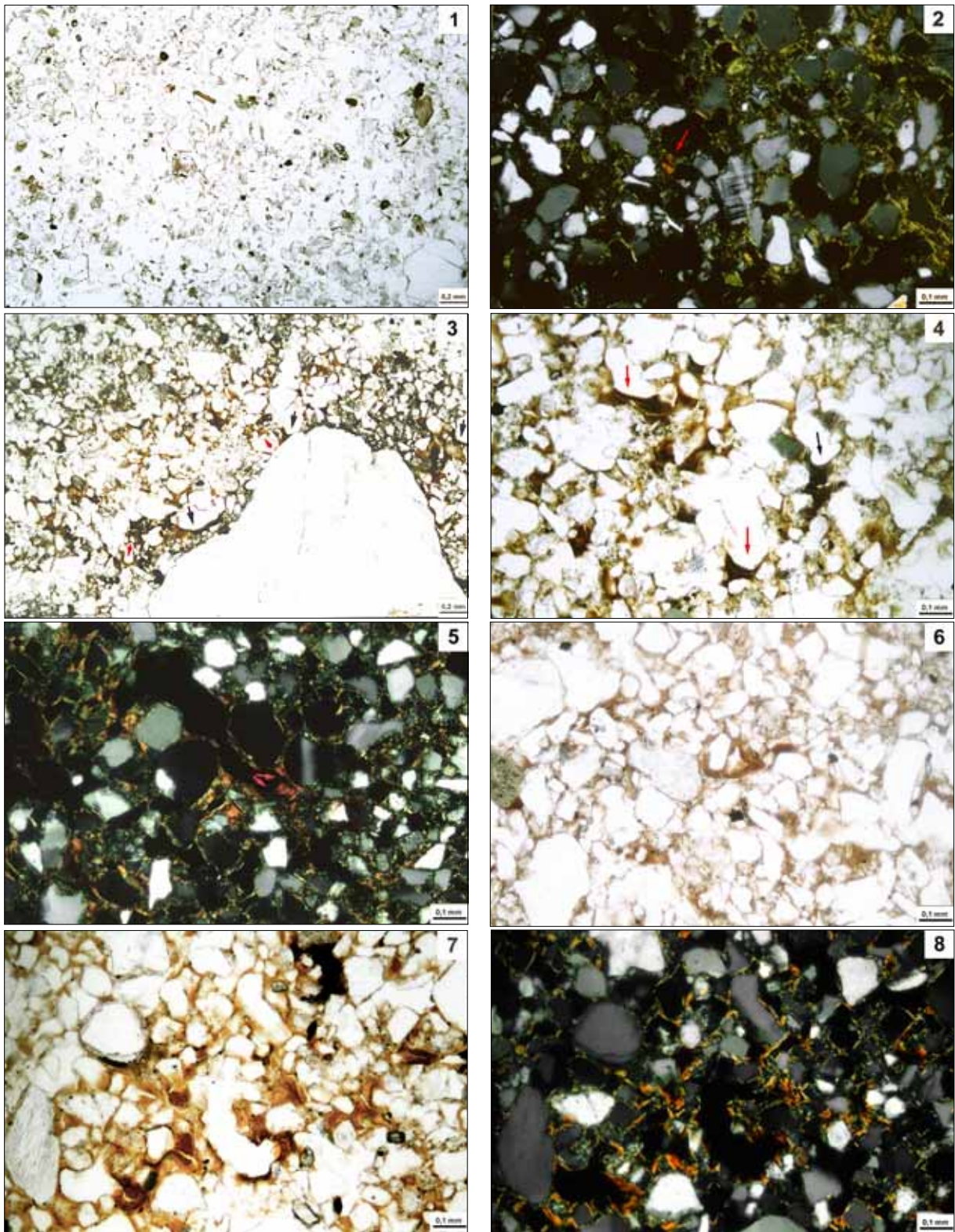
5 cm schmale Bt-Bänder aufgelöst, wenn der liegende Beckensand mit in die pedogenetische Überprägung einbezogen wurde. Die Entwicklungstiefe des Lessivés beträgt teilweise kaum 100 cm. Tonhäutchen sind auf Aggregaten und in Poren ausgebildet. Erosionserscheinungen sind nicht festzustellen.

3.5.3.2.2 Mikromorphologische Charakteristika

Ein intergranuläres Mikroaggregatgefüge (*intergrain micro-aggregate structure*) mit einer mittleren bis deutlichen Aggregatausbildung bestimmt die Gefügemerkmale des locker gelagerten und sehr hohlraumreichen Bv2-Horizontes (Tafel 7: 1). Zahlreiche Pflanzen-, Wurzelreste und Phytolithen zeugen von starker Bioturbation. Einige bis zu 4,5 mm große Bt-Schmitzen, in denen reine gelbbraune und rötlichbraune Toncutanbruchstücke auftreten (Tafel 7: 2), weisen auf laterale Transportprozesse hin, ebenso wie vereinzelt vorkommende schwach ausgebildete Silt-Ton-Kappen das Ergebnis vertikaler Feinsubstanzverlagerung sind.

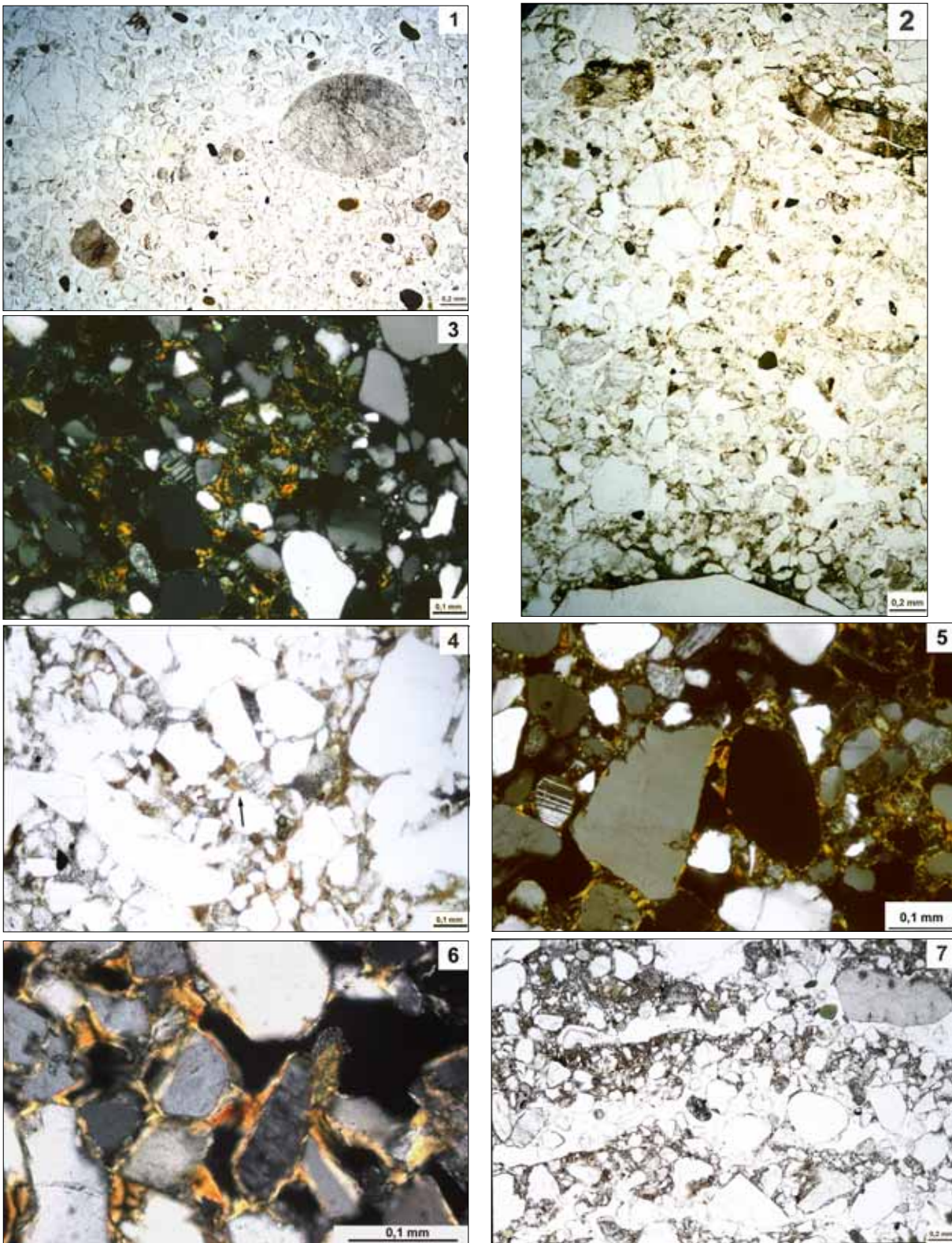
Einzelkorngefüge (*single grain structure*) und ein intergranuläres Mikroaggregatgefüge (*intergrain micro-aggregate structure*) sind die kennzeichnenden Gefügemerkmale des Ael+Bt-Horizontes. Sehr staubige grauschwarze, staubige braune und untergeordnet reine gelbbraune Toncutane, letztere meist mit Reorientierungsmerkmalen, deuten drei verschiedene Tonverlagerungsphasen an. Bt-Schmitzen und reine gelbbraune Toncutanbruchstücke sind Ergebnis vorwiegend lateraler Umlagerungsprozesse, während schwarzgraue Feinsubstanzkappen (Tafel 7: 3) das Ergebnis vertikaler Feinsubstanzverlagerung sind. Anzeichen schwach hydromorphen Einflusses zeigen vereinzelt vorkommende Fe-Mn-Hydroxid-Überzüge auf Porenrändern.

Bestimmendes Mikro-Gefüge im Bt-Horizont ist das Subpolyeder-Polyeder-Gefüge (*subangular to angular blocky microstructure*). Verschiedene Tonverlagerungsphasen lassen sich anhand schwarzgrauer sehr staubiger und staubiger brauner sehr gut orientierter Toncutane (Tafel 7: 4, 5), sowie reiner gelbbrauner (orientiert und reorientiert) und sehr gut orientierter reiner rötlichbrauner Toncutane (Tafel 7: 6-8) unterscheiden.



Tafel 7: Mikro-Fotografien von Len 2

(1) Bv2 (34 - 44 cm): lockeres, hohlraumreiches Gefüge (*enaulic*) - PPL. (2) Bv2 (34-44 cm): rötlichbraunes Toncutanfragment (roter Pfeil) in Bt-Schmitze - XPL. (3) Ael+Bt (59 cm): Feinsubstanzkappe auf Gesteinsfragment, staubige grauschwarze (schwarze Pfeile) und braune staubige Toncutane (rote Pfeile) - PPL. (4) Bt (65 - 75 cm): sehr staubige grauschwarze Toncutane mit Siltkörnern (schwarzer Pfeil) und sehr staubige braune Toncutane (rote Pfeile) charakteristisch an Porenunterseiten gelegen - PPL. (5) Bt (65-75 cm): sehr gute Orientierung sehr staubiger Toncutane anhand der schwarzen Auslöschungsbänder erkennbar (rote Pfeile); in der Matrix zeigen gelbbraune Punkte/Flecken Tondomänen an (*mosaic to stipple speckled b-fabric*) - XPL. (6) Bt (65 - 75 cm): in der Bildmitte reine rötlichbraune Toncutane - PPL. (7) Bt (108 cm): reine gelbbraune und reine rötlichbraune Toncutane; rötliche Färbung wird wahrscheinlich durch Fe-Hydroxid-Überzüge auf Toncutanen verursacht - PPL. (8): dito: sehr gute Orientierung der Toncutane anhand der scharfen Auslöschungsbänder zu erkennen, rötlich braune Bereiche überwiegend opak - XPL.



Tafel 8: Mikro-Fotografien von Len 4

(1) ICv (86 cm): Einzelkorngefüge - PPL. (2) Ael (98 cm): grauschwarze Feinsubstanzkappen auf Gesteinsfragmenten - XPL (3) Ael (98 cm): Bt-Schmitze mit *mosaic speckled b-fabric* - XPL. (4) Ael+Bt (102-112 cm): gelbbraunes mikrolaminieretes Toncutanbruchstück - PPL. (5) Ael+Bt (102-112 cm): reine gelbbraune mikrolaminierete Toncutane, sehr gut orientiert - XPL. (6) Bt (122 cm): sehr gut orientierte Toncutane bzw. Toncutanbrücken - XPL. (7) eICc (142 cm): linsenförmig plattiges Gefüge (*lenticular platy structure*) mit reverser Gradierung (*reverse grading* nach VAN VLIET-LANOË 1985) in Form von Feinsubstanzkappen auf den Mikro-Platten - PPL.

Toncutanbruchstücke sind unterhalb einer Tiefe von etwa 75 cm nicht mehr vorhanden. In teilweise senkrecht verlaufenden Tonbändern im Übergang zum eIcC-Horizont kommen keine Toncutanbruchstücke vor, nur oben genannte Toncutanausprägungen mit Ausnahme der sehr staubigen Toncutane.

Neben Primärcarbonatanteilen (sparitischer rhomboederförmiger Carbonat und Molluskschalenbruchstücken) sind im eIcC-Horizont mikritische Konkretionen Merkmale sekundärer Carbonatanreicherung.

3.5.3.2.3 Bodengenetische Schlussfolgerungen und Diskussion

Die Windkanter im Decksand weisen auf eine deutliche äolische Formung hin. Zwar zeigt der Sortierungskoeffizient mit $S_o \sim 1,5$ nur eine mittelmäßige Sortierung an, doch ist das der beste ermittelte Sortierungswert für Decksande, die in der Regel schlecht oder sehr schlecht sortiert sind (Kap. 3.2; Anhang-Tab. 4).

An Außen- und Binnenkliffen aktiver Steilküsten an der Ostsee führen auflandige Winde auf Kliffkanten zur Ausbildung von bis zu mehreren Metern mächtigen Kliffranddünen, deren Körnungsmaximum im Feinsandbereich liegt (KLIEWE 1973; REINHARD 1954). Ein ähnlicher Prozess muss im Zuge der Dünenbildung im südlichen Haffstauseegebiet an der Wende Alleröd/Dryas III sowohl zur Formung der Windkanter auf der heutigen fossilen Klifflinie, als auch zur deutlichen äolischen Beeinflussung des Decksandes geführt haben.

Zwar liegen im Untersuchungsgebiet keine Kliffranddünen vor, doch weist der hohe Feinsandanteil von über 70 % im Decksand auf eine vergleichbare Genese hin. Dabei handelt es sich überwiegend um Material aus dem Kliff selbst, das unter der geringmächtigen Geschiebemergeldecke im Wesentlichen aus mehreren Meter mächtigen mittelschluffigen, feinsandigen Beckensanden aufgebaut ist (vgl. Korngrößenverteilung aus II ICc in Anhang-Tab. 4).

Der Bv2-Horizont wird aufgrund der Bt-Schmitzen und grauschwarzen Feinsubstanzkappen, die charakteristische Merkmale der Ael- und Ael+Bt-Horizonte sind, als ein durch Verbraunung überprägter Ael- bzw. Bt+Ael-Horizont interpretiert. Dies ist zumindest anhand der mikromorphologischen pedogenen Merkmale der erste Hinweis auf eine Überprägung eines Ael-Horizontes durch die Verbraunung.

Damit fände die Hypothese von REUTER (1990, 2001) ihre Bestätigung, dass die Braunerdegenese die Al- bzw. Ael-Horizonte der liegenden Lessivés überprägte. In allen anderen Bv-Horizonten waren jedoch ähnliche Merkmale nicht festzustellen. Dass diese mikromorphologischen Merkmale nicht häufiger zu finden sind, mag einerseits am starken bioturbaten Einfluss liegen, andererseits auch daran, dass es sich hierbei um die intensivste Verwitterungszone dieses Bodentyps handelt.

In der liegenden Fahlerde sind drei bzw. vier verschiedene Tonverlagerungsphasen festzustellen. Hierbei sind die sehr staubigen grauschwarzen Toncutane als Ergebnis der jüngsten Tonverlagerungsphase wieder typischerweise an Porenunterseiten verbreitet bzw. liegen in zusammengesetzten Toncutanen immer am nächsten zum Poreninneren. Da diese Toncutane überwiegend keine Siltkörner enthalten, ist die Möglichkeit in Betracht zu ziehen, dass diese Ausprägung kein Merkmal für etwaige Entwaldungsphasen ist, wie bei Profil M 10 diskutiert. Auch in den Profilen E 106, J 2/5, die unter Wald liegen, treten ebenfalls sehr staubige grauschwarze Toncutane, ohne dass holozäne Entwaldungsphasen an den jeweiligen Standorten bislang bekannt sind. Deren exakten Entstehungsbedingungen sind weiterhin nicht geklärt.

Aufgrund der relativen Anordnung zueinander, entsprechen gut orientierte staubige braune und reine gelbbraune Toncutane den beiden nächst älteren Tonverlagerungsphasen.

Reine gelbbraune Toncutane mit Reorientierungsmerkmalen und rötlich braune gut orientierte Toncutane sind Merkmale der ältesten Tonverlagerungsphase, da Toncutanbruchstücke derselben Ausprägung auch in Bt-Schmitzen vorliegen.

Dass rötlichbraune Toncutane sehr gute Orientierungsmerkmale aufweisen, wird den Fe-Hydroxid-Überzügen zu verdanken sein, die zu einer Stabilisierung der Tonsubstanz führten.

Die Entkalkungstiefe liegt im Vergleich mit den anderen vorgestellten Profilen nur bei 130 cm mit stark variierender Obergrenze. Dies entspricht etwa der von SCHMIDT (1982) angegebenen durchschnittlichen Entkalkungstiefe für das Jüngste Jungmoränengebiet.

Trotz der geringeren Entwicklungstiefe besitzt die Fahlerde-Braunerde Len 2 überwiegend dieselben mikromorphologischen Eigenschaften wie die anderen untersuchten Profile.

3.5.3.3 Braunerde über fossiler Fahlerde (Profil Len 4)

Südlich des fossilen Kliffs ist der zentrale Bereich des Geschiebemergelkomplexes durch Tälchen, abflusslose langgestreckte Hohlformen und Riedel gegliedert. Auf den Riedeln und in Hangbereichen liegen verstreut Windkanter auf der Geländeoberfläche. In den Hohlformen und Tälchen im weiteren Umkreis der Profile Len 4-6 sind an potenziellen Akkumulationsstandorten keine Kolluvien zu finden.

Eine Profiliriehe vom Oberhang zum Talboden einer dieser langgestreckten Hohlformen enthüllte am Hangfuß ein Profil, in dem ein etwa 80 cm mächtiger, feinkörniger Sedimentkörper über einer geringmächtigen Fahlerde aus Decksand über Geschiebelehm lag (Abb. 3.20).

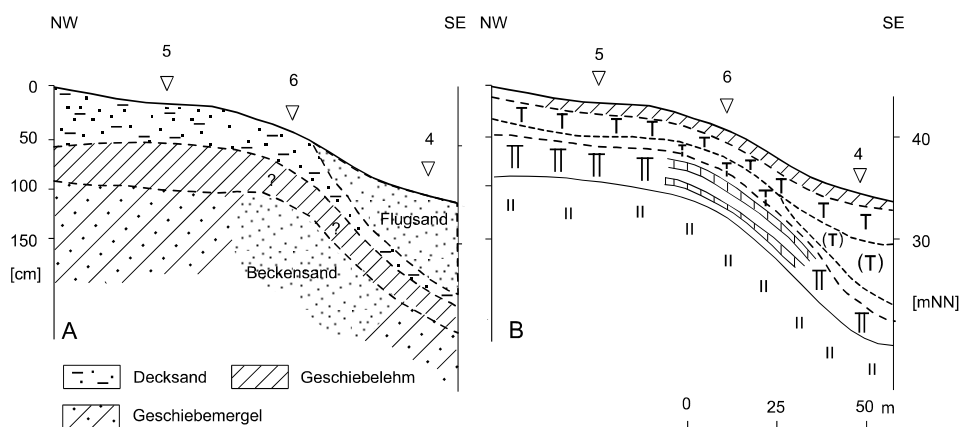


Abb. 3.20: Kausalprofil (A: Substrat, B: Boden) der kuppigen Grundmoräne im Forstrevier Lenzen, Eggesiner Forst. Len 6 wurde laboranalytisch nicht weiter untersucht. Beim Ausdünnen des Geschiebelehms an der Hangschulter geht der Bt-Horizont in einen Bänder-Bt-Horizont über (B)

Aufgrund der guten Sortierung, $S_o = 1,36-1,40$ nach TRASK (1932), wurde eine kolluviale bzw. periglaziale Entstehung ausgeschlossen und das Sediment als Flugsand angesprochen. Als Liefergebiet des Sedimentes kann einerseits das Gebiet des ehemaligen Haffstausees angenommen werden. Bei Windrichtungen aus N und NW dürfte es in Lee-lagen zur Ablagerung feineren Sedimentes gekommen sein, im Gegensatz zum etwa 1 km nördlich liegenden kliffnahen Bereich (Abb. 3.17). Andererseits ist aber auch eine äolische Umlagerung in der Nähe von Len 4 anstehender Beckensedimente nicht ausgeschlossen, die ebenfalls zur Ausbildung der Windkanter geführt haben dürfte.

Zu beachten ist weiterhin die bänderförmige Ausbildung des Bt-Horizontes in dem Abschnitt, in dem der Geschiebemergel sehr geringmächtig ist und die Beckensande in die Pedogenese mit einbezogen werden. Die Fragezeichen in Abbildung 3. 20 deuten die unsichere Mächtigkeitsangabe der hier sehr dünnen Geschiebelehmdecke an.

3.5.3.3.1 Feldebodenkundliche Merkmale

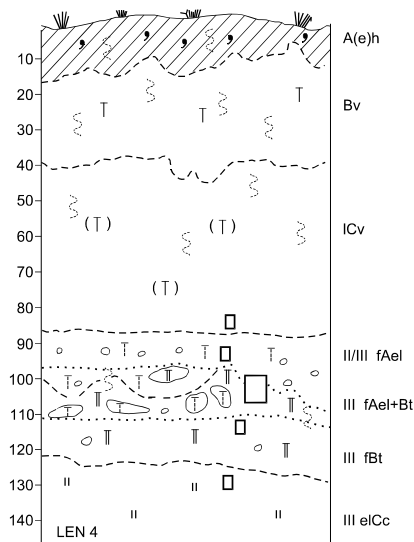


Abb. 3.21: Skizze von Profil Len 4

Dieses am Hangfuß liegende Profil wurde zunächst als Braunerde über einer fossilen Fahlerde aus Flugsand über tiefem Decksand/Geschiebelehm über sehr tiefem Geschiebemergel angesprochen (Abb. 3. 21).

Über dem Lessivé liegt ein feinkörniges Sedimentpaket, dessen Genese durch leeseitige Ablagerung äolisch verfrachteten Fein- und Feinstsandes erklärt werden kann (s.o.).

Die Hauptdurchwurzelungszone liegt in den ersten 60 cm, vereinzelt sind Grobwurzeln auch in größerer Tiefe zu finden.

Die Grenze ICv/II/III fAel ist durch eine markante Erhöhung des Skelettgehaltes gekennzeichnet. Das Substrat besitzt zwar Merkmalsähnlichkeiten (Homogenität, Skelettgehalt) mit einem Decksand, kann diesem jedoch nicht mit Sicherheit zugeordnet werden.

Im III fAel+Bt-Horizont kommen einerseits in Taschen aus Ael-Material Bt-Schmitzen vor, andererseits ist der überwiegende Bereich dieses Übergangshorizontes durch in Bt-Material liegende Ael-Flecken/-Schmitzen gekennzeichnet.

Der begrabene Bt-Horizont besitzt Toncutane auf Oberflächen schwach ausgebildeter Aggregate, sowie in Poren und gehört mit etwa 30 cm zu den geringmächtig ausgebildeten Bt-Horizonten.

3.5.3.3.2 Mikromorphologische Charakteristika

Im ICv-Horizont dominieren Körner < 200 µm das Einzelkorngefüge (*single grain structure*). Es sind keinerlei Feinsubstanzkappen vorhanden (Tafel 8: 1).

Im II/III fAel-Horizont ist ebenfalls ein Einzelkorngefüge ausgebildet, jedoch kommen hier grauschwarze Feinsubstanzkappen auf Grobsandkörnern, Gesteinsfragmenten oder Bt-Schmitzen vor (Tafel 8: 2). Vereinzelt sind reine gelbbraune Toncutane als Brücken zwischen den Körnern ausgebildet, nicht jedoch in Bt-Schmitzen, die durch Reorientierungsmerkmale des Tons ausgezeichnet sind (Tafel 8: 3).

Im III fAel+Bt-Horizont kommen neben Bt-Schmitzen in der Matrix reine gelbbraune, gut orientierte Toncutanbruchstücke vor (Tafel 8: 4). In tonreichen Bereichen überwiegt die *mosaic speckled b-fabric*. *In-situ*-Toncutane sind vor allem gelbbraun und sehr gut orientiert (Tafel 8: 5).

Im III fBt-Horizont kommen als Tonverlagerungsmerkmale nur reine gelbbraune Toncutane und Toncutanbrücken vor (Tafel 8: 6), sowie vereinzelt braune staubige Toncutane.

Im III elCc-Horizont liegen Sekundärcarbonatanreicherungen in Form von mikritischen Überzügen (*micritic hypocoatings*) auf Porenrändern und sparitischen Wurzelzellenpseudomorphosen vor. Primärcarbonat zeigt sich an rhomboedrischen Kristallen und in der Matrix fein verteilter mikritischer Form. In carbonatärmeren Abschnitten sind mit der *stipple speckled* und *striated b-fabric* Orientierungsmerkmale des in der Matrix vorliegenden Tons festzustellen.

Das bestimmende Gefüge ist ein deutlich ausgeprägtes linsenförmiges Plattengefüge mit reverser Gradierung (*reverse grading* nach VAN VLIET-LANOË 1985; Tafel 8: 7). Auf der Plattenoberseite fand durch die häufigen Tau-/Frostwechsel eine Feinsubstanzanreicherung statt.

3.5.3.3.3 Genetische Schlussfolgerungen

Das Fehlen der Feinsubstanz-Kappen im ICv-Horizont im Gegensatz zu deren Präsenz im Ael-Horizont, weist darauf hin, dass der ICv-Horizont nicht als Reservoir verlagerbaren Tons diene. Da in allen bisher untersuchten Ael-Horizonten diese grauschwarzen Feinsubstanzkappen vorlagen, ist davon auszugehen, dass aus dem ICv-Horizont kaum Feinsubstanz in die Tiefe verlagert wurde.

Die etwas höheren Tongehalte im Bv- und ICv-Horizont (40-60 cm) mit etwa 2,3 % im Vergleich zum ICv-Horizont (60-92 cm) sind mit der Tonneubildung im Zuge der Verbraunung und Verwitterung zu erklären. Der hohe Feinsandgehalt von ~84 % im Bv- und ICv-Horizont (40-60 cm) und von ~89 % im ICv (60-92 cm) unterstützen die Hypothese der leeseitigen äolischen Akkumulation. Die gute Sortierung ist einerseits durch den längeren Transportweg zu erklären, andererseits weist das Sediment keine weitere periglaziale Überprägung auf (vgl. Decksandgenese in Len 2).

Als Zeitraum für die Akkumulation des Flugsandes ist zunächst das Spätglazial anzunehmen, da in den Stadialen die schütterere Vegetationsbedeckung eine äolische Umlagerung zuließ.

In diesem Profil sind nur zwei Tonverlagerungsphasen festzustellen, wobei die reinen gelbbraunen Toncutane den überwiegenden Anteil einnehmen. Staubige braune Toncutane fehlen weitgehend und sehr staubige grauschwarze Toncutane fehlen völlig. Da aus dem ICv-Horizont kaum Feinsubstanz in die Tiefe verlagert wurde, kann die Tonverlagerung nur vor der Sedimentüberdeckung stattgefunden haben. Die Feinsubstanzkappen im Ael-Horizont weisen dabei auf überwiegend vertikale Verlagerungswege hin und nicht auf laterale Tonverlagerung, die aufgrund der Reliefposition angenommen werden könnte.

Das durch Segregationseis geformte linsenförmig plattige Gefüge im eICc-Horizont in 130 cm Tiefe weist eindeutig auf saisonale Bodengefrorenis bzw. Permafrost hin. Dieses Gefüge kann nur während oder vor der Ablagerung des Flugsandes entstanden sein, und ist nicht als Durchgriff von oben zu interpretieren. Bei einem jüngeren Bildungsdatum dieses Gefüges ließe sich kaum der relativ unverwitterte bzw. frische Eindruck der unteren 30 cm des Flugsandes erklären lassen.

Die vorgestellten Befunde, sowie deren pedo- und geogenetischen Interpretationen führen zu dem Ergebnis, dass es sich bei dem Profil um eine fossile Fahlerde spätglazialen Alters handelt, die unter einem Flugsandpaket begraben ist, das zur Wende Pleistozän/Holozän sedimentierte.

Die mikro- und makromorphologischen Merkmale im III fAel+Bt-Horizont entsprechen den Merkmalen der Übergangshorizonte der übrigen untersuchten Lessivés. Der Tongehaltsunterschied von 10 % zwischen Ael- und Ael+Bt-Horizont führt zur Klassifizierung als Fahlerde, obwohl die Oberflächen der Aggregate des Ael+Bt- und Bt-Horizontes kein Schluffpuder aufweisen.

3.5.3.3.4 Diskussion der OSL-Alter aus Profil Len 4

Für die bisherige Interpretation des Profils Len 4 wurden die vorliegenden OSL-Alter bewusst nicht benutzt, um zu zeigen, dass das bisher angewandte Methodenspektrum zu stichhaltigen Ergebnissen bezüglich der spätglaziale Lessivierung führt, obwohl keine genauen Alter ermittelt werden können.

Die von A. HILGERS (Universität Köln) freundlicherweise bestimmten fünf OSL-Alter unterstützen die These, dass es sich bei Len 4 um eine begrabene im Spätglazial geformte Fahlerde handelt.

Die ersten drei Proben entstammen dem Flugsand, die unteren zwei Proben dem liegenden Geschiebelehm (Tab. 3.6; Abb. 3.22).

Tab. 3.6: Parameter der Dosisleistungsbestimmung, Ergebnisse der Paläodosiseberechnung und resultierende OSL-Alter (von A. HILGERS, Geographisches Institut, Universität Köln)

Labor-Nr.	Probe	Tiefe (cm)	Uran (ppm)	Thorium (ppm)	Kalium (%)	Wassergehalt ¹ (Gew.-%)	Dosisleistung ² (Gy ka-1)	Paläodosise ³ (Gy)	OSL-Alter ² (ka)	OSL-Alter ⁴ (ka)
C-L0653	UM15	27	0,69±0,06	2,51±0,13	1,21±0,06	8	1,61±0,06	1,16±0,06	0,72±0,05	0,63-0,83
C-L0654	UM16	44	0,82±0,05	2,28±0,11	1,27±0,06	7	1,68±0,06	7,29±0,32	4,34±0,25	3,84-5,04
C-L0655	UM17	70	0,79±0,06	2,27±0,11	1,26±0,06	7	1,65±0,06	15,8±0,9	9,59±0,62	8,41-11,19
C-L0656	UM18	96	1,14±0,06	4,16±0,21	1,31±0,07	7	1,89±0,07	26,8±1,6	14,2±1,0	12,4-16,6
C-L0657	UM19	120	1,32±0,07	5,47±0,27	1,53±0,08	6	2,23±0,08	34,4±2,1	15,4±1,1	13,6-18,4

¹Aktueller Wassergehalt zum Zeitpunkt der Probenahme im Oktober 2000

²Berechnung der Dosisleistung bzw. des OSL-Alters unter Berücksichtigung der aktuellen Bodenfeuchte und Entnahmetiefe

³Bestimmung der Paläodosise an Quarzpräparaten der Grobkornfraktion (100-200 µm) mittels des SAR-Messprotokolls (Single-Aliquot Verfahren, Regenerative Bestrahlungstechnik), angegeben ist der gewichtete Mittelwert aus 20 Einzelmessungen mit dem jeweiligen Standardfehler

⁴Berechnung des Modellaltersbereichs unter der Berücksichtigung einer Variation der Bodenfeuchte von 2,5-15 Gew.-% und einer Unsicherheit in der Kalibration der Beta-Strahlungsquelle von 5 %. Eine Verringerung der Entnahmetiefe um ca. 50 % führt lediglich zu einer Verjüngung des Altersmittelwertes um 1-2 % und ist damit zu vernachlässigen (d. h. die Entnahmetiefe wird als konstant angenommen)

Die letzte Spalte in Tabelle 3.6 zeigt, dass der Wassergehalt der Probe von entscheidender Bedeutung für die Bestimmung des Alters ist. Da es beinahe unmöglich ist, den Wassergehalt der jeweiligen Probe über den gesamten Zeitraum seit Ablagerung des Sedimentes abzuschätzen, werden im Folgenden überwiegend die Modellalterszeiträume der letzten Spalte benutzt. Zu bedenken bleibt sicherlich, dass mit der Tiefe die Wassergehaltsschwankungen abnehmen.

In Abbildung 3.22 repräsentieren die schwarzen Balken in der Altersgrafik den Alterszeitraum aus der vorletzten Spalte von Tabelle 3.6.

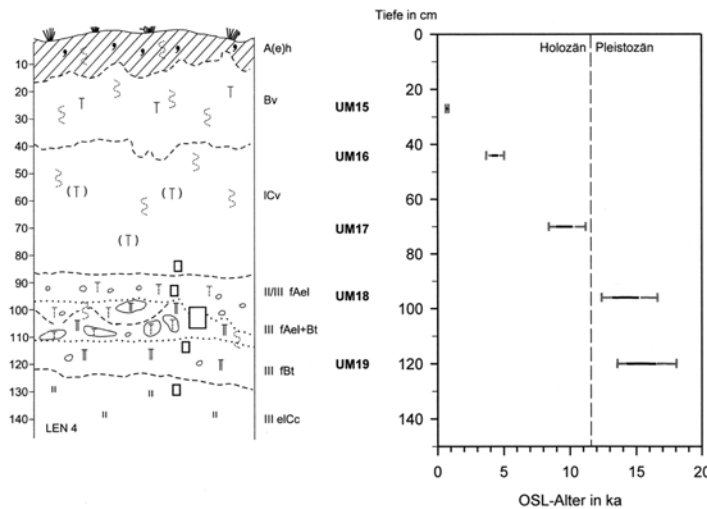


Abb. 3.22: OSL-Modellaltersbereiche (Single-Aliquot Verfahren, Regenerative Bestrahlungstechnik) aus Len 4

Die Verjüngung des Alters mit zunehmender Nähe zur Geländeoberfläche lässt sich aus der auch rezent hohen Durchwurzelungsintensität in den oberen 60 cm erklären. Dass die Bioturbation gerade in den oberen etwa 50 cm zu einer erheblichen Durchmischung des Bodens führt, wird im Zusammenhang mit der Decksandgenese diskutiert (siehe Kap. 3.7).

In ehemaligen Wurzelröhren und auch in Röhren kleiner Bodenwühler können ohne weiteres frisch belichtete Körner in die Tiefe fallen und zu einem im Vergleich zum tatsächlichen Sedimentationszeitraum jüngeren OSL-Alter führen (siehe auch KUHN 2000: 129).

Damit liegt das Alter der Probe UM17 dem tatsächlichen Zeitraum der Sedimentation des Flugsandes sicherlich am nächsten, obwohl auch dieses etwas zu jung erscheint. Auch hier kann eine mögliche Verjüngung durch Bioturbation der Grund sein.

Stimmte dieses Alter, wäre zu klären, erstens wo genügend Material frei lag, das im Altholozän angeliefert werden konnte, und zweitens, ob die Vegetationsverhältnisse dies überhaupt zugelassen hätten. Die Annahme eine Reaktivierung des „Haffstausees“ in der Dryas III mit nachfolgender geomorphodynamisch-äolischer Hauptphase im Altholozän (BRAMER 1964), wurde durch die Tiefenlage des *Finowbodens* in Hintersee 24 (4 km Luftlinie entfernt von MBF 9) und in MBF 9, sowie durch dessen dryas-III-zeitliche Überdünnung in beiden Profilen widerlegt (BOGEN et al. i.Dr; KAISER & KÜHN 1999).

Nach einem von E. ENDTMANN (Nordhausen) bestimmten Pollenprofil vom Latzigsee bei Rothenklempenow (etwa 7 km Luftlinie westlich von Len 4) gibt es in der westlich des Geschiebemergelkomplexes liegenden Niederung keine Hinweise auf altholozäne Offenlandphasen, sondern auf eine im Zuge der holozänen Erwärmung zunehmend dichter werdende Vegetationsbedeckung (KAISER et al. 2001). Im Boreal zunehmende Siedlungszeiger lassen eine anthropogene „Offenlandphase“ möglich erscheinen, die zu Sedimentumlagerungen geführt haben könnte. Allerdings gibt es dazu aus dem Untersuchungsraum bislang keine Hinweise.

Möge auch trotz aller angeführten Bedenken der Zeitraum der Flugsandüberdeckung dem ermittelten OSL-Modellzeitraum der Probe UM17 von 8,41-11, 19 ka entsprechen, war die Pedogenese der begrabenen Fahlerde damit spätestens im Boreal (8,41 ka) bzw. frühestens zur Wende Holozän/Pleistozän (11,19 ka) abgeschlossen.

Die beiden OSL-Alter aus dem Geschiebelehm lassen hier einen Zeitraum von mindestens 1 ka offen, zeigte das OSL-Mindest-Alter von 12,4 ka der Probe UM18 den tatsächlichen Zeitpunkt der Eisfreiwerdung an und damit der Möglichkeit einer für die OSL-Datierung notwendigen Belichtung des Sedimentes.

Dieses OSL-Mindest-Alter ist mit Sicherheit zu jung, da es für einen Wassergehalt von 2,5% berechnet ist, der für den gesamten Zeitraum ein absolutes Mindestmaß darstellt. Der aktuelle Wassergehalt zum Zeitpunkt der Probenahme im Oktober betrug 8% und kann eher als Maßzahl für die trockenen Phasen genommen werden (Tab. 3.6). Die Zusammenstellung sämtlicher zum Spätglazial verfügbaren ¹⁴C-Daten von Mecklenburg-Vorpommern weisen auf einen Zeitraum der Deglaziation des Mecklenburger Vorstoßes hin (GÖRSDORF & KAISER 2001), der den Mittelwerten der OSL-Modellalter von 14,2±1,0 ka (UM18) bzw. 15,4±1,1 ka (UM19) der vorletzten Spalte in Tabelle 3.6 entspricht.

Somit ist ein Zeitraum von mindestens 3-4 ka im Spätglazial anzunehmen, in dem sowohl die Fahlerdebildung (Toncutane, Toncutanbruchstücke), als auch dessen periglaziale Überprägung (Bt-Schmitzen, linsenförmig plattiges Gefüge) stattfand.

3.5.3.4 Pedogenetische Relevanz der Profile Len 2 und Len 4

Die dargestellten Ergebnisse sind, trotz des Sonderstandortes von Profil Len 4, für die Beurteilung des Bildungszeitraumes der Lessivés von regionaler, wenn nicht von überregionaler Bedeutung.

Im Eggesiner Forst, Revier Lenzen, liegt die durchschnittliche Entwicklungstiefe der Profile auf Decksand über Geschiebemergel bei 100-130 cm (Len 2, 5, 6). Dies ist eine etwa 50-60 cm geringere Entwicklungstiefe im Vergleich zu den Untersuchungsgebieten bei Greifswald und Dargun (Entkalkungstiefe 160-180 cm).

Wird die Profilmächtigkeit von etwa 40-45 cm der begrabenen spätglazialen Fahlerde in Len 4 mit den dort an der Oberfläche anstehenden Fahlerden verglichen, ist vor diesem

Hintergrund betrachtet eine spätglaziale Entwicklungstiefe der Lessivés im Greifswalder und Darguner Raum von 60-70 cm anzunehmen.

Natürlich drängt sich die Frage auf, warum die Entwicklungstiefe des *Finowbodens* als Beispiel einer spätglazialen Braunerdebildung auf Sand in der Ueckermünder Heide nur 10-15 cm beträgt, während auf den unweit entfernten Geschiebemergelflächen die Böden eine Entwicklungstiefe von 40-45 cm erreicht haben sollen.

Zunächst ist der Bildungszeitraum des *Finowbodens* in der Ueckermünder Heide nicht geklärt. Zwar ist dessen Bildungsende relativ gut abgesichert, nicht jedoch dessen Bildungsbeginn (Kap. 3.5.3.1; KÜHN 2001a). Mit BOGEN et al. (i. Dr.) ist der Bildungszeitraum des *Finowbodens* auf das Bölling/ Alleröd einzugrenzen.

Doch es ist anzunehmen, dass auf den Geschiebemergelflächen schon während des Abtauens die Entkalkung einsetzte und damit schon früh die Möglichkeit der Tonverlagerung gegeben war. Und spätestens vor etwa 14000 Jahren BP war das Eis im Untersuchungsgebiet oberflächlich weitgehend abgetaut (GÖRSDORF & KAISER 2001).

Dass sofort nach der Entkalkung im Sediment vorhandener Ton in die Tiefe verlagert werden kann und dass dies innerhalb weniger Jahrhunderte zur Ausbildung diagnostischer Horizonte führen kann, wird in Kap. 3.8.4 in Verbindung mit der Diskussion zur pedogenetischen Prozessfolge gezeigt.

Weiterhin mussten aus dem zu mehr als 95% aus Sand bestehenden Sediment, in dem sich der *Finowboden* entwickelte (vgl. Profil Len 1, Anhang-Tab. 4; BOGEN et al. i. Dr.; KAISER & KÜHN 1999; KÜHN 2001a), erst im Zuge der Silikatverwitterung aus den mittel-sandigen Feinsanden Ton neu gebildet und Fe-Hydroxide freigesetzt werden.

In diesem Zusammenhang sei darauf verwiesen, dass die Entwicklungstiefe der begrabenen Fahlerde von Len 4 in etwa mit der in Kap. 3.8.2 theoretisch errechneten spätglazialen Mindestentkalkungstiefe von 37 cm übereinstimmt.

Da aufgrund der mikromorphologischen Befunde in Profil Len 4 laterale Tonverlagerung weitgehend auszuschließen ist, kann der begrabene Lessivé in Profil Len 4 als Prototyp eines spätglazialen Lessivés auf Geschiebelehm betrachtet werden, während die Fahlerde-Braunerde von Profil Len 2 dessen holozäne Weiterentwicklung im Untersuchungsraum darstellt.

3.6 Vergleichbarkeit der Reliefposition/Reliefeinheit

Für einen Standortsvergleich der Pedogenese ist die Reliefposition ebenso wie die Reliefeinheit, zu denen die zu vergleichenden Standorte gehören, eminent wichtig. Deshalb ist vor der abschließenden Diskussion zur pedogenetischen Prozessfolge (Kap. 3.8) diese Bedeutung kurz darzustellen.

BLEICH (1998) wies auf die Schlüsselstellung der Paläocatena/Paläo-Reliefposition bei der Beantwortung paläopedologischer und damit verbundener pedogenetischer Fragestellungen hin. Zweifellos ist die Paläoreliefposition nicht nur in den von BLEICH vorgestellten Lößregionen, sondern auch in anderen Landschaftseinheiten von außerordentlicher Bedeutung. Bei vergleichenden Bodenuntersuchungen, die anhand von Bodenkartierungen und nicht nur anhand eines Vergleichs von Aufschlüssen durchgeführt werden, ist dies ohnehin eine Selbstverständlichkeit.

Überwiegend durch die Reliefposition bestimmt, besitzen Standorte einen unterschiedlichen *potenziellen geomorphodynamischen Aktivitätsgrad*, der die Bodengenese entscheidend beeinflussen kann. Klimatische Veränderungen mit all ihren Auswirkungen oder auch eine anthropogene Beeinflussung der Vegetationsbedeckung führen dabei zu einer standortsbezogenen Aktivierung oder Deaktivierung geomorphodynamischer Prozesse.

Wird anhand paläopedologischer Befunde auf die Bodenbildungsintensität und Verbreitung der Böden innerhalb einer (Bio-)Chronozone geschlossen, ist die (Paläo-) Reliefposition im topischen (z.B. Hangfuß, Kuppe) und chorischen Bereich (z.B. Becken, Flusstal) zu berücksichtigen. Denn Aussagen zur Bodenverbreitung außerhalb der jeweils untersuchten Reliefeinheiten bergen die Gefahr in sich, zu einer monotypischen Betrachtung ganzer Landoberflächen der Vergangenheit zu gelangen (BLEICH 1996).

Deshalb spiegeln Vergleiche von Bodenbildungen aus verschiedenen Reliefeinheiten (Becken/Grundmoränenplatten) meist das regionale Muster wider und kennzeichnen nicht die Bodenbildung einer einzelnen (Bio-)Chronozone.

Vereinfacht können Standorte (bzw. Reliefpositionen und -einheiten) von einander abgegrenzt werden, die potenziell stabile geomorphodynamische Verhältnisse und solche die potenziell aktive (instabile) geomorphodynamische Verhältnisse repräsentieren. Wird die Reliefwirksamkeit betrachtet, lassen sich die Standorte relativer geomorphodynamischer Aktivität weiter in Erosions- und Akkumulationsstandorte untergliedern (KÜHN 2001b).

Für bodengenetische Untersuchungen, deren Thema nicht die initiale Bodenbildung ist, sind Erosionsstandorte von Nachteil, da durch Erosion unwiederbringlich Information verloren geht und gegangen ist. Andererseits finden sich in der Nähe von Erosionsstandorten meist die korrelierten Akkumulationsstandorte.

3.6.1 Standorte mit relativer geomorphodynamischer Stabilität

Unter der Annahme, dass im jeweils betrachteten Zeitraum an den zu untersuchenden Standorten weder Erosion noch Akkumulation vorherrschen, können diese als *Standorte mit relativer geomorphodynamischer Stabilität* bezeichnet werden. Die dabei vorkommenden geomorphodynamischen Prozesse wirken sich *in geringem Maße reliefformend* aus.

Es ist davon auszugehen, dass an diesen Standorten, oft bedingt durch eine geringe Reliefenergie, bodengenetische Prozesse kaum oder nur in geringem Maße durch Sedimentakkumulation oder -erosion unterbrochen werden und deshalb andauern.

In chorischer und topischer Dimension betrachtet, stellen in Mecklenburg-Vorpommern die Randbereiche der Grundmoränenplatten und die Einzugsgebiete der Sölle potenzielle geomorphodynamisch aktive Standorte dar. *Potenziell* deshalb, da beispielsweise die Vegetation einen entscheidenden Einfluss auf die Kolluvienbildung und die damit verbun-

denen Prozesse hat (DE KLERK et al. 2001a; FRIELINGHAUS 1998; HELBIG et al. 2002; KAISER et al. 2000).

Seit dem Niedertauen des Eises des Mecklenburger Vorstoßes (nach GÖRSDORF & KAISER (2001) ab etwa 14000 BP) können die Flächen der ebenen Grundmoränenplatten nördlich der Pommerschen Eisrandlage als Standorte betrachtet werden, die sich durch *relative geomorphodynamische Ruhe* auszeichnen.

Die Mehrzahl der in dieser Studie untersuchten Profile in Mecklenburg-Vorpommern sind Beispiele für ebensolche Standorte. Zwar bildeten sich auf den flachwelligen Grundmoränenplatten im Spätglazial mit äolischen Sanden verfüllte Sandkeile (geomorphodynamische Aktivitätsphase!), jedoch ist die Reliefwirksamkeit der damit verbundenen Prozesse (Deflation, Akkumulation) für die zu betrachtende Reliefeinheit der flachwelligen Grundmoränenplatte sehr gering.

Die Form der dort zwischen Decksand und Geschiebelehm vorkommenden Sandkeile (Bar 100, Bar 200 in Kap. 3.5.1.2, sowie weitere Beispiele aus HELBIG 1999a), die kein Umknicken in eine Richtung erkennen lässt, weist auf die relative geomorphodynamische Stabilität im Spätglazial hin, trotz der zweifelsfrei stattgefundenen periglazialer Überprägung.

In stärker reliefierten Randlagen der Grundmoränenplatten zeugen die dort vorkommenden Sandkeile durch ein hangabwärts gerichtetes Umknicken ihrer Schulterbereiche von para-autochthonen solifluidalen Umlagerungen und damit von einer zeitlich begrenzten geomorphodynamische Aktivitätsphase (HELBIG 1999a).

3.6.2 Standorte mit relativer geomorphodynamischer Aktivität

Standorte mit bevorzugter Neigung zur Sedimentakkumulation im jeweils betrachteten Zeitraum können als *Standorte mit relativer geomorphodynamischer Aktivität* bzw. als Akkumulationsstandorte bezeichnet werden. Die geomorphodynamische Aktivität wirkt sich *in hohem Maße reliefformend* aus.

Häufig wird an diesen Standorten die Pedogenese durch erneute Sedimentakkumulation unterbrochen, wodurch (begrabene) fossile Böden entstehen, die ehemalige Landoberflächen und damit Phasen relativer geomorphodynamischer Ruhe repräsentieren. Pedogenetische Prozesse beginnen dabei immer wieder, bedingt durch die erneute Sedimentakkumulation, auf mehr oder weniger frischem Ausgangsmaterial von neuem einen Boden auszubilden.

Typisch hierfür sind die Standorte des *Finowbodens* und dessen stratigraphische Äquivalente. Überwiegend dryas-III-zeitliche äolische Umlagerungsprozesse konservierten den Rest einer spätglazialen terrestrischen Bodenbildung unter Flugsand (BOGEN et al. i. Dr.; KAISER 2001; KAISER & KÜHN 1999).

Weitere Beispiele für Akkumulationsstandorte sind das Profil Len 4 in der Ueckermünder Heide (Kap. 3.5.3.2) und das Profil im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden (Kap. 5.2).

3.7 Der Decksand - ein glaziales, periglaziales und holozänes Phänomen?

Die Klärung der Decksandgenese ist kein Schwerpunkt dieser Studie, doch zeigte schon die Diskussion der Tiefenfunktion der Korngrößenverteilungen und geochemischen Befunde (Kap. 3.2, 3.3.4), dass es sich bei den untersuchten Böden um wenigstens Zweischichtprofile handelt. Deshalb ist für die pedogenetische Interpretation der untersuchten Böden die Decksandgenese nicht unerheblich, die zuletzt BUSSEMER (1994, 2002a, 2002b) und HELBIG (1999a) umfassend untersuchten und ausführlich diskutierten. Im Folgenden soll auf einzelne Aspekte aufmerksam gemacht werden, die bisher im Rahmen der Diskussion zur Decksandgenese nur randlich berührt oder gar nicht diskutiert wurden.

Allgemein akzeptiert ist eine überwiegend spätglaziale Entstehung des Decksandes im Jungmoränengebiet durch periglaziale solimixtive Prozesse (BUSSEMER 1994; HARTWICH 1981), die überwiegend mit einer entsprechenden spätglazialen Auftautiefe des Permafrostes im Zusammenhang stehen soll. Wobei unter der Auftauzone oder *active layer* die Schicht über dem Permafrost verstanden wird, die während des Sommers auftaut (BURN 1998).

Die Tiefe der spätglazialen Auftauzone kann aus rezenten Permafrostgebieten anhand der dort vorkommenden durchschnittlichen Auftautiefe abgeleitet werden: z. B. in der nördlichen Taiga Sibiriens bis etwa 50 cm (KRASNOSHCHEKOV et al. 2001), in Südostspitzbergen auf tonigen Substraten von 30-40 cm, auf sandigen Substraten von 70-80 cm (SEMEL 1969; STÄBLEIN 1970), aufgrund mikroklimatischer Bedingungen dort aber auch bis zu 130 cm (CHMAL et al. 1988), in Nordwest-Kanada bis zu 80 cm (MACKAY 1983).

Für die schematische Abgrenzung der Auftautiefe mag die mittlere Lufttemperatur (STÄBLEIN 1985), trotz der offensichtlich großen Variationsbreite innerhalb der ausgewiesenen Zonen (z.B. MIGALA 1993, KARTE 1979: 24f.), genügen. Da aber Hangexposition und -neigung, Vegetations- und Schneebedeckung und der Bodentyp die Auftautiefe ebenfalls maßgeblich beeinflussen (JAHN & WALKER 1983), sind unterschiedliche Decksandmächtigkeiten, wie z.B. in Abbildung 3.14 dargestellt, anhand einer möglichen Kombination dieser Ursachen zu erklären, ohne notwendige holozäne erosiv/akkumulative Prozesse als Erklärungsansatz nutzen zu müssen.

BOULTON & DENT (1974) zeigen jedoch im Gletschervorfeld des Breidamerjökull in Island, dass die oberen 4-5 dm eines *Lodgment-Tills* eine Merkmalsausprägung besitzen können, die den typischen Merkmalen des Decksandes ähnlich sind: erhöhter Schluffanteil, bröckelige Struktur, homogene Erscheinung, zumeist höheres Porenvolumen und eine niedrigere Lagerungsdichte als die des liegenden Tills. Deshalb kann eine ähnliche glaziale Vorprägung für die auf den Grundmoränen liegenden Decksande des Norddeutschen Tieflandes nicht ausgeschlossen werden.

Eine nachfolgende periglaziale Überprägung und/oder äolische Beeinflussung der Sedimente im Spätglazial zeigt HELBIG (1999a, b) anhand von *Sandkeilprofilen* und ist eindeutig auch bei den in Kapitel 3 behandelten Profilen M 10, Bar 100, Bar 200, Len 2, Len 4 festzustellen.

Die mikromorphologischen Ergebnisse der ohne Ausnahme im Decksand entwickelten Bv-Horizonte, zeigen ein durch Bioturbation geprägtes hohlraumreiches Gefüge (vgl. die mikromorphologische Beschreibung der Bv-Horizonte bei den jeweiligen Profilen). Diese Bioturbationsmerkmale legen nahe, dass zumindest im Holozän und möglicherweise auch in den Warmphasen des Spätglazials eine bioturbate Homogenisierung etwa der oberen 4-5 dm der untersuchten Böden stattfand.

Eine biomechanische Homogenisierung der oberen 4-5 dm kann durch über die Jahrtausende immer wieder auftretenden überwiegend holozänen Baumwürfe verursacht sein und wurde schon eingehend diskutiert (BEATTY & STONE 1986; BROWN 1977; LANGOHR 1993; PAWLUK & DUDAS 1982; RUSSOW & HEINRICH 2001; SCHAETZL et al. 1990; SHUBAYE-

VA & KARPACHEVSKIY 1983). Aber auch Bodenlebewesen besitzen, über längere Zeiträume betrachtet, eine nicht zu unterschätzende bioturbat-homogenisierende Kraft (Überblick bei BALEK 2002).

Schon innerhalb weniger Jahre können allein durch Regenwürmer kleine Artefakte von der Oberfläche bis zu 20 cm flächig in die Tiefe verlagert werden (ARMOUR-CHELU & ANDREWS 1994). Bestätigt werden diese experimentellen Ergebnisse durch Befunde zur Tiefenverteilung von ^{137}Cs in natürlichen Böden Schottlands, die eine komplette Homogenisierung der oberen 20-25 cm terrestrischer Böden durch Regenwürmer und Enchytraen innerhalb der letzten 30 Jahre nachweisen konnten, während in einem Torf nach Ablagerung des ^{137}Cs keine weitere signifikante Tiefenwanderung festgestellt wurde (TYLER et al. 2001).

In sandigen Böden unter Wald wurde eine Tiefenverlagerung von zentimetergroßen Artefakten bis zu einer Tiefe von etwa 50 cm innerhalb von 2000 Jahren nachgewiesen (PEACOCK & FANT 2002). Dabei begann sich eine Steinanreicherung bzw. eine Steinsohle in etwa 25 cm Tiefe auszubilden. Ebenso beschreibt LEIGH (1998) eine bis zu 50 cm reichende Tiefenverlagerung von Artefakten innerhalb der letzten 12000 Jahre in einem *cover sand* in Süd Carolina.

Die Tiefenverteilung der Artefakte scheint dabei jeweils in engem Zusammenhang mit der Hauptdurchwurzelungszone zu stehen, die bei etwa 50 cm liegt, und mit der Tiefe der Hauptdurchwurzelungszone von etwa 50 cm bei den untersuchten Standorten in Mecklenburg-Vorpommern übereinstimmt. Deshalb ist eine Steinanreicherung an der Untergrenze des Decksandes nicht ausschließlich auf den Prozess der Perstruktion zurückzuführen, wie z.B. von KOPP et al. (1969) angenommen wurde.

Da Decksande auf hydromorphen und von Grundwasser beeinflussten Standorten nur sehr geringmächtig ausgebildet sind oder dort nicht vorkommen (HARTWICH 1981, HELBIG 1999a), könnte die Ursache dafür in der standortsbedingten geringeren Beeinflussung durch Bioturbation im Vergleich zu weniger wassergeprägten Standorten liegen, würde eine rein bioturbate Decksandgenese angenommen.

Zu beachten bleibt dennoch, dass in rezenten Periglazialgebieten an schlecht drainierten Standorten die Auftauzone wesentlich geringmächtiger ist, als an gut drainierten Standorten (PÉWÉ 1988). Dadurch ließen sich ebenfalls geringere Decksandmächtigkeiten an stark hydromorph beeinflussten Standorten erklären.

Die von HELBIG (1999a, b) angenommene Hauptprägung des Decksandes durch eine im Holozän stattgefundenene Tonverlagerung, kann aufgrund der eigenen pedogenetischen Ergebnisse nicht bestätigt werden (Kap. 3.5).

Der von SCHRÖDER & SCHNEIDER (1996) angenommenen Aufwehung von hohen Anteilen des Decksandes widerspricht dessen in der Regel schlechte Sortierung (So nach TRASK (1932) meist $>1,7$ und $<2,0$), die bei überwiegend periglazial-äolischer Entstehung wesentlich besser sein müsste. Die äolische Verfüllung der Sandkeile zeigt die unterschiedlichen Sedimentcharakteristika eines äolischen Sedimentes im Vergleich zum Decksand besonders gut an (HELBIG 1999a, b; KÜHN 2001b, KÜHN i. Dr.; Anhang-Tabelle 4).

Für die Genese der untersuchten Decksande im Jüngsten Jungmoränengebiet Mecklenburg-Vorpommerns lässt sich damit folgendes Prozessgefüge vorstellen: (I) Prägung durch glaziale Prozesse (Tillfazies entscheidend), (II) Prägung durch periglaziale solimixtive Prozesse, (III) Prägung durch Bioturbation und (IV) Prägung durch Tonverlagerung.

Hierbei können (II)-(IV) im Spätglazial in wechselnder Reihenfolge oder auch gleichzeitig aufgetreten sein. Wobei jedoch (I) weniger sedimentprägend war und (II) vor allem in der Dryas III zur Decksandbildung beitrug.

Dies lässt sich beispielsweise an Profilen aus Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg zeigen, in denen im Liegenden von Flugsanden der *Finowboden* auftritt (vgl.

Kap. 3.5.3.1). Der *Finowboden* besitzt in der Regel eine Mächtigkeit von etwa 15-20 cm in Brandenburg (BUSSEMER 1998; SCHLAAK 1993, 1998) und 10-15 cm in Mecklenburg-Vorpommern (BOGEN et al. i. Dr.; KAISER & KÜHN 1999; KÜHN 2001a; LORENZ 2002).

Der *Finowboden* selbst ist in Brandenburg in einem decksandähnlichen Sediment bzw. in einem Decksand entwickelt, deren Mächtigkeit selten 20 cm übersteigt (BUSSEMER 1998; SCHLAAK 1993, 1998). In Mecklenburg Vorpommern wurde bisher diese stratigraphische Verbundenheit nicht nachgewiesen, da sich der *Finowboden* hier offensichtlich in den liegenden glazifluvialen Sedimenten bildete.

Damit ist anhand der brandenburgischen Profile nur von einer initialen Decksandbildung vor dem Alleröd auszugehen (BUSSEMER 1998). Deshalb ist anzunehmen, dass vor der Dryas III die periglaziale Überformung der Sedimente durch solimixtive Prozesse kaum eine Tiefe von 20 cm erreichte. Die Hauptbildungsphase des Decksandes wäre damit in die Dryas III einzuordnen.

Die bisher vorliegenden Lumineszenz-Alter aus einem Profil weisen auf ein spätglaziales Alter der Decksande hin: Profil Burow: (TL) $13,4 \pm 1,0$ ka, OSL $9,3 \pm 1,6$ ka aus BUSSEMER (1998) und KUHN (2000). Ob es sich bei dem OSL-Alter von $14,2 \pm 1,0$ ka der Probe UM 18 aus Profil Len 4 tatsächlich um das Alter des Decksandes handelt, bleibt fraglich (vgl. Kap. 3.5.3).

Ohne dabei die oben genannten Einschränkungen außer Acht zu lassen, wirkten im Holozän die Prozesse (III)-(IV) sediment(-über-)prägend.

Das immer wieder auftretende linsenförmig plattige Gefüge (*lenticular platy structure*) in einer Tiefe über 60 cm bestätigt einerseits die spätglazial periglaziale Prägung (Kap. 6.1), andererseits weist dessen Nichtvorhandensein oberhalb von 60 cm auf eine holozäne bioturbate Homogenisierung des Substrates hin.

Somit kann die These von HELBIG (1998: 50), dass der Decksand in Vorpommern vor allem ein Produkt der holozänen Bodenentwicklung sei, nicht vollständig zugestimmt werden. Zusätzlich ist im Gegensatz zu HELBIG (1998), unabhängig von der Tonverlagerung, die Schichtgrenze Decksand/Geschiebelehm zwischen Bv- und Ael-Horizonten festzustellen (vgl. Kap. 3.1; Körnungsquotienten in Anhang-Tabelle 4).

Trotz der derzeit aktuellen Diskussion über das dryas-III-zeitliche Alter der Hauptlage der Mittelgebirge (z.B. VÖLKEL & LEOPOLD 2001; SEMMEL 2002a, 2002b) liegt eine Parallelisierung des Decksandes mit der Hauptlage nahe. Besonders, da SEMMEL (1980) in Polen auf weichseleiszeitlichen Sedimenten anhand schwermineralogischer Analysen der Schlufffraktion den Einfluss der Laacher See-Tephra im Decksand nachweisen konnte.

Dass Laacher See-Tephra auch in Nordostdeutschland abgelagert wurde, steht außer Zweifel (z.B. DE KLERK et al. 2001a; MÜLLER 1965; VAN DEN BOGAARD & SCHMINCKE 1985). Die Schwierigkeit des Nachweises im Decksand besteht jedoch darin, dass anscheinend erst die Schwermineralanalyse an der Grobschlufffraktion zu einer Differenzierung Decksand/Hauptlage mit dem Liegenden führt (SEMMEL 1980). Die Mehrzahl der schwermineralogischen Untersuchungen wird jedoch an der Feinsandfraktion durchgeführt.

Trotz der ähnlichen Merkmalscharakteristik ist eine stratigraphische Parallelisierung der Hauptlage mit dem Decksand zunächst mit Vorsicht zu beurteilen, da einerseits ausreichend exakte Datierungen fehlen und nach ALTERMANN (1998) vor allem Mineralbestandteile der Laacher See-Tephra auf die dryas-III-zeitliche Überprägung hinweisen, die bisher im Decksand nicht eindeutig nachgewiesen wurden.

Dasselbe Problem besteht unter anderem auch bei der chronostratigraphischen Einordnung der Hauptlage in Süddeutschland und in der Schweiz, obwohl KÖSEL (1996) und MAILÄNDER & VEIT (2001) eine dryas-III-zeitliche Entstehung der Hauptlage präferieren.

3.8 Pedogenetische Prozessfolge

3.8.1 Entkalkung

Der Bodenwasserhaushalt, der CO₂-Partialdruck in der Bodenluft und die zur Einstellung der Gleichgewichte notwendige Zeit (CO₂-Gehalte in Bodenwasser/-luft), der pH-Wert und der Jahresniederschlag minus Evapotranspiration (= effektiver Niederschlag) sind für die Entkalkung und Entkalkungsraten bedeutende Wirkungsfaktoren.

Nach MIOTKE (1974) überdecken Korngröße, Porenvolumen und Wassersättigung den Einfluss des Klimas und der örtlichen Vegetationsart zumeist klar. Nach EGLI & FITZE (2001) besitzt der Bodenwasserhaushalt und damit der Niederschlag ebenso einen größeren Einfluss auf die Carbonat-Lösungsraten als die Temperatur.

Der CO₂-Partialdruck im Boden, der von der Aktivität der Organismen gesteuert wird, ist wohl der bedeutendste Wirkungsfaktor der Entkalkung, trotz des bekanntlich höheren Kalk-Lösungsvermögens von kaltem im Vergleich zum warmen Wasser (ALAILY 1996; GERSTENHAUER 1972; MIOTKE 1974; VAN BREEMEN & PROTZ 1988). Durch die Atmung von Mikroorganismen und Pflanzenwurzeln beträgt der CO₂-Partialdruck in der Bodenatmosphäre häufig zwischen 0,1-1 kPa (VAN BREEMEN & BUURMAN 1998). Für diese CO₂-Partialdrücke rangiert daher bei 25°C die Carbonatlöslichkeit etwa zwischen 72 und 165 mg CaCO₃/l (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 2001: 42). Da die CO₂-Produktion starken jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen ist, können jedoch auch weitaus höhere Werte erreicht werden.

Tonige Substrate neigen im Gegensatz zu sandigen Substraten in allen Klimaten zu höheren CO₂-Gehalten in der Bodenatmosphäre (MIOTKE 1974). Nach EGLI & FITZE (2001) besitzen dabei Böden mit kleineren Korngrößen eine höhere Carbonatlösungsrate (2,2-3,0 mol m⁻² a⁻¹) als Böden mit größeren Korngrößen (1,7-2,2 mol m⁻² a⁻¹).

Bei Bodengefrorenis wird die CO₂-Produktion im gefrorenen Bereich weitgehend unterbrochen. Durch den gefrorenen Boden entweicht nur noch wenig CO₂ in die Atmosphäre. Trotz der eingeschränkten bzw. teilweise unterbrochenen Tätigkeit von Mikroorganismen (Bakterien und Pilze) ist bei saisonaler Bodengefrorenis oder Permafrost eine Erhöhung des CO₂-Partialdrucks im nicht gefrorenen Liegenden anzunehmen.

Aus Spitzbergen, West-Grönland und Nord-Kanada sind starke Sekundärcarbonatanreicherungen überwiegend an der Unterseite von Steinen sowie Krustenbildungen (*Calcretes*) beschrieben, deren Entstehung auf starke Evaporation zurückgeführt wird (BUNTING & CHRISTENSEN 1980; SLETTEN 1988; SWETT 1974). Aber selbst unter kalten klimatischen Bedingungen im hochpolaren Nordwestspitzbergen sind Entkalkung und Sekundärcarbonatanreicherung möglich. A- und B-Horizonte sind dort in der Regel entkalkt, während C-Horizonte Sekundärcarbonatanreicherungen enthalten, die überwiegend aus Entkalkung des hangenden Materials stammen (EBERLE 1994: 52f.).

3.8.2 Spätglaziale Carbonat-Lösungsraten im Jüngsten Jungmoränengebiet

Zur Rekonstruktion spätglazialer Carbonat-Lösungsraten ist aus den in Kap. 3.8.1 vorgestellten Befunden abzuleiten, dass sich aus dem Niederschlag in Zusammenhang mit der Temperatur Lösungsraten berechnen lassen. Paläo-Niederschlagsrekonstruktionen liegen bisher vorwiegend für das Holozän vor (z.B. GLASER 2001, GUIOT et al. 1993, WATSON & LUCKMAN 2001, YADAV & PARK 2000), für das Hochglazial (KAGEYAMA et al. 2001) oder den Übergang Dryas III/Holozän (MAGNY et al. 2001), nicht jedoch für das gesamte Spätglazial.

Für das Spätglazial liegen aus Proxy-Daten rekonstruierte Temperaturwerte vor (z.B. COOPE et al. 1998; HAMMARLUND & BUCHARDT 1996; KASSE et al. 1998; RENSSSEN & ISARIN 1998), die ohne entsprechende Niederschlagswerte für die Beurteilung von Entkalkungsraten nur eine mittelbare Bedeutung besitzen.

Die rezente durchschnittliche Entkalkungstiefe nicht erodierter Standorte auf den Grundmoränenplatten beträgt nach SCHMIDT (1982), HELBIG (1999a) und eigenen Untersuchungen etwa 120-180 cm.

Für das Jüngste Jungmoränengebiet in Mecklenburg-Vorpommern ist anzunehmen, dass nach dem Abbau des Eises des Mecklenburger Vorstoßes innerhalb von etwa 4000 Jahren (GÖRSDORF & KAISER 2001) bis zum Beginn des Holozäns Entkalkung stattfand. Diese geschah einerseits unter stadialen periglazialen klimatischen Bedingungen, andererseits teilweise unter wärmeren klimatischen Bedingungen im Vergleich zu heute (COOPE et al. 1998). Obwohl KOWALKOWSKI (1990) für das Jungmoränengebiet in Polen schon im Spätglazial eine Entkalkungstiefe von bis zu 180 cm nennt, lassen sich jedoch mit Sicherheit dazu keine Aussagen treffen.

Für die Standorte auf den Grundmoränenplatten Mecklenburg Vorpommerns läßt sich nach der Vorgehensweise VAN BREEMEN & PROTZ (1988) folgende Entkalkungsrate abschätzen: Der durchschnittliche Ausgangscarbonatgehalt betrug etwa 10-15% im Geschiebemergel, bei einer durchschnittlichen Lagerungsdichte von 1,6-1,7 kg m⁻³ (hierbei dient der Rt-Wert der Bt-Horizonte als Schätzwert für den Geschiebemergel). Bei 15% Carbonat in einer 1 cm mächtigen Schicht sind $1,7 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3} \times 15\% = 2,55 \times 10^6 \text{ kg km}^{-2}$ vorhanden. Wird eine Carbonatlösungsrate von $24 \times 10^3 \text{ kg km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ angenommen, ergibt sich bei einem Carbonatgehalt von 15% eine Entkalkungsrate von etwa 106 Jahren für 1 cm Geschiebemergel. Damit ergäbe sich eine Entkalkungstiefe von etwa 50 cm für etwa 5300 Jahre bzw. etwa 37 cm für 4000 Jahre im Spätglazial.

In Tabelle 3.7 sind Beispiele für die Tiefenfunktion der Entkalkung für unterschiedliche Carbonatgehalte, Lagerungsdichten und Lösungsraten berechnet. Für die Berechnung wurden als Carbonatlösungsraten die niedrigsten von VAN BREEMEN & PROTZ (1988) ermittelten Raten übernommen.

Tab. 3.7: CaCO₃-Lösungsraten bei verschiedenem Carbonatgehalt und unterschiedlicher Lagerungsdichte (Rt)

Ausgangs-CaCO ₃ -Gehalt: 15 %					
Rt	kg m ⁻³	$1,7 \times 10^3$	$1,7 \times 10^3$	$1,6 \times 10^3$	$1,6 \times 10^3$
Gehalt CaCO ₃ /cm	kg km ⁻²	$2,55 \times 10^6$	$2,55 \times 10^6$	$2,4 \times 10^6$	$2,4 \times 10^6$
Lösungsrate**	kg km ⁻² a ⁻¹	24×10^3	33×10^3	24×10^3	33×10^3
1 cm gelöst in Jahren		106	77	100	73
50 cm gelöst in Jahren		5313	3864	5000	3636
Ausgangs-CaCO ₃ -Gehalt: 10 %					
Rt	kg m ⁻³	$1,7 \times 10^3$	$1,7 \times 10^3$	$1,6 \times 10^3$	$1,6 \times 10^3$
CaCO ₃ cm ⁻¹	kg km ⁻²	$1,7 \times 10^6$	$1,7 \times 10^6$	$1,6 \times 10^6$	$1,6 \times 10^6$
Lösungsrate**	kg km ⁻² a ⁻¹	24×10^3	33×10^3	24×10^3	33×10^3
1 cm gelöst in Jahren		71	52	67	48
50 cm gelöst in Jahren		3542	2576	3333	2424

* Durchschnittswerte aus SCHRÖDER & SCHNEIDER (1996) für Bt-Horizonte aus dem Darguner Raum (M 9-M 15)

** Beispiel für Jahresdurchschnittstemperatur: -5,5°C; Jahresniederschlag: 600 mm, Vegetation: Fichte, Flechten; Schwankungsbreite der Lösungsrate von 24×10^3 bis $33 \times 10^3 \text{ kg km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (Küste, Hudson Bay aus VAN BREEMEN & PROTZ 1988)

Die in Tabelle 3.7 berechneten Werte besitzen nur einen orientierenden Charakter, da der Entkalkungsgeschwindigkeit dabei ein linearer Verlauf unterstellt wird. Es ist jedoch anzunehmen, dass die Entkalkungsgeschwindigkeit nicht linear, sondern nach Ablagerung des Sedimentes zunächst schnell verläuft und erst mit zunehmender Zeit immer langsamer wird (CROCKER & MAJOR 1955; OLSON 1958).

Auch sind die besonderen hygrischen Verhältnisse nicht berücksichtigt, die in den Stadien des Weichselspätglazials geherrscht haben dürften. In rezenten Periglazialgebieten liegt in der Auftauzone, selbst unter extrem kontinentalen Bedingungen Ostsibiriens, eine starke sommerliche Bodendurchfeuchtung vor (HAASE 1978: 149). Temperaturmessungen in der *active layer* in Nord-Alaska ergaben einen Temperaturanstieg um 4°C innerhalb einer Stunde, wobei die Auftauphase der *active layer* 1-2 Wochen beträgt (HINKEL et al. 1997). Dies ist sowohl für den täglichen und jährlichen Rhythmus, ebenso wie für das Austauen der Bodengefrorenis zu Beginn der Interstadiale entscheidend, da sich dadurch schnell bessere Bedingungen für ein Tiefergreifen der Pedogenese ergeben.

Das Vorkommen von gebleichten gelben Permafrostböden (*pale yellow permafrost soils*) in Zentral-Jakutien bestätigt die Möglichkeit der Entkalkung unter hochkontinentalen kalt-trockenen klimatischen Bedingungen mit langen strengen schneearmen Wintern und trockenen heißen Sommern. Die sommerliche Auftauzone erreicht dort eine Tiefe von etwa 100 cm, von denen etwa die oberen 50 cm entkalkt sind (MOROZOVA 1965).

Weiter trägt zur beschleunigten Entkalkung die Produktion von Nitrat durch Cyanobakterien (MARION & MILLER 1982) und von organischen Säuren durch Flechten (DAWSON et al. 1984) bei. An der Untergrenze der Auftauzone findet eine Anreicherung von lebensfähigen Mikroorganismen statt, die sich noch bei einer Temperatur von bis zu mindestens -10°C vermehren (GILICHINSKY & WAGENER 1995). Bei Erwärmung oder gar dem Austauen des Permafrostes im Spätglazial ist mit einer mehrere Jahrzehnte andauernden erhöhten Methan- und CO₂-Freigabe (AMUNDSON 2001; TRUMBORE et al. 1996) und durch die steigende mikrobielle Aktivität schon vor der Wiederbewaldung eine erhöhte CO₂-Produktion im Spätglazial zu rechnen gewesen. Auf die aktuelle Problematik der Erhöhung der Treibhausgaskonzentration durch austauenden Permafrost sei hier nur hingewiesen (PEARCE 1989).

Die erhöhte Verfügbarkeit und Produktion von CO₂ beim Austauen des Permafrostes und eine dauernde Durchfeuchtung des Sedimentes/Bodens während der Tauphasen lassen ein erhöhtes Carbonatlösungsvermögen zumindest in den Wärmephasen des Spätglazials sehr wahrscheinlich erscheinen.

Da sich trotz bestehender Korrelations-Unsicherheiten, die im Dekadenbereich liegen, die spätglazialen Stadal-/Interstadial-Übergänge überregional innerhalb weniger Jahrzehnte vollzogen haben (BERNER & STREIF 2000; BRAUER et al. 2000, 2001; KAISER 1993; LITT et al. 2001; WALKER 2001), ist anzunehmen, dass sich auch die Voraussetzungen für eine weitergehende Pedogenese im Übergang zu den Wärmephasen innerhalb weniger Jahre bzw. Jahrzehnte verbesserten.

Die Rekonstruktion der spätglazialen Paläoumweltbedingungen an der Lokalität Reinberg (Vorpommern) zeigt den Eintrag carbonatfreien Hangwassers in das Reinberg-Becken (DE KLERK et al. 2001a). Anhand dessen nimmt DE KLERK (2001) an, dass schon im „Meiendorf/Bölling“ im Einzugsbereich dieses Solls Böden vorkamen, deren Sickerwasserbereich (!) entkalkt war.

Dies lässt darauf schließen, dass mehrere Dezimeter Entkalkungstiefe auf den erosionsstabilen Standorten der Grundmoränenplatten schon früh im Spätglazial erreicht wurden. Eine Wiederbewaldung durch Birken/Kiefern im Alleröd hat mit Sicherheit die Entkalkungsraten beschleunigt, da vor allem unter Kiefern Schnee länger liegen bleibt und da-

durch eine längere Durchfeuchtungsphase der Böden anzunehmen ist (LULL & RUSHMORE 1961).

Die Schwierigkeit bei der Ermittlung verlässlicher Entkalkungsraten liegt letztendlich, neben den gezeigten unbekanntem Größen, vor allem aber in der Bestimmung bzw. den unterschiedlichen Berechnungsmöglichkeiten der Sickerwassermengen begründet. Diese führen je nach angewandter Methode zu stark voneinander abweichenden Ergebnissen (MEYER & TESMER 2000) und damit auch zu einer sehr unterschiedlichen Abschätzung der Entkalkungsraten.

Nicht die Niederschlagsmenge ist jedoch entscheidend für die Entkalkungsrate, sondern die Sickerwassermenge. Das Sickerwasser befindet sich dabei vom subarktischen bis temperaten Milieu nahezu immer im Lösungsgleichgewicht mit Carbonat bzw. Dolomit (EGLI & FITZE 2001; VAN BREEMEN & PROTZ 1988). Zudem existieren bislang keine Untersuchungen darüber, welche Sickerwassermengen während des Abtauzeitraumes des Inlandeises zur Verfügung standen, obwohl diese nicht unerheblich gewesen sein dürften.

3.8.3 Tonverlagerung in carbonathaltigem Milieu

Es ist allgemein akzeptiert, dass Tonverlagerung, bei überwiegender Verlagerung von Feinton, in den humiden Mittelbreiten in nicht natriumgesättigten Böden im pH-Bereich zwischen 6,5-4,5 stattfindet, da bei einem pH > 6,5 Ca²⁺-Ionen und ab einem pH-Wert von etwa 4,5 Al³⁺-Ionen zum Ausflocken des Tons führen (z.B. BIRKELAND 1999; BLUME 1961, 1964; VAN BREEMEN & BUURMAN 1998; REUTER 1962; SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1998).

Doch auch vor Entkalkung des Sedimentes kann Tonverlagerung stattfinden, obgleich mit GOSS et al. (1973) anzunehmen ist, dass ein gut ausgebildeter Bt-Horizont erst nach Entkalkung entsteht.

In einem sonst kalkfreien fBtv-Horizont vorkommende, auf Toncutanen sitzende Carbonat-Ton-Cutane zeigen, dass gleichzeitige Ton- und Carbonatverlagerung **aus** einem hangenden carbonathaltigen Kolluvium über mindestens 80 cm entlang von Makroporen stattfinden kann (KÜHN 2001a; KÜHN i. Dr. b). Es ist anzunehmen, dass dieser Prozess mit der Entstehung dieses Kolluviums zeitlich eng verknüpft ist. Dabei ist von einer Wasser-sättigung des Substrates auszugehen, die in Makroporen eine gemeinsame Verlagerung von Ton in Suspension und CaCO₃ in Lösung entlang dieser Poren ermöglicht (GILE 1970). Diesen Prozess nahmen PREECE et al. (1995) bei der Entstehung von *micritic dusty clay coatings* (Toncutane mit mikritischem Carbonat) an. Bei oder kurz nach der Umlagerung carbonatreicher lehmiger Sedimente im Spätglazial sollen diese Cutane durch kurzstreckige vertikale Verlagerung von Feinmaterial entstanden sein.

GOSS et al. (1973) bestätigten bei Vorhandensein entsprechender Wasserleitbahnen (Grob-, bzw. Makroporen) experimentell eine Verlagerung von Ton in und aus carbonathaltigem Sediment (*clay loam*) über mehr als 200 cm. Mit Abnahme des Anteils an Makroporen mit zunehmender Tiefe war im Experiment zwischen 23-61 cm eine verstärkte Tonanreicherung festzustellen. Ohne Makroporen fand kaum eine Tiefenverlagerung von Ton statt.

Ton kann damit schon vor der Entkalkung des Sedimentes verlagert werden, wenn genügend Wasser und entsprechende Leitbahnen zur Verfügung stehen. Dieser Ton muss jedoch schon im Sediment geogen vorliegen und durch Infiltrationswasser mobilisierbar sein. Nicht geklärt ist dabei, wie eine nachfolgende Entkalkung sich auf die mikromorphologische Erscheinung des zurückbleibenden Tons auswirkt.

3.8.4 Tonverlagerung nach Entkalkung

Offen bleibt, wie viel Feinsubstanz beim Niedertauen des Inlandeiskörpers im Pleniglazial und beim Austauen des Permafrostes in Suspension mit dem Sickerwasser vertikal verlagert wurde und damit zur Entkalkung der Sedimente beitrug.

Wenn nicht, wie in Kap. 3.8.3 gezeigt, schon vor der Entkalkung des Sedimentes Ton verlagert wurde, ist nach dessen Entkalkung eine sofortige Tonverlagerung vorhandenen Tons anzunehmen (BLUME 1961; BLUME & SCHWERTMANN 1969).

Im nordostdeutschen Jungmoränengebiet ist nach der Entkalkung eine „schnelle“ vertikale Verlagerung des Tons durch das schon vorhandene Porenvolumen aufgrund des hohen Sandgehaltes der Geschiebemergel (meist > 50%) und Decksande (> 50-60%) möglich (vgl. Anhang-Tab. 4). Im Untersuchungsraum in Mecklenburg-Vorpommern besitzen die Geschiebemergel mit einem CaCO_3 -Gehalt von 10-15% nach deren Entkalkung einen Tongehalt von etwa 15% in der Feinerde (< 2 mm). Schon dadurch ist ein ausreichendes Potenzial an verlagerbarem Ton vorhanden.

Wie von STEPHAN (2000) beschrieben, kann unter diesen Voraussetzungen der im Sediment vorhandene Ton sofort nach der Entkalkung entlang des vorliegenden Porenraums verlagert werden. Es muß deshalb nicht erst eine Wanderung des Tons durch die Matrix hin zu den Grobporen angenommen werden, um zu einer Horizontdifferenzierung durch Lessivierung zu gelangen, wie dies für feinkörnigere Sedimente wie Löss der Fall ist (STEPHAN 2000). Schon FIEDLER & REISSIG (1964: 472) wiesen darauf hin, dass pleistozäne Sedimente 10-30% Ton enthalten können und teilweise die für eine Tonverlagerung erforderliche Durchlässigkeit besitzen. Auch BLUME (1961: 97) merkte an, dass das Ausmaß der Tonverlagerung weniger eine Funktion der Zeit sei, sondern im wesentlichen eine Funktion der Entkalkungstiefe und der Hohlraumverteilung.

Dass bei geeigneten Voraussetzungen in entkalktem Substrat innerhalb sehr kurzer Zeit Tonverlagerung ablaufen kann, zeigt der Nachweis von Lessivierung innerhalb von vier Jahrzehnten in Lysimeter-Böden Süd-Kaliforniens unter Kiefern (*Pinus coulteri* B.Don) mit Al-Horizonten von ~1 cm und Bt-Horizonten von etwa ~20 cm (GRAHAM & WOOD 1991; Jahrestemperatur 14,4°C, 678 mm Jahresniederschlag). In Iowa entwickelten sich innerhalb von 100 Jahren Al- und Bt-Horizonte (HALLBERG et al. 1977) bei einer mittleren Jahrestemperatur von 9,7°C, und 810 mm Jahresniederschlag (Station: Des Moines).

Die vorgestellten Beispiele zeigen, dass sich nach der Entkalkung des Ausgangssubstrates schon deutliche Tonverlagerungsmerkmale innerhalb weniger Jahrzehnte ausbilden können. Im Zusammenhang mit den in den vorherigen Kapiteln diskutierten Eigenschaften scheinen dann für eine schnelle Tonverlagerung folgende Parameter entscheidend zu sein: Gehalt an potenziell verlagerbarem Ton, Porengrößenverteilung bzw. Anteil kontinuierlichen Poren und die Sickerwasserraten.

3.9 Einfaches Modell zur Lessivégenese

Trotz der nur geringen Anzahl physikalischer Altersbestimmungen, die für die Beantwortung der vorliegenden Fragestellung der spätglazial/holozänen Lessivégenese verwendbar sind, kann auf Grundlage der in den Kapiteln 3.1–3.8 dargestellten Befunde und Schlussfolgerungen dennoch ein einfaches Modell zur Pedogenese für die geomorphodynamisch relativ stabilen Standorte (Kap. 3.6.1) der Grundmoränenplatten vorgelegt werden.

Einige Gegebenheiten sind dafür vorauszusetzen bzw. noch zu diskutieren. Nach HELBIG (1999a: 52) „...muß die periglaziäre Prägung zumindest der GDS der Grundmoränenplatten in Vorpommern schon in der frühen spätglazialen Periglazialphase begonnen haben.“

Die gut durch OSL-Daten und teilweise durch archäologische Befunde abgesicherten Alter der Profile aus der Ueckermünder Heide (MBF 9 und Len 4) zeigen, dass zu Beginn der Dryas III der Decksand kaum (~20 cm) oder gar nicht ausgebildet war. Auch ein neuer Fundplatz des *Finowbodens* im südlich der Pommerschen Eisrandlage anschließenden Sander am Südufer des Krakower Sees (Mecklenburg), zeigen ein spätglaziales decksandartiges Sediment mit einer Mächtigkeit von 10-20 cm, das von dryas-III-zeitlichen und wahrscheinlich holozänen Flugsanden überdeckt ist (LORENZ 2002; LORENZ et al. 2002; vgl. Kap. 3.5.3.1).

Auch wenn diese Profile nicht auf Grundmoränenplatten liegen, kann nicht von einer gleichzeitig tieferen Decksandentwicklung auf den Grundmoränenplatten ausgegangen werden. Deshalb ist von einer dryas-III-zeitlichen Hauptbildungsphase des Decksandes in Vorpommern auszugehen.

Nach ISARIN (1997) und ISARIN & RENNSSEN (1999) kann für Mecklenburg-Vorpommern in der Dryas III bei einer Jahresdurchschnittstemperatur von $-8^{\circ}\text{C}/-4^{\circ}\text{C}$, mit Minima von -15° bis -25°C im kältesten Monat und mit Maxima von $10-12^{\circ}\text{C}$ im wärmsten Monat, diskontinuierlicher Permafrost angenommen werden.

Während BRAUER et al. (1999) eine trockene kalte Phase zu Beginn der Dryas III postulieren, schlagen ISARIN et al. (1998), LEMDAHL (1991) und BERGLUND et al. (1994) für NW- und Zentraleuropa eine Unterteilung der Dryas III (Jüngerer Dryas) in eine sehr kalte feuchtere und eine wärmere relativ trockene zweite Phase vor. Der Befund von DE KLERK (2002), dass gegen Ende der Dryas III (*Open vegetation phase III* nach DE KLERK 2002) in Vorpommern eine wesentlich offenere Vegetationsdecke verbreitet war als weiter im Süden, kann auch als Trockniszeiger interpretiert werden und muss nicht gegen eine wärmere zweite Phase der Dryas III sprechen.

Auch wenn der genaue Zeitraum der Sandkeilgenese noch nicht geklärt ist (Kap. 3.5.1.2.3), kann angenommen werden, dass zumindest die untersuchten Sandkeile Bar 100 und Bar 200 in der Dryas III entstanden sind. Dies begründet sich mit dem Vorhandensein von Bt-Schmitzen mit Toncutanbruchstücken in den Sandkeilfüllungen, von Toncutanbruchstücken in Sandkeilfüllungen und plattig-linsenförmigen Aggregate (Kap. 3.5.1.2). Diese Toncutanbruchstücke als Merkmale vorhergehender Lessivierung sind erst durch die periglaziale Überprägung entstanden. Dieser vorhergehenden Lessivierungsphase ist deshalb einige Zeit einzuräumen, um eine Entwicklungstiefe der Lessivés von bis zu 70 cm zu erreichen.

Aufgrund dieses pedostratigraphischen Zusammenhangs kann davon ausgegangen werden, dass diese Sandkeile nicht zu einer frühen spätglazial-periglazialen Bildungsphase gehören, wie dies bei anderen von HELBIG (1999a, 1999b) beschriebenen Sandkeilen durchaus möglich sein kann. Der geeignete Zeitraum für die Sandkeilgenese (Aufreißen der Keile und äolische Verfüllung) wäre die erste sehr kalte Phase in der Dryas III. Äolische Sedimentumlagerungen und Dünenbildung in der Dryas III sind für Vorpommern

und das norddeutsche Tiefland belegt (BOGEN et al. i. Vorb.; BÖSE 1991; KAISER 2001; Kap. 3.5.3).

In einem Modell wird nachfolgend an einer Lessivé-Braunerde mit Sandkeil eine mögliche Folge bodenbildender Prozesse einschließlich deren periglaziärer Überprägung für Lessivés auf den Grundmoränenplatten in Mecklenburg-Vorpommern dargestellt.

Vor Zeitschnitt (1) im Modell zur Lessivégenese (Abb. 3.23) fand Entkalkung und Tonverlagerung statt, so wie dies im vorherigen Kapitel 3.8 dargestellt und diskutiert wurde. Eine geringmächtige Decksandbildung bis zu etwa 20 cm Tiefe ist wahrscheinlich (s.o. und Kap. 3.7).

Zum Ende des Alleröds (1) darf auf den geomorphodynamisch stabilen Standorten der Grundmoränenplatten (Kap. 3.6) Mecklenburg-Vorpommerns eine Tiefenentwicklung der Lessivés von bis zu 70 cm angenommen werden. Dies ist überwiegend aus der Tiefenverteilung der reinen gelbbraunen Toncutanbruchstücke in Verbindung mit periglazial entstanden Gefügemerkmalen (Kap. 3.5.2) und der Mächtigkeit des fossilen Lessivés in Profil Len 4 abzuleiten (Kap. 3.5.3.3). Es kann auch angenommen werden, dass schon vor dem Alleröd in spätglazialen Kaltphasen Segregationseisbildung zur Formung von plattigem Gefüge geführt hat, deren Merkmale noch erhalten sein müssten (vgl. auch entsprechendes Gefüge in Profil Len 4; Tafel 8: 7).

Mit der starken Temperaturverringerung in der Dryas III entstanden durch Frostschwund polygonale Risse, die in vertikaler Erstreckung keilförmig waren. Durch das Aufreißen der Polygone bzw. Keile dürften in die entstandenen keilförmigen Hohlformen Boden-Aggregate bzw. Bt-Schmitzen gefallen sein. Diese Keile wurden im gleichen Zeitraum mit Flugsand verfüllt, da sie sonst beim nächsten Tauprozess durch Quellung des Bodens wieder verschwunden wären (Zeitschnitt 2 in Abb. 3.23). Dass diese Phase gleichzeitig auch feucht war, ist kein Hinderungsgrund für einen starken äolischen Transport, da zurzeit nicht geklärt ist, wie die damalige jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge war.

Im weiteren Verlauf der Dryas III wurde der Decksand durch Frost-Tau-Wechsel in Verbindung mit Permafrost gebildet (Zeitschnitt 3 in Abb. 3.23). Bodenvermischende bzw. solimixtive Prozesse führten zu einer Homogenisierung des Bodens bis in eine Tiefe von 50–60 cm. Zeitweilig größere Auftautiefen führten zu glockenförmigen bzw. kesselartigen Sandkeilbildungen, wie sie von HELBIG (1999a) beschrieben wurden.

Die Permafrosttafel war der Bereich der stärksten Ausbildung von Segregationseis (vgl. Kap. 6.1). Dadurch wurden Bt-Aggregate aus dem Bt-Horizont gelöst und durch zahlreiche weitere Tau-Frost-Wechsel aufgrund der geringen Neigung über kurze Entfernungen (para-authochton) transportiert. Toncutanbruchstücke in den Bt-Schmitzen bezeugen noch heute das Vorhandensein von spätglazialen Lessivierungsmerkmalen. Lag ein mehrere Grad betragendes Gefälle vor, wurden die Schulterbereiche der Sandkeile hangabwärts umgebogen (HELBIG 1999a). Durch solimixtive Prozesse wurden einige der Bt-Schmitzen, die ein Charakteristikum der Ael+Bt-Horizonte sind, auch über die Sandkeile bewegt, die sonst keinerlei Störungen aufweisen.

Nach dem endgültigen Auftauen des Bodens war zum Beginn des Holozäns auf den Grundmoränenplatten Mecklenburg-Vorpommerns ein Bodenprofil anzutreffen, das mit dem in Zeitschnitt 4 der Abbildung 3.23 dargestellten Profil vergleichbar gewesen sein dürfte.

Möglicherweise entstanden beim Austauen des Permafrostes schon erste gut orientierte ungestörte Toncutane. Die Toncutane der spätglazialen Tonverlagerung waren entweder zerbrochen (Toncutanfragmente) oder wiesen Reorientierungsmerkmale auf (z.B. Kap. 3.5.1.1.3). Reste des plattig-linsenförmigen Gefüges blieben nach dem Austauen vor allem in den oberen Dezimetern der Bt-Horizonte erhalten.

VP

...Lateglacial Betula/
(Pinus) forest phase

Open Vegetation Phase III

Early Holocene
Betula/Pinus forest phase

PZ

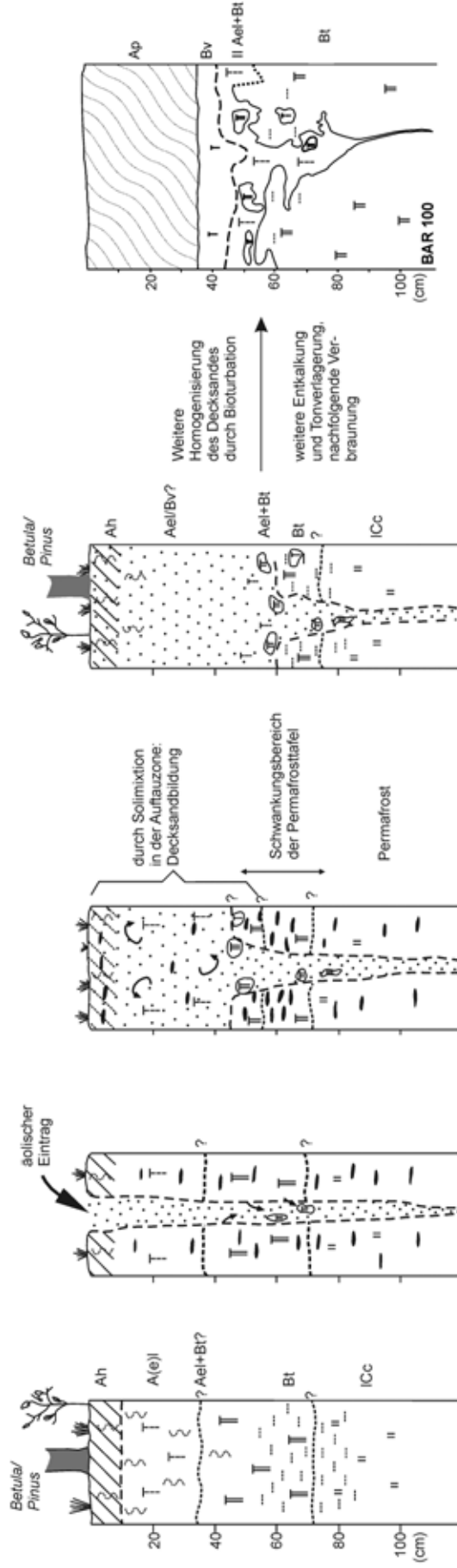
...Ende Alleröd

Beginn
Dryas III

Dryas III

Präboreal...

... heute



1

2

3

4

5

Abb. 3.23: Ein einfaches Modell zur spätglazial/holozänen Lessivégenese im jüngeren Jungmoränengebiet Mecklenburg-Vorpommerns. Vegetationsphasen (VP) nach DE KLERK (2002), Palynozonen nach BILLWITZ et al. (2000).

Dass schon ein Bv-Horizont vorhanden war, wie von KOPP (1969) und KOWALKOWSKI (1989) vorgeschlagen, kann mit den vorliegenden mikromorphologischen Merkmalen der untersuchten Bv-Horizonte nicht bestätigt werden. Auch das nach KOPP & KOWALKOWSKI (1990: 68) für arktische Braunerden typische Merkmal der Fe-, Mn-Hydroxid-Umkrustungen von Mineralkörnern konnte mikromorphologisch in den wenigsten Bv-Horizonten, und dann auch nur als singuläres Merkmal, festgestellt werden.

Deshalb kann zumindest auf den Standorten der Grundmoränenplatten der These einer vorwiegend periglazialen Prägung der Bv-Horizonte nicht gefolgt werden. Vielmehr ist ein durch Bioturbation geprägtes lockeres Gefüge mit zahlreichen Wurzelresten ein mikromorphologisches Charakteristikum der Bv-Horizonte, das auf eine entscheidende holozäne Prägung hinweist.

Das Holozän kann zurzeit für die untersuchten Lessivé-Braunerden zeitlich nicht genauer aufgelöst werden, als dies in Zeitabschnitt 4-5 (Abb. 3.23) dargestellt ist. Es fand jedenfalls weiter Lessivierung statt, die zur Ausbildung reiner und staubiger gelbbrauner, sehr gut orientierter Toncutane führte. Wohl überwiegend durch Entwaldung und Ackernutzung verursacht, entstanden vorwiegend an Porenunterseiten schwarzgraue, siltreiche Toncutane. Gleichzeitig fand eine Tieferlegung der Entkalkungsgrenze statt.

Ein Anteil des verlagerten Tons kam sicher noch aus dem Decksand, da in Bt-Schmitzen auch ungestörte Toncutane zu finden sind. Eine Tonverlagerung innerhalb der Bt-Horizonte, wie von LAVES (1969), LAVES & THIÈRE (1970), THIÈRE (1968) und THIÈRE & LAVES (1968) postuliert, ist keineswegs auszuschließen, besonders da SCHLICHTING & BLUME (1961b) keine Unterschiede der Tonmineralgarnitur zwischen Toncutanen und der Matrix der Bt-Horizonte feststellen konnten.

Wann genau die holozäne Braunerdebildung begann, kann mit den vorgelegten Befunden nicht genauer eingegrenzt werden. Sie mag mit dem Ende des Atlantikums begonnen haben, wie von REUTER (zuletzt 2001) vorgeschlagen, aber auch ein früherer Beginn kann nicht ausgeschlossen werden.

Der rezente bodenbildende Prozess ist, wie schon von REUTER (1962a) vorgeschlagen, vorwiegend die Podsolierung. Auch vom Autor wurde kein ungestörter Bv-Horizont ohne wenigstens schwache Podsolierungsmerkmale gefunden.

Das in Abbildung 3.23 vorgelegte einfache Modell zur Lessivégenese fordert dennoch die Revision des von REUTER (1962a, 1990, 2001) für das mittlere Europa dargelegte Bodenentwicklungsschemas auf jungpleistozänem Geschiebemergel. Das in diesem Schema geforderte Braunlehmstadium vor der holozänen Braunerdebildung kann nicht bestätigt werden, da trotz der starken Bioturbation (s.o.) einzelne Reste der Braunlehm-Matrix (z.B. nach KUBIÈNA 1970) in der rezenten Braunerde zu finden sein müssten.

Weiterhin ist mit diesem Schema pedogenetisch nicht zu klären, warum sich unter einem Braunlehm-Horizont ein Tonverarmungshorizont gebildet hat, wobei dieser Tonverarmungshorizont zusätzlich kaum Merkmale einer Lessivierung aus dem Hangenden aufweist. Der Logik der vorherrschenden bodenbildenden Prozesskombinationen im Untersuchungsgebiet folgend, ist die Bildung eines Tonverarmungshorizontes in einem Braunlehm-Horizont in dessen oberem Horizontabschnitt anzunehmen und nicht darunter.

Erste OSL-Daten aus Mecklenburg-Vorpommern unterstützen die in den Kapiteln 3.5 vorgestellten mikromorphogenetisch-stratigraphischen Befunde, dass auf terrestrischen Standorten in Mecklenburg-Vorpommern schon im Spätglazial Verbraunung und Lessivierung stattgefunden hat (BOGEN et al. i.Dr.; KAISER 2001: 166ff; Kap.3.5.3 in vorliegender Arbeit).

Damit kann die Annahme von REUTER (1962a, 1990, 2001) und KUNTZE et al. (1994: 232) nicht bestätigt werden, dass im Boreal die Bodenbildung mit dem Pararendzina-Stadium

begann und die Lessivés auf weichseleiszeitlichem Geschiebemergel rein holozäne Bildungen seien.

Eine Bestätigung, dass dies nicht nur ein regional begrenztes Phänomen ist, liefern weitere mikromorphogenetisch-stratigraphische Befunde zur spätglazial/holozänen Lessivégenese aus weiteren Jungmoränengebieten, Sachsen-Anhalt und Hessen, die zum Teil durch Lumineszenzdatierungen der Sedimente unterstützt werden (Kap. 4 und Kap. 5).

3.10 Zusammenfassung

Aus den Grundmoränengebieten des Mecklenburger Vorstoßes nordöstlich von Dargun, südlich von Greifswald und der Ueckerländer Heide wurden von etwa 200 angelegten Profilgruben nach genauer feldbodenkundlicher Aufnahme 19 Leitprofile (Lessivés) ausgewählt, eingehend Korngrößenanalytisch, davon 8 Profile bodenchemisch, 10 Profile geochemisch und 7 Profile systematisch mikromorphologisch untersucht und miteinander verglichen.

Die vorgestellten Leitprofile besitzen unterschiedliche Merkmale des unter dem Decksand liegenden Geschiebelehms: Fließerde aus Geschiebelehm (M 10), Geschiebelehm mit Sandkeilen (Bar 100, Bar 200), Geschiebelehm ohne Sandkeile (J2/5), Geschiebelehm mit Polygonmuster (E106), äolischer Einfluss des Decksandes (Len 2) und äolische Überdeckung des Geschiebelehms (Len 4).

Mit den Körnungsquotienten $(gU+fS)/(mS+gS)$ und fS/mS lässt sich in der Regel eine Schichtgrenze zwischen Bv- und Ael-Horizont feststellen, die in Zukunft statistisch abzusichern ist (Kap. 3.2). Mit So/Md -Verhältnissen lassen sich glazilimnische, glazifluviale und äolische Sedimentationsmilieus trennen, deren Werte dabei jeweils einer vorsichtigen Interpretation bedürfen.

Anhand der Quotienten der pedogenen Oxide kann, trotz der teilweise von einander abweichenden Interpretationsergebnisse, gesagt werden, dass die höhere Verwitterungsintensität in den Braunerden und nicht in den Bt-Horizonten der Fahlerden bzw. Parabraunerden festzustellen ist (Kap. 3.3.2).

Bei den meisten Spurenelementen und Hauptelementen ergibt sich ein ähnlicher Verlauf der Tiefenfunktion, mit einer ausgeprägten Verarmungszone in den Ael-Horizonten. Über die Berechnung des Profildurchschnittes sind etwaige Ab- und Anreicherungen schnell qualitativ zu erfassen (Kap. 3.3.3).

Zr kommt durch seine Verwitterungsstabilität eine besondere Bedeutung als Schichtmarker zu. In den Profilen M 9, Bar 100, Dar 400, J2/5 ist eine deutliche Anreicherung von Zr an der Bv/Ael-Grenze und damit an der Untergrenze zum Decksand festzustellen (Anhang-Tab. 8). Nur im stark durch Flugsande beeinflussten Profil Len 2 ist diese Differenzierung nicht zu erkennen. Gleichzeitig ist eine Verarmung von Ba im Decksand zu beobachten. Dies trifft jedoch nicht für die Profile M 10, M 17 und Len 2 zu. Ganz auszuschließen ist eine Beteiligung von Ba an der Tonverlagerung nicht, wird die Tiefenverteilung in Profil J2/5 mit einem Maximum im Bt-Horizont betrachtet.

Auf der Basis der Hauptelementverteilung wurden verschiedene Verwitterungsindizes diskutiert. Es zeigte sich jedoch, dass sich mit vereinfachten Verwitterungsindizes wie SiO_2/Al_2O_3 und $SiO_2/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$ die Hauptverwitterungszone besser fassen lässt, da weniger pedogenetische Prozesse die Werte der Quotienten beeinflussen. Die höchsten Mittelwerte beider Quotienten treten in den Ael-Horizonten auf und weisen mit den etwas niedrigeren Werten in den Ah- und Bv-Horizonten damit die Zone der höchsten Verwitterungsintensität aus. Davon sind besonders die Ael-Horizonte am deutlichsten an Sesquioxiden verarmt, während die geringste Verwitterungsintensität in den Ael+Bt- und Bt-Horizonten festzustellen ist (Kap. 3.3.4).

Da die Verwitterung im Zuge der pedogenetischen Entwicklung von oben nach unten verläuft, lassen sich die tieferen Werte der Quotienten im Decksand (Ap/Ah- und Bv-Horizonte) nur durch eine Zufuhr frischen Materials erklären, worauf auch schon die Tiefenverteilung der Spurenelemente hinweist (Kap. 3.3.3). Denn eine alleinige Verbraunung eines einmal entstanden Ael-Horizontes würde zu keiner Verminderung des SiO_2 -Gehaltes im Bv-Horizont führen. Es sei darauf hingewiesen, dass diese Unterschiede in der Tiefenfunktion beider Quotienten zwischen Bv- und Ael-Horizonten statistisch gese-

hen nicht signifikant sind (Irrtumswahrscheinlichkeit $\geq 5\%$) und damit als Tendenzen zu interpretieren sind.

Nach den tonmineralogischen Befunden liegt die stärkste Verwitterungsintensität im Sinne von Tonmineralneubildungen in den Bv-Horizonten vor. Findet der Befund des Fehlens von Vermiculit im Bt-Horizont der Fahlerde-Braunerde J2/5 weitere Bestätigung, fand in diesen Bt-Horizonten nach der Entkalkung des Geschiebemergels kaum weitere Verwitterung statt (Kap. 3.4).

Körnungsquotienten und Tiefenverteilungen der Spurenelemente Zr und Ba unterstützen den Feldbefund einer Schichtgrenze zwischen Ael- und Bv-Horizonten, wobei dies noch einer weiteren statistischen Absicherung bedarf. Anhand der pedogenen Oxide und der Quotienten der Hauptelemente ist die intensivste Verwitterung im Ah-, Bv- und den Ael-Horizonten zu verzeichnen. Die Bt-Horizonte der Lessivés sind gering verwittert und vorwiegend durch die Prozesse der Entkalkung und Tonanreicherung entstanden.

Bei einem Vergleich der Profil-Mittelwerte verwischen manchmal die charakteristischen Merkmale der jeweiligen Profile aufgrund der häufig weiten Standardabweichung einzelner Parameter. Bei Betrachtung der Tiefenfunktion einzelner Parameter in den jeweiligen Profilen bleiben die besonderen Eigenschaften erhalten. Dies liegt vornehmlich an der lateralen Heterogenität der Böden gleichen Typs im Jungmoränengebiet, deren Ursache in dem kleinräumigen Wechsel des Ausgangssubstrates in einer Eiszerfallslandschaft zu suchen ist.

Die mikromorphologischen Befunde der sieben eingehend untersuchten Lessivé-Braunerden zeigen, dass ein Teil der Tonverlagerung im Spätglazial stattgefunden hat. Dies wird insbesondere deutlich bei Tonverlagerungsmerkmalen, wie Toncutane und Toncutanbruchstücke, die mit periglazial entstanden Gefügemerkmalen (linsenförmig plattiges Gefüge, Silt-Ton-Kappen) vergesellschaftet vorkommen (Kap. 3.5.1.2). Trotz der unterschiedlichen Ausgangssubstrate (s.o.) sind in fast allen Profilen gleiche Tonverlagerungsmerkmale festzustellen: (1) mindestens drei und manchmal vier Tonverlagerungsphasen, von denen eine ins Spätglazial zu stellen ist. (2) Eine Tiefenverteilung der Toncutanbruchstücke, die nicht über 70 cm hinausgeht (Ausnahme sind die durch Sandkeile periglazial beeinflussten Bt-Horizonte).

Besonders die Lessivés mit Sandkeilen (Bar 100, Bar 200; Kap. 3.5.1.2) geben in Verbindung mit systematischen mikromorphologischen Untersuchungen Hinweise zu spätglazialen Lessivierungsphasen. Die mikromorphologisch-stratigraphischen Befunde von Profil Len 4 (Kap. 3.5.3.3), die durch OSL-Datierungen abgesichert sind, erhärten die Hypothese einer spätglazialen bzw. frühholozänen Lessivierungsphase.

Die unterschiedlichen Reliefpositionen der zu vergleichenden Böden werden in Kapitel 3.6 diskutiert und definiert.

Im Kapitel 3.8 werden eingehend die verschiedenen Möglichkeiten der spätglazialen Entkalkungsgeschwindigkeit, -tiefe und Lessivierungsgeschwindigkeit erörtert.

Über die Intensität, d.h. die Menge des verlagerten Tons, können zwar keine Aussagen gemacht werden, jedoch ist zum Beginn der Jüngerer Dryas für die Lessivés eine Entwicklungstiefe von etwa 40-70 cm anzunehmen. Dies lässt sich einerseits aus der Tiefenverteilung der Toncutanbruchstücke in den Bt-Horizonten auch in Verbindung mit der Sandkeilgenese und andererseits aus den Befunden von Profil Len 4 folgern (Kap.3.5.3.4).

Auf Grundlage der Feldbefunde, der boden- und geochemischen Parameter, der Körnungsdaten und vor allem der mikromorphogenetisch-stratigraphischen Befunde wird ein einfaches Modell zu spätglazial/holozänen Lessivégenese vorgestellt (Kap. 3.9).

4 Mikromorphogenetische Befunde aus weiteren Jungmoränengebieten

4.1 Jungmoränengebiet in Schleswig-Holstein

Die Auswahl der Profile in Schleswig-Holstein beruht auf den Kartierungen von Dr. P. JANETZKO (LANU Schleswig-Holstein; JANETZKO 1999, JANETZKO & BURBAUM 2000) und wurden gemeinsam mit dem Autor mikromorphologisch beprobt. Für die vorliegende Studie wurden weitere relevante Analysedaten freundlicherweise von Dr. JANETZKO zur Verfügung gestellt, die in Anhang-Tabelle 13a zusammengestellt sind. Aus den untersuchten Profilen wurde für die vorliegende Arbeit eines ausgewählt, in dem sich neben den in Mecklenburg-Vorpommern beschriebenen Profilen bisher nicht gezeigte pedogenetische Merkmale feststellen ließen.

Wie auch in Mecklenburg-Vorpommern ist in Schleswig-Holstein für Jungmoränengebiete auf hydromorph beeinflussten Standorten eine typische Leitbodenform die Pseudogley-Lessivé-Braunerde aus Decksand über Geschiebelehm (KÜHN et al. 2002).

4.1.1 Geologisch-bodenkundliche Einordnung

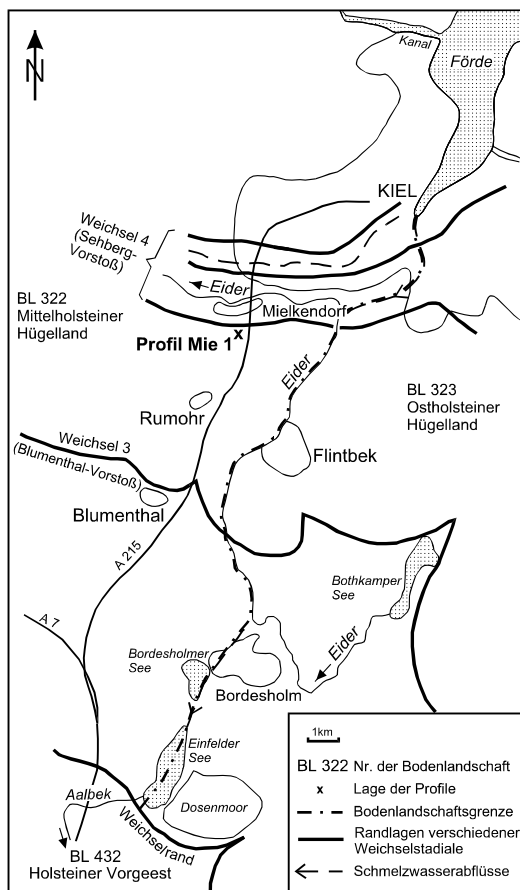


Abb. 4.1: Lage des Profils Mie 1 im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins

Das Klima des Untersuchungsraumes dürften die Werte der Klimastation Kiel (Daten des Wetteramtes Schleswig, langjähriges Mittel 1961-90) widerspiegeln. Jahresmittelwerte: 8,5°C (Jan +0,7°C, Juli 16,3°C) u. 783 mm (Sommerhalbjahr: 412 mm).

Das untersuchte Profil befindet sich zwischen der am deutlichsten ausgeprägten Eisrandlage des Blumenthal-Vorstoßes der Weichselvereisung und der Eisrandlage des jüngeren Sehberg-Vorstoßes, der nach EIERMANN (1984) in STEPHAN (1995) wahrscheinlich mit dem Mecklenburger Stadium zu korrelieren ist (Abb. 4.1). Nach STEPHAN (1995) ist ein Ende der Eisaktivität zwischen 14000 und 13000 BP anzunehmen.

Die z.T. sehr unterschiedlichen Bodenformen mit oder ohne Staunässe beruhen auf der in Mächtigkeit und Ausprägung verschiedenen Decksedimente der Moräne. Diese sind teils aus solimixtiver Umlagerung unmittelbar aus der Moräne (typischer Geschiebedecksand), teils als solifluidales Umlagerungsprodukt, teils aus Schneeschmelzwässern (niveofluvial, z.B. Talsand) oder durch äolische Umlagerungen (Flugsand/Dünen) entstanden. Neben der Pseudovergleyung und Lessivierung im Geschiebelehm bestimmen deshalb Verbraunung und Podsolierung in den hangenden sandigen Deckschichten die Pedogenese (BÜK 200, Blatt CC 2326 Lübeck). Dazu gesellen sich hier aufgrund der vorhandenen Toteislöcher und Resten einer Schmelzwasser-Sanddecke noch Niedermoor, Kolluvisol und staunässefreie Böden.

4.1.2 Feldbodenkundliche und analytische Merkmale von Profil Mielkendorf 1

Profil Mielkendorf 1 liegt in der Nähe eines Solls und ist ein typisches Beispiel für eine pseudovergleyte Ausprägung der Fahlerde-Braunerden aus Decksand über Geschiebelehm (Abb. 4.2). Charakteristisch ist die Mächtigkeit von etwa 5 dm der im Decksand ausgebildeten Braunerde. Die Genese der in den Sd-Bt-Horizont bis in eine Tiefe von 160 cm reichenden mit gebleichtem Material verfüllten Keilformen wurden schon in Verbindung Profil E 106 ausführlich diskutiert (Kap. 3.5.2.1).

Die um etwa 3-4 % erhöhten Tongehalte im Bv-Horizont im Vergleich zum liegenden Sw-Ael-Horizont sind charakteristisch, wie dies anhand der Profile aus Mecklenburg-Vorpommern gezeigt wurde (Kap. 3.2; Anhang-Tab. 13a). Im Decksand ist keine Anreicherung im Schluffgehalt festzustellen. Die pH-Werte nehmen mit der Tiefe zu und zeigen an, dass unter Wald in der Regel rezent keine Tonverlagerung anzunehmen ist (im Gegensatz zu Profilen unter Acker: Profil M 10 in Kap. 3.5.1).

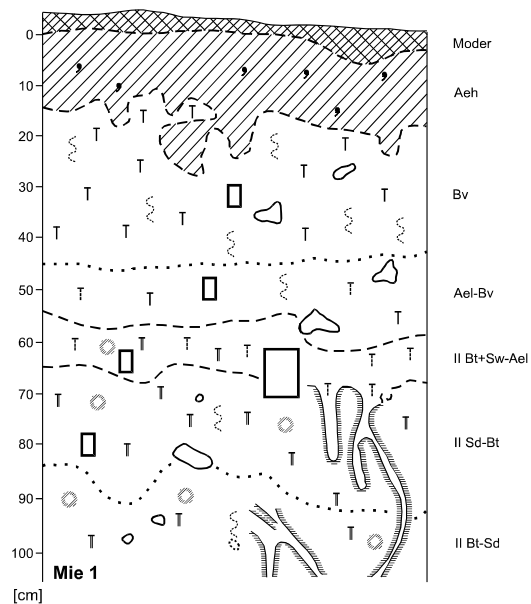


Abb. 4.2: Skizze von Profil Mielkendorf 1

4.1.3 Mikromorphologische Charakteristika

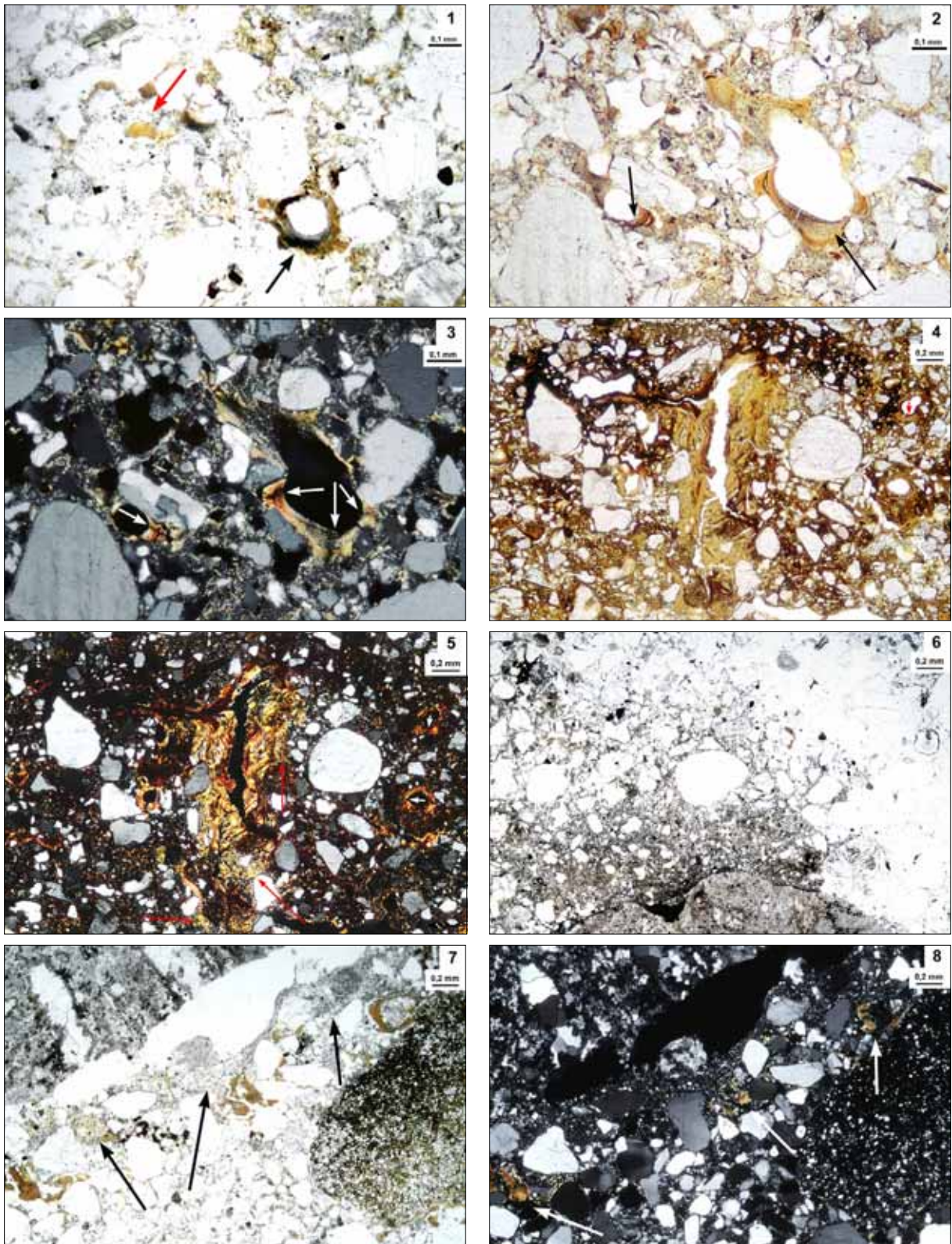
Es lassen sich vier verschiedene Tonverlagerungsmerkmale feststellen (Anhang-Tab. 13b), die zeitlich getrennt voneinander entstanden sind.

Jüngstes Verlagerungsmerkmal sind sehr staubige (*vd*) grau-schwarz erscheinende Toncutane, manchmal mit hohem Siltanteil, die vor allem an der Unterseite der Poren und bei mehrphasigen Cutanen immer am nächsten zum Poreninneren liegen (Tafel 9: 1). Daneben kommen schwach staubig erscheinende braune und reine gelbbraune, meist gut orientierte Toncutane (*d*, *li*) vor (Tafel 9: 2, 3).

Mit den neben ungestörten Toncutanen liegenden Toncutanfragmenten (schwach staubig, rein, mikrolaminiert, gebogen) lässt sich eindeutig eine ältere Tonverlagerungsphase nachweisen (Tafel 9: 1). Die im Ael-Bv-Horizont vorkommenden Toncutanfragmente sind wahrscheinlich durchweg bioturbat fragmentiert worden. Ab einer Tiefe von etwa 80 cm kommen keine Toncutanfragmente mehr vor (Anhang-Tab. 13b).

Viertes Tonverlagerungsmerkmal sind vor allem in (ehemaligen) Leitbahnen vorkommende Verfüllungen mit silthaltigem, meist undulös auslöschendem Ton (Tafel 9: 4, 5). In Tafel 9, Bild 5 ist eine Mehrphasigkeit der Tonverfüllung festzustellen, die sich anhand von Zonen unterschiedlich gut orientierten Tons festmachen lässt. Die roten Pfeile zeigen auf Bereiche mit deutlichen Reorientierungsmerkmalen im Ton (vgl. auch Tafel 2: 2, 4), während weiter zum Poreninneren abgelagerter Ton besser orientiert ist. Ebenso ist eine gute Orientierung des Tons in nebenliegenden Toncutanen festzustellen.

Auf den Ael- und die oberen Zentimeter des Bt-Horizontes beschränkt, kommen an der Oberseite von Sand- und Feinkieskörnern, nie an dessen Unterseiten, bis zu mehrere 100 µm mächtige schwarzgraue Feinsubstanz-Kappen (*cappings*) aus Ton und Silt vor (Tafel 9: 6). Selten sind darin Toncutanbruchstücke enthalten. Unter und neben diesen grob-



Tafel 9: Mikro-Fotografien von Profil Mie 1

(1) Übergang Sd-Bt/Bt+Sw-Ael (64-74 cm): Zweiphasige Toncutane (schwarzer Pfeil) und reines mikrolaminiertes gebogenes Toncutanbruchstück (roter Pfeil) - PPL. (2) II Bt+Sw-Ael (63 cm): Zweiphasige Toncutane mit jüngerer staubiger Phase (schwarze Pfeile) - PPL. (3) II Bt+Sw-Ael (63 cm): Scharfe begrenzte Auslöschungsbänder (weiße Pfeile) zeigen die sehr gute Orientierung des Tons - XPL. (4) II Sd-Bt (81 cm): Silt-Ton-Verfüllung in der Mitte des Fotos; diffuse Fe-Mn-Oxid-Ausscheidung (dunkle Flächen) und Fe-Oxid-Überzüge auf Toncutanen (kurzer roter Pfeil) - PPL. (5) II Sd-Bt (81 cm): Silt-Ton-Verfüllung mit deutlichen Reorientierungsmerkmalen des Tons (rote Pfeile) während andere Toncutane sehr gut orientiert sind (rechts: kurze weiße Pfeile) - XPL. (6) Übergang Sd-Bt/Bt+Sw-Ael (64-74 cm): Ton-Silt-Kappe auf Feinkies - PPL. (7) Übergang Sd-Bt/Bt+Sw-Ael (64-74 cm): Mit Feinsubstanz (schwarze Pfeile) teilweise verfüllter Hohlraum unterhalb des Feinkieses mit „Kappe“ von Foto (6)- PPL. (8) Übergang Sd-Bt/Bt+Sw-Ael (64-74 cm): Unterschiedlich gut orientierte Toncutanbruchstücke (weiße Pfeile) in Hohlraumverfüllung - XPL.

körnigen Komponenten mit Silt-Ton-Kappen sind häufig mit Feinsubstanz teilweise verfüllte, linsenförmige Hohlräume zu beobachten (Tafel 9: 7). In dem Verfüllungsmaterial sind Toncutanfragmente enthalten, die auf Tonverlagerung vor Entstehung und Verfüllung dieser Hohlräume hinweisen (Tafel 9: 8).

Vereinzelt lässt sich eine bänderförmige Anordnung von Grobschluff- und größeren Körnern in Verbindung mit schwach ausgeprägtem plattigem Gefüge feststellen.

Redoximorphe Merkmale in Form von diffuser Fe-Umverteilung (Abreicherung in der Matrix um Leitbahnen und gleichzeitiger Anreicherung in der Matrix), Fe-Mn-Konkretionsbildung und Fe-Mn-Überzügen auf Toncutanen und Porenrändern sind im durch Tonverlagerung beeinflussten Profilabschnitt häufig vorhanden und besonders gut ausgebildet (Anhang-Tab. 13b und Tafel 9: 4). Vereinzelt sind zwar auch oxidische Merkmale im Bv-Horizont zu finden, jedoch nur schwach ausgeprägt und dort wahrscheinlich biogen verursacht.

4.1.4 Bodengenetische Schlussfolgerungen und Diskussion

Die jüngste, wohl auf menschlichen Einfluß zurückzuführende Ton- und Feinsubstanzverlagerung, wird durch sehr staubig ausgebildete vor allem an Porenunterseiten vorkommende Toncutane repräsentiert (Tafel 9: 1, schwarzer Pfeil, innere Lamine), die nach MACPHAIL (1986) auf Entwaldungsphasen zurückgeführt werden können. Bei schlechter Sortierung des Tonhäutchens und erkennbarem Holzkohleanteil kann dies mit einem durch Ackerbau verursachten Gefügezusammenbruch des Oberbodens zusammenhängen (JONGERIUS 1970). Die dadurch nachfolgende Feinsubstanz- bzw. Tonverlagerung wirkt sich jedoch nicht profildifferenzierend aus.

Jüngere Tonverlagerungsmerkmale sind mikrolaminierte, von unterschiedlicher staubiger Ausprägung, sehr gut bis gut orientierte Toncutane (Tafel 9: 2, 3), die auch im Sw-Ael-Horizont zu finden sind. Bei einem Vorkommen dieser Toncutane im Ael-Horizont indizieren sie eine Tonverlagerung aus dem Hangenden nach Ausbildung des Ael-Horizontes. Entsprechende ausgeprägte Toncutanfragmente sind bioturbat fragmentiert worden und kommen z.B. in Bt-Schmitzen nicht vor (vgl. Profil M 10 in Kap. 3.5.1).

Eine Entstehung der beschriebenen Ton-Reorientierungsmerkmale durch Wurzeln ist denkbar. Jedoch ist trotz des sauren Milieus im wurzelnahen Bereich anzunehmen, dass durch den Wurzeldruck fragmentierte Toncutanbruchstücke in der Pore oder porenrandnahen Matrix, sowie durch physikalische Beanspruchung entstandene Stresseigenschaften im Ton zu finden sind (JIM 1986). Weder eine Einregelung lotrecht zur angenommenen Druckrichtung noch auf Druck hinweisende Scherflächen sind im Ton zu erkennen. Als reliktsche Tonverlagerungsmerkmale werden deshalb betrachtet: undulös auslöschende v.a. in Leitbahnen vorkommende Silt-Ton-Verfüllungen mit hohem Anteil an undulös auslöschendem Ton, *inaktivem* Ton nach BRONGER (1976), und rein bis schwach staubig erscheinende undulös auslöschende mikrolaminierte Toncutane (vgl. Kap. 4.3.3 und Diskussion).

Toncutanfragmente neben ungestörten Toncutanen und in durch Eislinnenbildung entstandenen Hohlräumen sind ebenfalls reliktsche. Diese Fragmente durchsetzen zu großen Teilen den Sw-Ael-Horizont und die oberen 1-2 dm des Bt-Horizontes.

Hinweise auf periglaziale Beeinflussung des Sd-Bt-Horizontes geben die auf grobkörnigen Mineralkomponenten und Gesteinfragmenten sitzenden Silt-Ton-Kappen (Tafel 9: 6; HUIJZER 1993) und meist horizontal orientierte linsenförmige Hohlräume neben und unter grobkörnigen Mineralkomponenten. Die in Tafel 9 (7, 8) vorgestellten Hohlräume lassen sich mit VANVLIET-LANOË (1985: 126) durch Eislinnenbildung erklären, durch die schon vorhandene Toncutane fragmentiert wurden. Die teilweise Verfüllung dieser Hohlräume

mit Feinmaterial und Toncutanfragmenten steht dann im Zusammenhang mit dem Austauen des Permafrostes bzw. Segregationseises.

Würden die beschriebenen Merkmale durch rezenter Frosteinfluß entstehen, wäre anzunehmen, dass Toncutanfragmente in Verbindung mit Frost induzierten Mikro-Gefügemerkmalen häufiger vorkommen und auch in verschiedenen Tiefen zu finden sind. Dennoch ließen sich frostgeprägte Mikro-Gefügemerkmale bisher nur in einer Tiefe von etwa 60-75 cm feststellen (KÜHN & KÖSEL 2000; KÜHN & SCHRÖDER 2001; KÜHN 2001; KÜHN i. Dr. a).

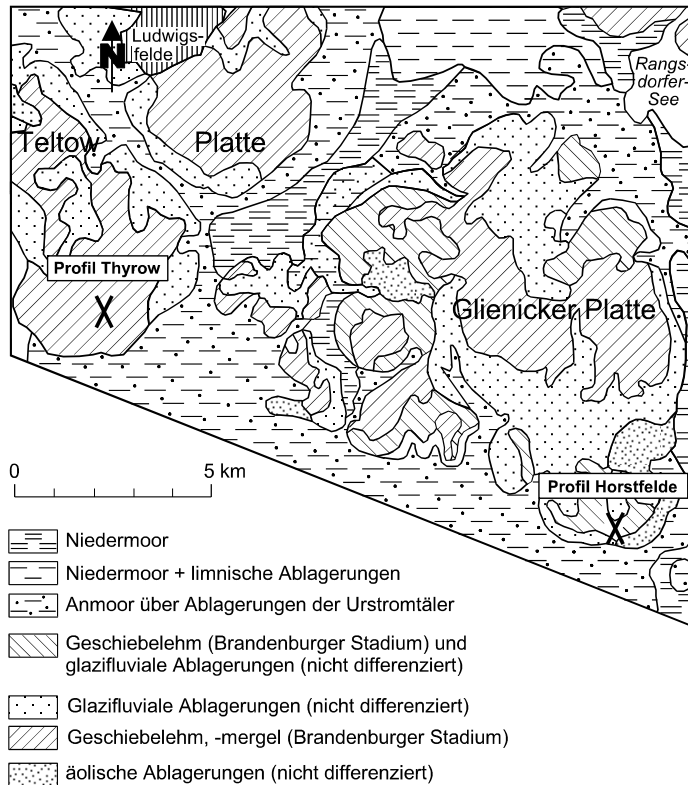
Es ist davon auszugehen, dass diese Merkmale reliktsch sind, da rezenter und wohl auch holozäner Frosteinfluß unter Wald aufgrund der in dieser Tiefe geringen Häufigkeit des Tau-Frostwechsels kaum gefügewirksam war. Auch ließen sich die gleichzeitig vorkommenden ungestörten Toncutane dann kaum erklären (Anhang-Tab. 13b).

An horizontalen Schnitten vergleichbarer Profile zeigte sich an der Obergrenze Sd-Bt-Horizont oft ein Polygonmuster mit einem Durchmesser der Polygone von 3-5 dm (vgl. Profil E 106 in Kap. 3.5.2). Diese mit gebleichtem Material gefüllten zungenförmigen Keile und Polygone besitzen große Ähnlichkeit mit den von VAN VLIET & LANGOHR (1981) beschriebene Profilen im belgischen Löß, mit den Eigenschaften eines *fragile horizon* nach WRB (ISSS-ISRIC-FAO 1998). Aufgrund des gröberen und damit nicht so frostsuszeptiblen Substrates sind die Geländebefunde und mikromorphologischen Gefügemerkmale schwächer ausgeprägt als von VAN VLIET & LANGOHR (1981, 1983) im Löß gezeigt. Deshalb ist eine Polygonbildung allein durch feuchtebedingte Quellungs- und Schrumpfungswchsel an den untersuchten Standorten nicht auszuschließen (BLUME 1968), obwohl dieses Substrat aufgrund des relative geringen Tongehaltes (Sd-Bt-Horizonte in Profil E 106: < 15% T; Anhang-Tab. 4) nur eine geringe Quellungs- und Schrumpfungseigung besitzt.

Oxidische Überzüge auf Toncutanen datieren eine hydromorphe Beeinflussung auf den Zeitraum nach der Tonverlagerung (z.B. Tafel 9: 4, Eisenoxid-Überzug auf Toncutane).

4.2 Älteres Jungmoränengebiet in Brandenburg südlich von Berlin

4.2.1 Geologisch-bodenkundliche Einordnung



Geologie des Untersuchungsgebietes im südlichen Teil Brandenburg südlich von Ludwigsfelde mit Lage der Profile (vereinfacht aus GÜK 200, Blatt CC 3942 (HERMSDORF et al. 1998))

Nördlich des Baruther Urstromtales liegen zwischen Brandenburger und Frankfurter Eisrandlage von weichseleiszeitlichen

Schmelzwasserabflussbahnen umgebene Moränenplatten, die in der Regel einen Geschiebemergelkern aufweisen (Abb. 4.3).

Auf den Platten sind vorwiegend Fahlerde-Braunerden und Braunerden aus Sand über Lehm und Lehmsand, sowie Braunerden, Podsol-Braunerden und Regosole aus Sand und Flugsand über Sand verbreitet. In den ehemaligen Schmelzwasserabflussbahnen kommen überwiegend grundwasserbeeinflusste Böden wie Niedermoore, Gleye, Anmoor- und Humusgleye vor (BAURIEGEL et al. 1997).

Zur mikromorphologischen Untersuchung erfolgte ge-

meinsam mit Dipl. agr. Ing. A. BAURIEGEL (LGR Brandenburg) die Auswahl zweier Leitprofile der Bodenform Fahlerde-Braunerde bzw. Braunerde-Fahlerde aus Decksand über Geschiebelehm. Die Profile liegen am südöstlichen Rand der Glienicke Platte in der Kiesgrube bei Horstfelde und am südwestlichen Rand der Teltowplatte in Thyrow (Abb. 4.3).

Die bodentypologische Ausprägung beider Profile ist in allen glazigenen Faziesbereichen im Jungmoränengebiet Brandenburgs anzutreffen (BUSSEMER 1994, 1998, 2002b) und stimmt mit den bearbeiteten Profilen aus Mecklenburg-Vorpommern und Schleswig-Holstein weitgehend überein.

4.2.2 Braunerde-Fahlerde von Horstfelde (Profil 2420184)

4.2.2.1 Feldebodenkundliche Merkmale

In der Kiesgrube Horstfelde sind im Liegenden des lückenhaft vorkommenden sandig ausgeprägten *meltout tills* mächtige Sande aufgeschlossen, die als weichseleiszeitliche Vorschüttssande interpretiert werden. Durch einen erhöhten Anteil an paläozoischen Schiefnern wird ein weichseleiszeitliches Alter des Tills angedeutet, obwohl dies anhand von Kleingeschiebezählungen nicht mit Sicherheit gesagt werden kann (JUSCHUS 2000: 208).

In Decksand über Geschiebelehm über tiefen Vorschüttungen hat sich eine Braunerde-Fahlerde entwickelt, die sich an der Nordwand der Kiesgrube über mehrere Dekameter verfolgen lässt (Abb. 4.4). Der obere Abschnitt des Bt-Horizontes zeigt teilweise eine zerrissene Obergrenze und ist offensichtlich periglazial beeinflusst. Vereinzelt setzen Sandkeile mit ihren Schulterbereichen an der Obergrenze des Bt-Horizontes ein und reichen bis an dessen untere Grenze. Sie sind zwar eindrucksvoller ausgeprägt als die bei Bar 100/200 beschriebenen Sandkeile, aber auch hier ist keine makroskopisch erkennbare periglaziale Beeinflussung in Form von Auf- oder Abbiegungen des umgebenden Sedimentes zu erkennen.

Unter dem Bt-Horizont sind fluvioglaziale Sande mit deutlicher Bänderung aufgeschlossen, die bodentypologisch zunächst als Bbt- bzw. ilCv-Horizont angesprochen wurden. Inwieweit diese Bänder auf Lessivierung zurückgeführt werden können, soll ebenfalls durch Dünnschliffanalysen beurteilt werden.

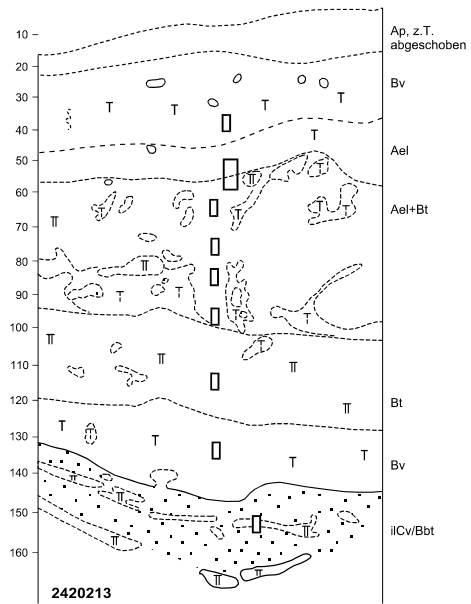


Abb. 4.4: Profilskizze der Braunerde-Fahlerde von Horstfelde

4.2.2.2 Mikromorphologische Charakteristika

Im Bv-Horizont sind Mineralkörner überwiegend von einem Saum (meist $< 10 \mu\text{m}$) aus nicht orientierter Feinsubstanz umgeben. Zwischen den Körnern kommen häufig undeutliche Aggregate aus Feinsubstanz vor, die meist fließend in den die Mineralkörner umgebenden Feinsubstanzsaum übergehen (Tafel 10: 1). Als durch orientierten Ton verursachte *b-fabrics* kommen sporadisch *granostriated* und *striated b-fabric* vor. Kennzeichnend für den Bv-Horizont ist jedoch die *undifferentiated b-fabric* (Anhang-Tab. 14b), die typisch für Ton ohne Orientierungsmerkmale ist. Der Bv-Horizont ist sehr hohlraumreich und stark durchwurzelt.

Im Ael+Bt-Horizont und in den oberen Zentimetern des Bt-Horizontes kommen zahlreiche Bt-Schmitzen mit Toncutanbruchstücken vor (Tafel 10: 2). Die Ausprägung der Bt-Schmitzen ist jedoch nicht so deutlich wie in den Profilen Mecklenburg-Vorpommerns und Schleswig-Holsteins. In tonarmen Bereichen des Ael+Bt-Horizontes ist die Durchwurzlung besonders intensiv. In Ael-Abschnitten kommen auf Grobsand oder Skelettkörnern aus Schluff und Ton bestehende Feinsubstanzkappen vor (Tafel 10: 3), in denen auch schwach ausgebildete sehr staubige Toncutane vorkommen können (Tafel 10: 3, 4).

Im Bt-Horizont sind anhand von ungestörten sehr staubigen, staubigen und reinen Toncutanen drei Tonverlagerungsphasen festzustellen (Tafel 10: 5). Es kommen vorwiegend braune staubige und gelbbraune reine Toncutane vor, wobei letztere meist reorientiert, die staubigen Toncutane in der Regel sehr gut orientiert sind. Reine gelbbraune Toncutanbruchstücke (*limpid fragments*), die ausschließlich oberhalb von 70 cm auch in Bt-Schmitzen vorkommen (Tafel 10: 2), sind möglicherweise Merkmale der ältesten (vierten) Tonverlagerungsphase, ebenso wie reine Toncutane mit Reorientierungseigenschaften. Im unteren Abschnitt des Bt-Horizontes, vereinzelt auch im oberen Bt-Bereich, sind reorientierte Silt-Ton-Verfüllungen (*silt-clay-infillings*) mit Fe-Hydroxid-Anflügen und Ausblühungen typisch, die wiederum von staubigen, mikrolaminierten, gelbbraunen Toncutanen überlagert sind (Tafel 10: 6, 7).

Ab etwa 76 cm ist im Bt-Horizont bänderförmiges (*banded structure*) und plattig-linsenförmiges (*lenticular platy structure*) Gefüge vorhanden (Abb. 4.5 a, b), das in unterschiedlich deutlicher Ausprägung bis in eine Tiefe von etwa 140 cm zu verfolgen ist.

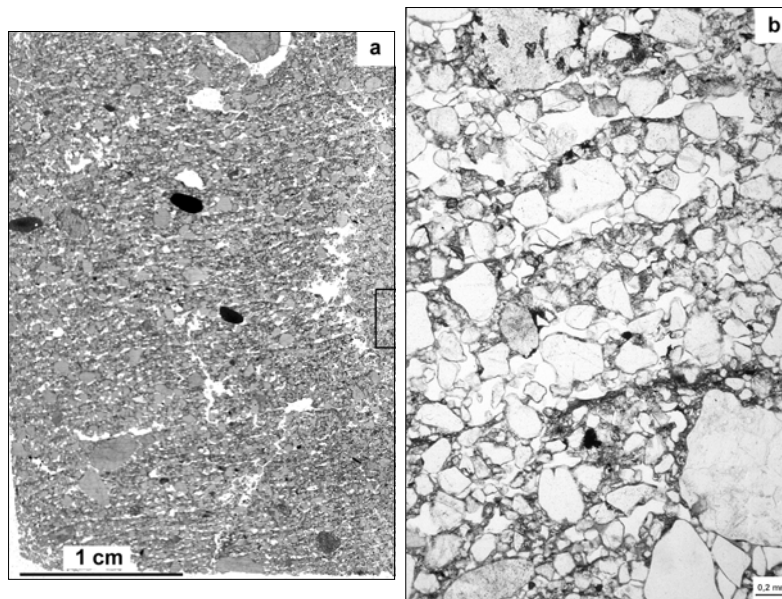


Abb. 4.5: a) Schliff aus 76 cm der Fahlerde-Braunerde von Horstfelde: linsenförmig plattiges Mikrogefüge. Das Rechteck kennzeichnet einen Teil der Fläche von Mikrofoto b; b) deutliche Feinsubstanzanreicherung auf der Oberfläche der Mikroplatten

Vereinzelt ist zwischen den Platten eine von oben nach unten abnehmende Korngröße festzustellen (*reverse grading* nach VAN VLIET-LANOË 1985). Im Gegensatz zu den Befunden von Profil Bar 100 aus Mecklenburg-Vorpommern kommen innerhalb der Platten keine Toncutanbruchstücke vor, die auf Tonverlagerung vor Entstehung des linsenförmigen Gefüges in dieser Tiefe hinwiesen. Hohlräume sind dagegen mit ungestörten Toncutanen ausgekleidet.

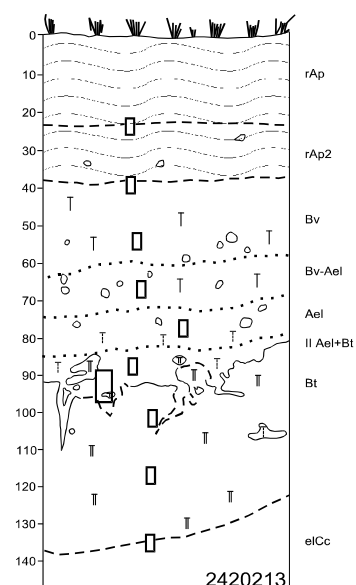
Eine Probe aus einem Tonband in 150 cm Tiefe zeigt konkave 10-30 µm dicke, sehr gut orientierte und schwach pleochroitische Toncutanbrücken zwischen den einzelnen Körnern (*concave bridged grain microstructure*), die ein Ergebnis von Tonverlagerungsprozessen sind (Anhang-Tab. 14b).

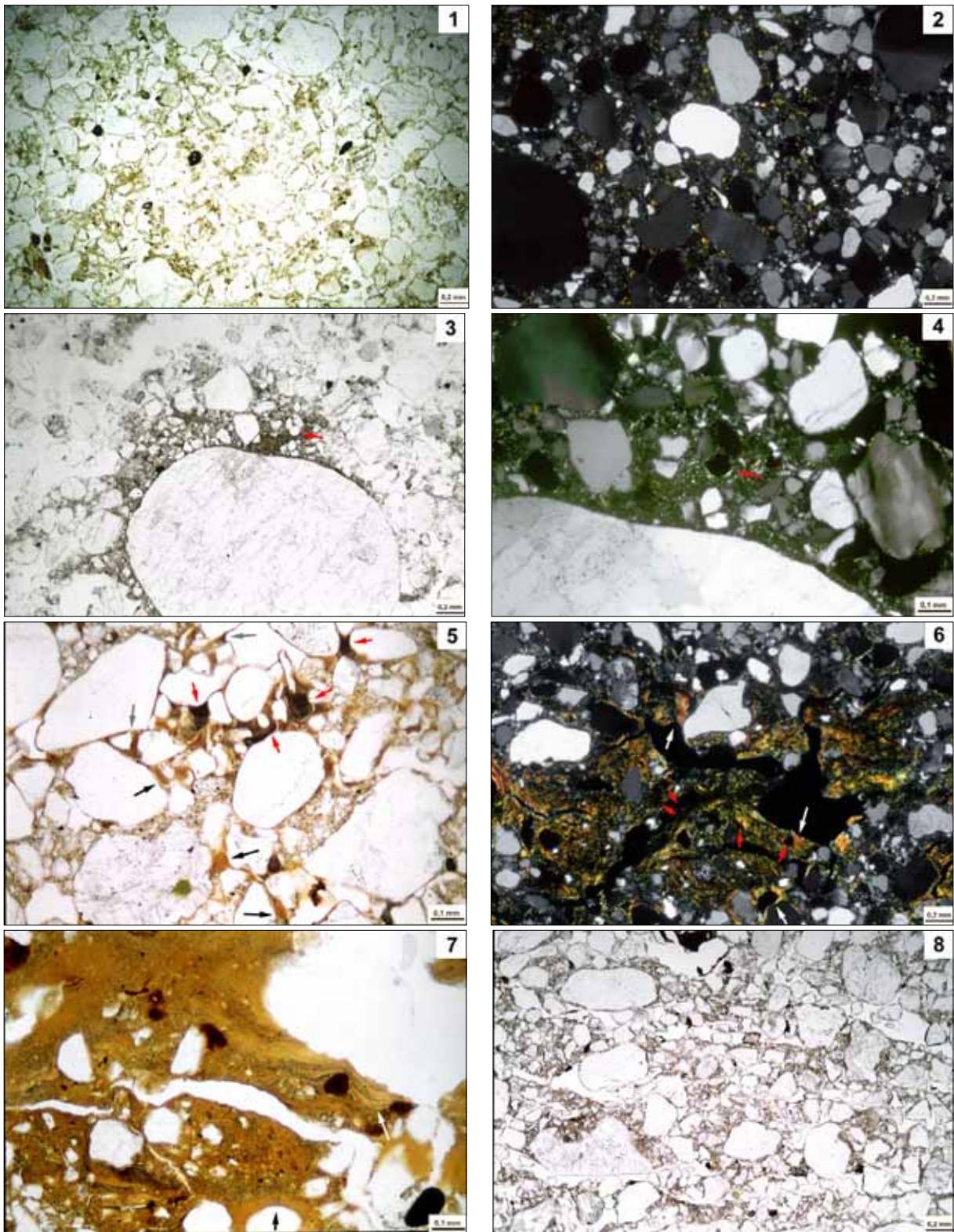
4.2.3 Fahlerde-Braunerde von Thyrow (Profil 2420213)

4.2.3.1 Feldbodenkundliche Merkmale

Auf dem Gelände der pflanzenbaulichen Versuchsstation in Thyrow befindet sich das ständig zugängliche Profil 2420213 einer Fahlerde-Braunerde aus Decksand über Geschiebelehm über sehr tiefem Geschiebemergel (Abb. 4.6; KÖHN 2000). Durch die Körnungsquotienten lässt sich jedoch keine Schichtgrenze erfassen (Anhang-Tab. 14a). Im Vergleich zu dem Profil in der Kiesgrube Horstfelde kennzeichnen Bt-Schmitzen und zungenartige Ausstülpungen des Ael-Horizontes den Ael+Bt-Horizont. Aufgrund von Nutzungsänderungen ist ein zweigeteilter reliktscher Ap-Horizont ausgebildet. Das Profil liegt jetzt in einem durch Grünlandwirtschaft genutzten Teil des Versuchsgutes.

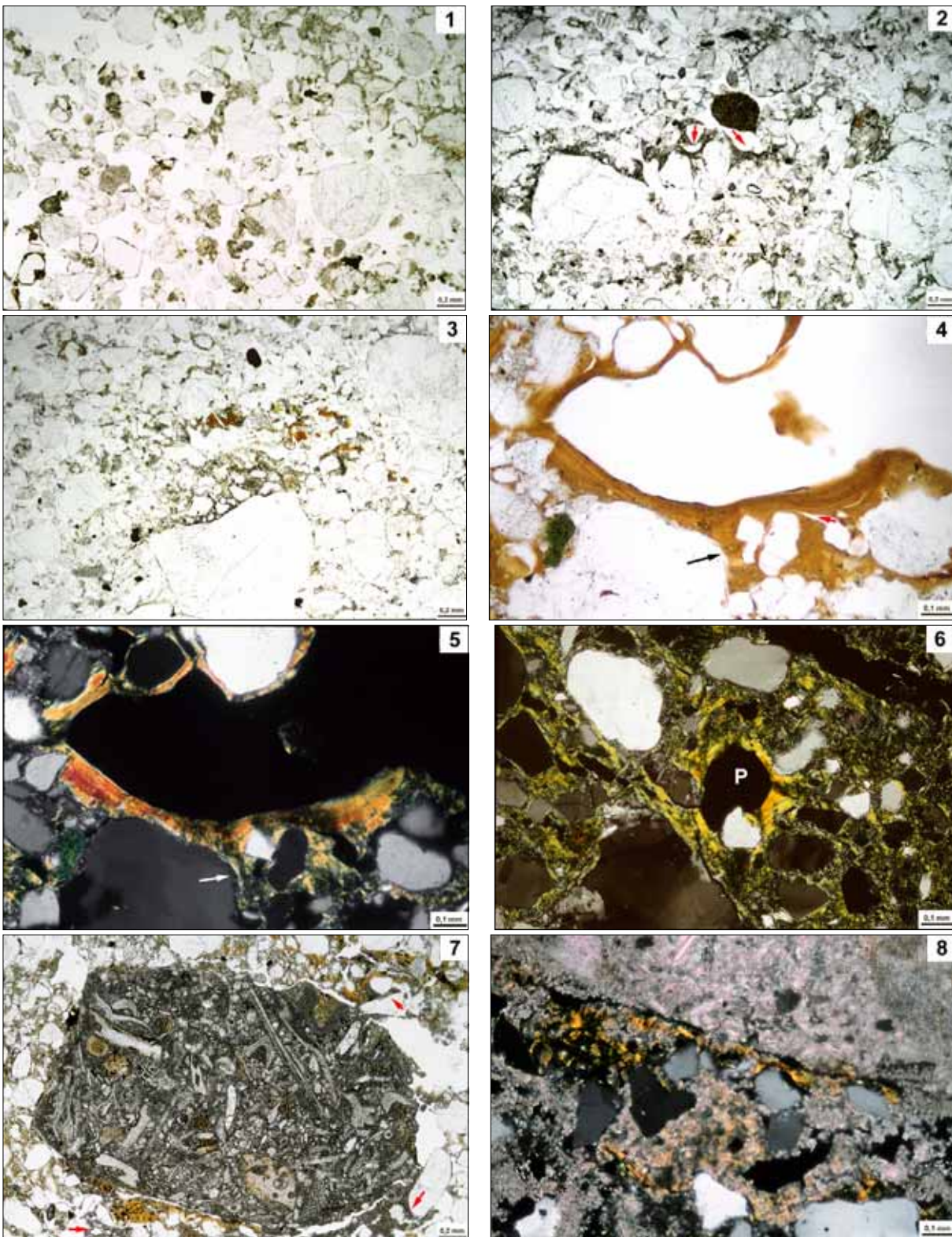
Abb. 4.6: Profilskizze der Fahlerde-Braunerde von Thyrow





Tafel 10: Mikro-Fotografien von Profil Horstfelde (2420184)

(1) Bv (35 cm): Lockerer, hohlraumreiches Gefüge (*enaulic*), Mineralkörner sind weitgehend von Feinsubstanz umgeben -PPL. (2) Ael+Bt(46-56 cm): Reine gelbbraune Toncutanfragmente in Bt-Schmitze - XPL. (3) Ael+Bt (46-56 cm): Feinsubstanzkappe auf Gesteinsfragment mit sehr staubiger Toncutane (roter Pfeil) innerhalb der Kappe - PPL. (4) Ael+Bt(46-56 cm): Vergrößerung von (3); schwache sehr staubige Toncutane (roter Pfeil) in Feinsubstanzkappe - XPL. (5) Bt (85 cm): Sehr staubige dunkelbraune/schwarzgraue (rote Pfeile), staubige braune (graue Pfeile) und reine gelbbraune (schwarze Pfeile) ungestörte Toncutane - PPL. (6) Bt (112 cm): Silt-Clay-Infilling mit Fe-Hydroxid-Anflügen (rote Pfeile) und reorientiertem Ton, sowie jüngeren teilweise mikrolaminieren staubigen gelbbraunen Toncutanen (weiße Pfeile) - XPL. (7) Bt (85 cm): Vergrößerung von (6), jüngere Toncutane (schwarzer Pfeil) sind frei von größeren Fe-Hydroxid-Ausfällungen, die hier fast opak erscheinen; weißer Pfeil zeigt auf Grenze zwischen Toncutane und Silt-Clay-Infilling - PPL. (8): Schwach ausgeprägt linsenförmig-plattiges Gefüge im unteren Bt-Abschnitt - PPL.



Tafel 11: Mikro-Fotografien von Profil Thyrow (2420213)

(1) Bv (56 cm): Lockeres, hohlraumreiches Gefüge (enaulic) - PPL. (2) Ael (68 cm): Schwarzgraue sehr staubige Toncutane - PPL. (3) Ael (80 cm): Feinsubstanzkappe auf gS-Korn; darüber gelbbraune reine Toncutanbruchstücke - PPL. (4) Bt (116 cm): Staubig gelbbraune mikrolaminierte Toncutane über Toncutane mit Siltanteil (schwarzer Pfeil; *silt-clay-coating*); roter Pfeil zeigt auf Grenze zwischen Toncutane und Toncutane mit Siltanteil - PPL. (5) Bt (116 cm): sehr gute Orientierung des Tons der gelbbraunen Toncutane, während der Ton der am Porenrand liegenden Silt-Toncutane völlig reorientiert ist (weißer Pfeil) - XPL. (6) Bt (106 cm): Sehr gut orientierte Toncutane innerhalb einer Silt-Ton-Verfüllung, deren Ton reorientiert ist; P = Pore - XPL. (7) Bt/elCc (137 cm): Toncutane im elCc-Horizont; mikritische Sekundärcarbonatausfällungen (rote Pfeile) und Primärcarbonatbruchstück (fast die ganze Mikrofotografie ausfüllend) - PPL. (8) Bt/elCc (137 cm), Vergrößerung von (7): Gelbbraune Toncutane und mikritische Sekundärcarbonatausfällungen; oberes Bild Drittel: Primärcarbonat; in der Bildmitte zeigt das an sich rötlich-grau erscheinende Sekundär-Carbonat durch die gelblich-braunen Farbnuancen eine Tonbeimengung an, die auf gemeinsame Ton/Carbonatverlagerung hinweist - XPL.

4.2.3.2 Mikromorphologische Charakteristika

Wie im Profil Horstfelde ist für den Bv-Horizont ein Gefüge typisch, bei dem vorwiegend kleine Aggregate in Kornzwischenräumen liegen (*enaulic*). Die Körner selbst sind meist von nicht orientierter Feinsubstanz umgeben. Zahlreiche Wurzel- und Pflanzenreste sind Kennzeichen einer starken bioturbaten Homogenisierung dieses Bv-Horizontes, die bei den anderen untersuchten Bv-Horizonten ebenfalls festgestellt werden konnte (Anhang-Tab. 14b; Tafel 11: 1).

Im Bv-Ael-Horizont kommen zahlreiche Körner vor, die an ihrer Oberseite frei von Feinsubstanz sind. Vereinzelt treten Kappen (*silt clay cappings*) in Form von grauer Feinsubstanz auf mS/gS-Körner auf. Ton- bzw. Feinsubstanzverlagerung ist anhand von sehr staubigen Cutanen (*very dusty coatings*) festzustellen (Tafel 11: 2).

Im Ael- und Ael+Bt-Horizont kommen Bt-Schmitzen vor, auf denen teilweise Kappen (*silt-clay cappings*) sitzen, die aus Siltkörnern und submikroskopischer grauer Feinsubstanz bestehen. Diese Feinsubstanzkappen kommen auch auf Gesteinsfragmenten vor (Tafel 11: 3). Die Bt-Schmitzen selbst sind durchsetzt von gelbbraunen meist reinen Toncutanbruchstücken (Anhang-Tab. 14b). Toncutane reiner und staubiger Ausprägung, sowie sehr staubige Toncutane kommen vor allem im Ael+Bt-Horizont vor.

Im Bt-Horizont sind neben den durch drei verschiedene Tonverlagerungsphasen entstandenen rein gelbbraunen, staubig braunen und sehr staubig graubraunen Toncutanen auch Silt-Toncutane vertreten, deren Ton in der Regel reorientiert ist (Tafel 11: 4, 5). Silt-Ton-Verfüllungen sind durch starke Reorientierungsmerkmale gekennzeichnet, wodurch möglicherweise inkorporierte Toncutanbruchstücke nur schwer von der restlichen Tonsubstanz zu unterscheiden sind. In einigen Silt-Ton-Verfüllungen sind gut bis sehr gut orientierte Toncutane zu finden, die damit nach der jeweiligen Silt-Ton-Verfüllung entstanden sein müssen (Tafel 11: 6). Ab einer Tiefe von 116 cm sind keine Toncutanbruchstücke mehr vorhanden (Anhang-Tab. 14b). Fe-Mn-Konkretionen und -Überzüge auf Porenwänden sind in der Probe bei 116 cm am stärksten ausgeprägt.

Im eCc-Horizont sind neben mikritischen Sekundär-Carbonatausfällungen und Primär-Carbonat-Anteilen Toncutane festzustellen, die in Carbonatnähe wohl primär schon schlecht orientiert sind (Tafel 11: 7, 8). Eine gleichzeitige Verlagerung von Ton und Carbonat scheint durch die unterschiedlichen optischen Merkmale des Sekundärcarbonats nicht ausgeschlossen (Tafel 11: 8; KÜHN i.Dr. b).

4.2.4 Mikromorphogenetische Interpretation der Profile Horstfelde und Thyrow

Hauptunterschied der mikromorphologischen Merkmale beider Profile liegt im periglazial erhaltenen Gefüge (*lenticular structure* und *banded fabric*) im Profil Horstfelde ab 76 cm Tiefe, während im Profil Thyrow keine Spur davon zu finden ist.

Wie schon bei den Profilen Bar 100, E 106 und Len 4 diskutiert (Kap. 3.5.1- 3.5.3) kann dieses Gefüge in Profil Horstfelde auf Grund der Tiefe seines Vorkommens nur reliktil sein. Die rezente bzw. holozäne Gefügebildung im Bt-Horizont ist ab etwa 70 cm so schwach, dass das periglazial geprägte linsenförmige Gefüge bis zum heutigen Tage erhalten blieb. Dies stimmt in etwa mit den Befunden von Profil Bar 100 (Kap. 3.5.1.2) überein, die eine gleiche Gefügebildung in etwa 65 cm Tiefe zeigen.

Es ist davon auszugehen, dass die Flächen ab etwa 19000-20000 Jahren B.P. eisfrei waren (schriftliche Mitteilung von Dr. O. JUSCHUS vom 27. Mai 2002), so dass in diesem Raum über mehrere Jahrtausende kontinuierlicher Permafrost geherrscht haben dürfte (LIEDTKE 1993). Jedoch auch im geringer pedogenetisch-gefügemorphologisch überprägten tieferen Profiltail des Profils Thyrow sind keine mikromorphologischen Hinweise auf periglazialen Einfluss zu finden. Dies mag daran liegen, dass eine periglaziale Überprägung von

Sedimenten und Böden in sandigen Substraten nicht immer mikromorphologisch nachzuweisen ist, selbst bei eindeutigen makromorphologischen Befunden (HUIJZER 1993).

Es lassen sich in beiden Profilen mindestens drei Tonverlagerungsphasen (sehr staubig, staubig und rein) anhand ungestörter Toncutane feststellen, wie dies bei allen untersuchten Profilen der Fall ist. Jedoch ist im Profil Horstfelde kein eindeutiger Bezug einzelner Tonverlagerungsmerkmale zu periglazial entstandenen mikromorphologischen Eigenschaften herzustellen, wie das bei den Profilen Bar 100/200 möglich ist (Kap. 3.5.1.2).

Reine gelbbraune Toncutanbruchstücke kommen im Vergleich zu den in Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern untersuchten Profilen hier bis in eine Tiefe von etwa 70 cm (Profil Horstfelde) bzw. bis etwa 100 cm (Profil Thyrow) vor. Ist diese Ausprägung der Toncutanfragmente auf periglazialen Einfluss zurückzuführen, kann die größere Tiefe ihres Vorkommens in Zusammenhang mit dem kontinentaleren Klima und der länger andauernden periglazialen Phase im Älteren Jungmoränengebiet Brandenburgs im Vergleich zum nördlich anschließenden Jüngeren Jungmoränengebiet liegen.

In beiden Profilen kommen überwiegend reine und weniger staubige Toncutanbruchstücke vor. Die reinen Toncutanbruchstücke sind möglicherweise Zeugen der ältesten vierten Tonverlagerungsphase, wie dies in den Profilen Bar 100 und Bar 200 gezeigt wurde (Kap. 3.5.1.2). Wird der These der periglazialen Entstehung der Bt-Schmitzen gefolgt, wie sie in Kapitel 3.5.1.1.3 dargelegt wurde, gehörten auch die in Bt-Schmitzen vorkommenden Toncutanbruchstücke zu dieser ältesten Tonverlagerungsphase.

Weiterhin weisen Reorientierungsmerkmale an Toncutanen und Silt-Ton-Verfüllungen auf durch periglazialen Einfluss veränderte Tonverlagerungsmerkmale und damit auf spätglaziale Tonverlagerung hin (vgl. Kap. 3.5.1.1.3; KÜHN et al. 2002).

Ebenso als Zeugnis einer älteren bzw. der ältesten Tonverlagerungsphase sind die reorientierten Ton-Silt-Verfüllungen mit Fe-Hydroxid-Ausfällungen zu betrachten (Tafel 10: 6, 7). Die jüngeren daran angelagerten Toncutane zeigen keinen weiteren hydromorphen Einfluss.

Die Toncutanbrücken zwischen den Mineralkörnern in den Bt-Bändern des Profils Horstfelde sind eindeutig ein Kennzeichen von Tonverlagerung, die zur Ausbildung der Bt-Bänder führte. Dadurch ist eine sedimentäre Genese auszuschließen (RAWLING 2000). Ob die Toncutanbrücken in Zusammenhang mit dem Austauen der Bodengefrorenis im Spätglazial entstanden sind, wie PAYTON (1992, 1993) vermutet, oder ob sie ein Merkmal vertikaler wie horizontaler pedogenetischer Verlagerungsprozesse sind (GOETZ 1970), kann anhand der mikromorphologischen Kennzeichen nicht entschieden werden. Aufgrund des ausgeprägt flachen Reliefs im Umfeld des Profils dürfte jedoch ein lateraler pedogenetischer Einfluss von untergeordneter Bedeutung sein.

Zusammenfassend lassen sich in beiden untersuchten Profilen mikromorphologische Merkmale feststellen, die auf schon im Spätglazial stattgefundenen Tonverlagerung hinweisen: reine gelbbraune Toncutanbruchstücke in Bt-Schmitzen, Reorientierungsmerkmale des Tons in Toncutanen und Ton-Silt-Verfüllungen von Poren.

Nach Erachten des Autors ließe sich diese Interpretation allein anhand der Befunde aus beiden Profilen jedoch nicht ausreichend begründen. Aufgrund der stratigraphischen Vergleichbarkeit und der Ähnlichkeiten der substrat- und bodentypologischen Ausprägung mit den unzweideutigen mikromorpho-stratigraphischen Befunden der Profile Bar 100/200 (Kap. 3.5.1.2; KÜHN i. Dr. a) aus dem Mecklenburgischen Jungmoränengebiet, scheint der Analogieschluss gerechtfertigt, dass die im vorigen Absatz aufgezählten mikromorphologischen Merkmale einer ältesten Tonverlagerungsphase entsprechen.

Da die Entstehung der Bt-Schmitzen mit darin enthaltenen Toncutanbruchstücken, die Reorientierungsmerkmale der Toncutane und Silt-Ton-Verfüllungen einer periglazialen Beeinflussung zugeschrieben werden können, ist im Raum Thyrow/Horstfelde für diese

älteste Tonverlagerungsphase der Zeitraum zwischen 19000/20000 Jahren B.P. und der Jüngeren Dryas anzunehmen.

Vor oder mit Entstehung der nachfolgenden holozänen Tonverlagerungsmerkmale (braune staubige und braungraue sehr staubige Toncutane) führte schwacher hydromorpher Einfluss zur Ausbildung von Fe-Mn-Hydroxid-Ausfällungen in Ton-Silt-Verfüllungen und teilweise zur Ausbildung von Fe-Hydroxid-Überzügen auf Toncutanen (Anhang-Tab. 14: *hypocoatings on clay coatings*). Danach ist kein entsprechender Einfluss mikromorphologisch nachzuweisen, da die jüngeren Tonverlagerungsmerkmale keine Fe-Hydroxid-Ausfällungen oder -Überzüge aufweisen (Tafel 10; 11).

Die Braunerde weist in beiden Profilen ein durch Bioturbation geprägtes Gefüge auf. Da weiterhin von Fe, Mn-Hydroxid-Krusten umkleidete Minerale nur selten oder nicht festzustellen sind, lässt sich die von KOPP (1969: 58), KOPP & KOWALKOWSKI (1990) und KOWALKOWSKI (1989) formulierte Hypothese einer vorwiegend unter periglazialen Bedingungen entstandene Verbraunung nicht bestätigen. Eventuell periglazial entstandene Gefügeformen lassen sich mikromorphologisch nicht mehr nachweisen, weil durch die im holozän verstärkt auftretende Bioturbation alle früheren Gefügebraunungen im Bv-Horizont zerstört worden sind.

Fraglich bleibt, warum unter periglazialen Bedingungen entstandene Fe-, Mn-Hydroxid-Umkrustungen der Mineralkörner, die für unter kalten Klimaten entstandenen Braunerden typisch sind (KOPP & KOWALKOWSKI 1990: 68), durch Bioturbation zerstört worden sein sollten.

Eine spätglaziale Vorprägung der Braunerde ist nicht auszuschließen. Da jedoch aufgrund der Ausprägung der Tonverlagerungsmerkmale in der liegenden Fahlerde in beiden Profilen wohl eine mehrphasige holozäne Tonverlagerung (siehe oben) stattgefunden hat, ist die Annahme einer holozänen Hauptbildungsphase der Braunerde die logische Konsequenz. Die Entwicklung der Braunerde kann nur nach Beendigung der Lessivégenese stattgefunden haben, da sich eine gleichzeitige oder spätere Ausbildung eines Al- bzw. Ael-Horizontes unterhalb eines Bv-Horizontes pedogenetisch nicht erklären lässt.

4.3 Oberschwaben in Baden-Württemberg

Die Auswahl der Leitprofile bei Winterstettenstadt und Muttensweiler erfolgte gemeinsam mit Dr. M. KÖSEL (LGRB Baden-Württemberg).

4.3.1 Geologisch-bodenkundliche Einordnung

Die untersuchten Bodenprofile befinden sich im südwestdeutschen Alpenvorland westlich von Winterstettenstadt auf der Äußeren Jungendmoräne und südöstlich von Muttensweiler auf dem der Äußeren Jungendmoräne vorgelagerten Ingoldinger Schotterfeld (Abb. 4.7).

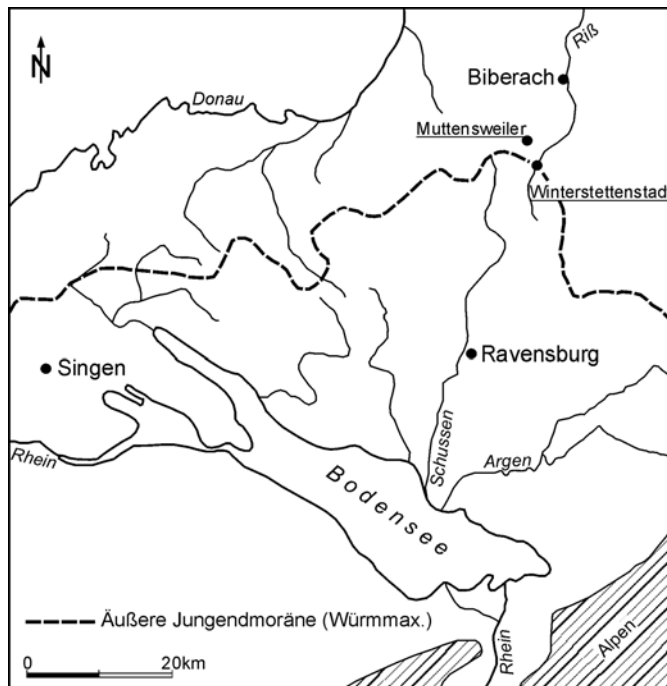


Abb. 4.7: Lage der Profile auf der Äußeren Jungendmoräne in Oberschwaben

Die Jungendmoräne stellt die äußerste, morphologisch deutlich, auch als Wall fassbare, Eisrandlage des würmzeitlichen Rheingletschers dar. Sie wurde vor ca. 20 000 Jahren im Zuge des hochwürmzeitlichen Eisvorstoßes abgelagert, der aus dem Alpenrheintal ca. 60 km weit in das Vorland vorrückte. Die zeitliche Einordnung der Jungendmoräne ins Hochwürm kann aufgrund verschiedener Altersdatierungen als gesichert angesehen werden (SCHREINER 1992: 190).

Typische Reliefelemente der Äußeren Jungendmoräne sind Toteishohlformen, die besonders zahlreich auf dem Scheitelbereich des Endmoränenwalls vorkommen und dort in ein stark kuppiges Relief eingebunden sind.

Im Bereich der Vollformen treten mittel (4-6 dm) und mäßig tief entwickelte (6-10 dm) Parabraunerden auf. In Hohlformen kommen tiefe Parabraunerden und schwächer lessivierte Subtypen bzw. Übergänge zu Braunerden aus zum Teil komplexer aufgebauten und stärker periglazial beeinflussten Ausgangssubstraten vor. In rezent und ehemals landwirtschaftlich genutzten Abschnitten des Endmoränenwalls wurde das Bodenmuster durch Erosions- und Akkumulationsvorgänge überprägt. In erosionsgefährdeten Reliefpositionen finden sich daher mit erodierten Parabraunerden deutlich verkürzte Bodenprofile sowie stellenweise Pararendzinen. Das abgetragene Bodenmaterial überlagert an Unterhängen und in Hohlformen die hier verbreiteten Bodentypen als 4-10 dm mächtiges Kolluvium.

Auf dem Ingoldinger Schotterfeld südlich von Muttensweiler herrschen tiefe Parabraunerden vor, die unter Wald häufig podsoliert sind. In flachen Hohlformen sind tiefe Parabraunerden und Braunerde-Parabraunerden verbreitet, während überwiegend in Rinnen 4-10 dm mächtige Kolluvien dominieren (KÖSEL 1994).

Die systematische pedo-geomorphologische Bearbeitung der Hohlformen ergab typische Sediment- und Bodenabfolgen, die im Hinblick auf die geomorphodynamischen und bodengenetischen Verhältnisse im Spätglazial neue und für diesen Raum bisher unbekannt Resultate ergaben (KÖSEL 1996: 37ff, 64f.). Auf der Endmoräne und dem Ingoldinger Schotterfeld kommen Profile in flachen Hohlformen und konkaven Unterhängen vor, die

feldbodenkundlich zunächst als Parabraunerde-Braunerde eingestuft wurden. Die tiefsten Horizonte dieser Profile zeigen makroskopisch die deutlichsten Bt-Merkmale und sind vom potenziellen Al-Horizont im Hangenden durch Horizonte mit schwach ausgebildeten oder fehlenden Toncutanen getrennt. Zwischen potenziellem Al- und Bt-Horizont liegen spätwürminterstadiale Ah-Horizonte mit Toncutanbruchstücken, die auf eine mehrphasige Bodengenesse und spätglaziale Lessivierung hinweisen (KÖSEL 1996; KÜHN & KÖSEL 2000).

4.3.2 Profil bei Winterstettenstadt

4.3.2.1 Aufbau von Profil 5B

Die Endmoräne besteht oberflächennah aus kiesreichen und z.T. Blöcke führenden Schottermoränen und groben Geschiebemergeln. Außerhalb der Hohlform wird der glazigene Untergrund von einer 30 cm mächtigen deutlich kiesärmeren und mit Schluff angereicherten Deckschicht überzogen. In anthropogen nicht überprägten Bereichen überzieht sie selbst stark reliefiertes Gelände oberflächenparallel als eigenständige Schicht. Auch lässt sich diese Deckschicht bis in die Hohlform zu Profil 5B verfolgen, deren Untergrenze hier durch eine Steinsohle markiert wird (Abb. 4.8). Genetisch wird sie als der Auftauboden der Jüngeren Tundrenzeit (Hauptlage) gedeutet, der durch den Eintrag von äolischem Material mit Schluff angereichert wurde. Das unmittelbar danach folgende rasche Aufkommen der holozänen Vegetation hat sie fixiert und vor Abtragung geschützt, womit die über das Relief auffallend gleiche Mächtigkeit verständlich wird (KÖSEL 1996).

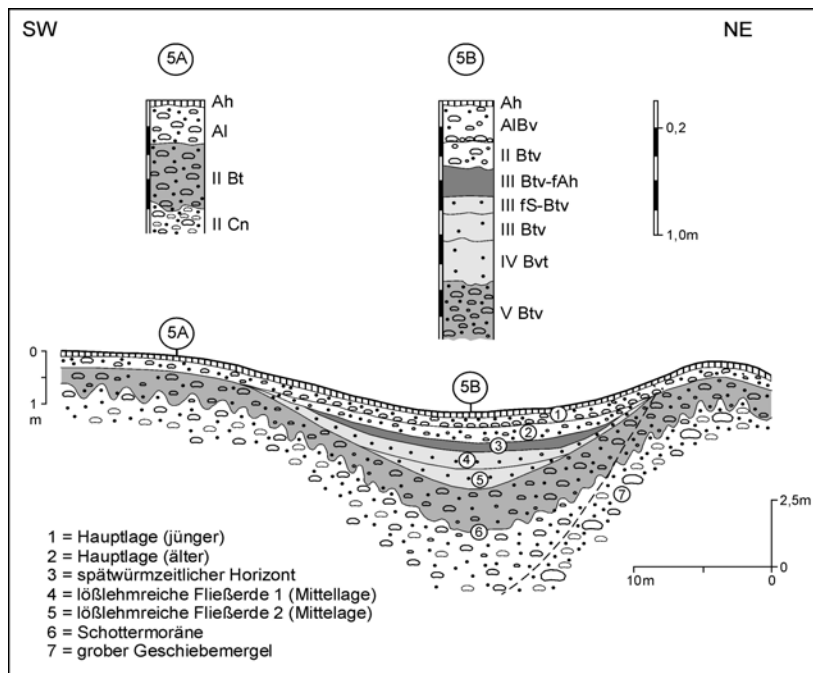


Abb. 4.8: Schnitt 5 durch Toteishohlform III auf der Jungendmoräne. Profil 5B: R 3553975, H 5319125 (verändert nach KÖSEL 1996: 41)

Darunter folgt in der Hohlform bis 50 cm unter Geländeoberfläche eine sehr ähnlich ausgebildete ältere Umlagerungsdecke (kieshaltiger Uls; Anhang-Tab. 15a). Beide sind locker gelagert. Im Liegenden folgt bis zum Einsetzen des glazigenen Materials in 135 cm Tiefe ein fast kiesfreies Sediment primär äolischer Entstehung mit hohen Schluff-Gehalten (60-65%; Anhang-Tab. 15a), die im unteren Abschnitt allerdings zum Teil durch höhere Feinsandgehalte ersetzt werden.

4.3.2.2 Mikromorphologische Charakteristika

Vom Al-Bv- bis zum III Btv-Horizont wurden 5 Dünnschliffe hergestellt, deren Analyse in Anhang-Tabelle 15b zusammengestellt sind.

Der Al-Bv-Horizont ist durchsetzt von Holzkohlestückchen, Pflanzenresten und rezenten Wurzeln. Er ist insgesamt sehr locker gelagert und hohlraumreich (Abb. 4.9). Durch starken biogenen Einfluss sind keine typischen Merkmale eines Eluvialhorizontes erkennbar, wie sie bei DUMANSKI & ARNAUD (1966) beschrieben sind.

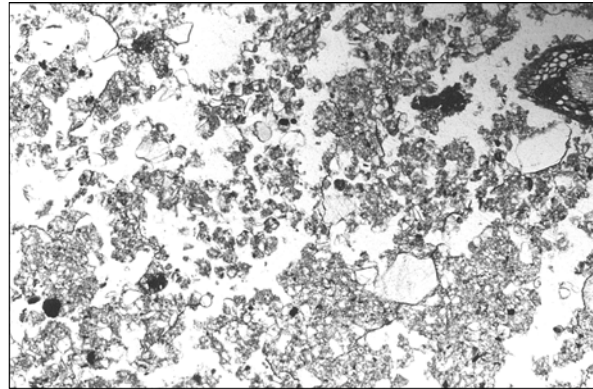


Abb. 4.9: Mikro-Fotografie aus dem Al-Bv-Horizont (20 cm) von Profil 5B: Grauweiße Flächen ohne erkennbare innere Struktur sind zum größten Teil Hohlräume; Flächen mit dunkelgrauen Farben sind verschiedenen große Krümel; rechts oben liegt eine angeschnittene Wurzel - PPL; Höhe rechter Bildrand: 2,7 mm

Der II Btv-Horizont ist ebenfalls stark durch Bioturbation beeinflusst. Vereinzelt kommen dünne (< 10 µm) mikrolaminierte Toncutane von meist staubiger Erscheinung vor, die eine schwache Tonverlagerung belegen (Tafel 12: 1). In Krümel inkorporierte Toncutanfragmente zeugen davon, dass durch im Boden lebende Tiere Toncutane fragmentiert werden können.

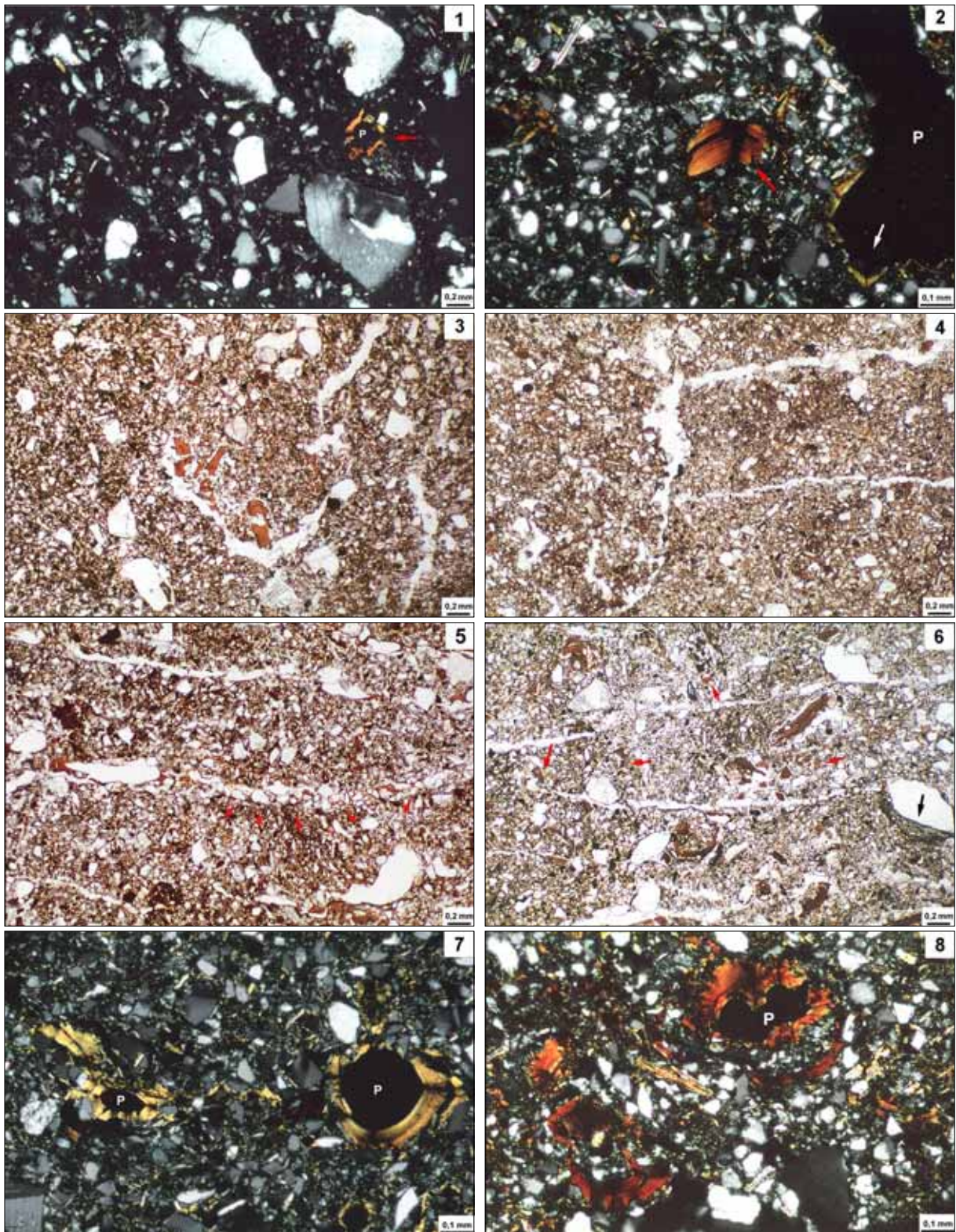
Die die Matrix des III Btv-fAh-Horizontes durchsetzenden rotbraunen Toncutanbruchstücke zeigen, dass es sich bei dem im Gelände zunächst als fAh angesprochenen Horizont um verlagertes Bodenmaterial handelt (Tafel 12: 2). Zur Zeit der Umlagerung muss schon ein Bt-Horizont und damit ein Lessivé existiert haben. Nach der Umlagerung fand erneut eine Tonverlagerung statt, die durch gelbbraune *in-situ*-Toncutane repräsentiert ist. Oft fast komplette Porenverfüllungen mit Toncutanbruchstücken weisen auch auf bioturbat fragmentierte Toncutane hin (Tafel 12: 3).

Für den III fS-Btv-Horizont (fS als Abkürzung für fossile Bleichungsmerkmale durch Redoximorphose) ist ein plattiges Mikrogefüge mit horizontal orientierten linsenförmigen Hohlräumen kennzeichnend. Teilweise ist dieses Mikrogefüge nachträglich durch Bioturbation aufgelöst worden (Tafel 12: 4). Häufig ist eine Anreicherung von Schluffkörnern an der Oberseite der Mikroplatten festzustellen (Tafel 12: 5). Im Inneren der Mikroplatten finden sich vielfach Toncutanbruchstücke, die eine Tonverlagerung vor der Bildung der Mikroplatten belegen und damit die älteste Tonverlagerungsphase repräsentieren (Tafel 12: 6). Gut orientierte mikrolaminierte gelbbraune Toncutane in horizontal orientierten linsenförmigen Hohlräumen belegen eine zweite Phase der Lessivierung. Die jüngste Phase der Tonverlagerung ist durch schluffhaltige oft sehr unrein und staubig erscheinende Silt-Ton-Cutane, die im Falle zusammengesetzter Toncutane immer am nächsten zum Poreninneren liegen, gekennzeichnet.

Im III Btv-Horizont findet sich eine große Anzahl ungestörter gelbbrauner und rotbrauner Toncutane, die in der Merkmalsausprägung den rotbraunen Toncutanbruchstücken im III Btv-fAh ähnlich sind (Tafel 12: 7, 8). Neben ungestörten Toncutanen kommen auch hier meist bioturbat fragmentierte Toncutanbruchstücke vor. Es sind keinerlei Anzeichen von Plattigkeit vorhanden.

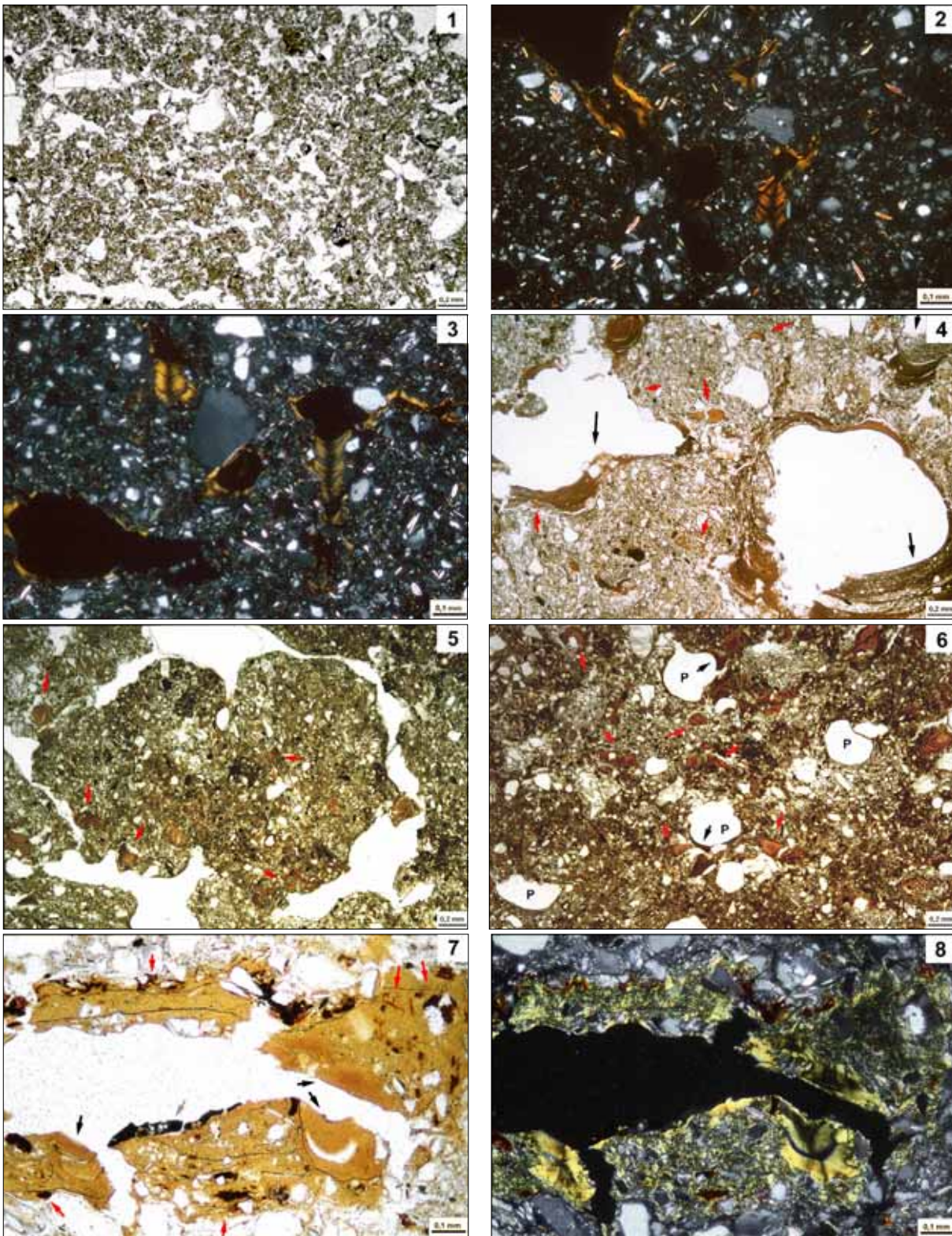
4.3.2.3 Bodengenetische Schlussfolgerungen und Diskussion

Die plattigen Mikroaggregate mit horizontal orientierten linsenförmigen Hohlräumen (*lenticular platy microstructure*) in Profil 5B können in der festgestellten Tiefe als Indikator



Tafel 12: Mikro-Fotografien von Profil 5B (Winterstettenstadt); P = Pore

(1) Btv (38 cm): Gut orientierte mikrolaminierte gelbrotbraune Toncutane (roter Pfeil) - XPL. (2) II Btv-fAh (60 cm): Rotbraunes mikrolaminiertes sehr gut orientiertes Toncutanbruchstück (roter Pfeil); gut orientierte gelbbraune Toncutane (weißer Pfeil) zeugt von einer Tonverlagerungsphase nach der Entstehung des Toncutanfragmentes - XPL. (3) II Btv-fAh (60 cm): In Bildmitte fast völlig verfüllter rundlicher Hohlraum mit rötlichbraunen Toncutanbruchstücken - PPL. (4) III fS-Btv (75 cm): In der rechten Bildhälfte plattige Aggregate, die in der linken Bildhälfte vollständig durch Bioturbation zerstört sind - PPL. (5) III fS-Btv (75 cm): Teilweise linsenförmig horizontal orientierte Hohlräume mit *in-situ*-Toncutanen; Anreicherung von Schluffkörnern an Plattenobergrenze (rote Pfeile); die Platten häufig mit klingenförmiger Ausbildung - PPL. (6) III fS-Btv (75 cm): Plattiges Aggregat mit im Platteninneren liegenden Toncutanbruchstücken (rote Pfeile), die eine Lessivierungsphase vor Ausbildung des Mikro-Plattigkeit bezeugen; schwarzer Pfeil: staubige Silt-Ton-Cutane - PPL. (7) III Btv (95 cm): Mit gelbbraunen, mikrolaminierten, gut orientierten, reinen und staubigen Toncutanen ausgekleidete Poren - XPL. (8) III Btv (95 cm): Rotbraune mikrolaminierte, sehr gut orientierte Toncutane, die im Hangenden vor allem im fAh nur als Toncutanbruchstücke vorkommen - XPL.



Tafel 13: Mikro-Fotografien von Profil Mut; P = Pore

(1) Bv1 (16 cm): Lockeres, hohlraumreiches Gefüge (*moni-crumb*) - PPL. (2) Bv/II fAh (47 cm): Sehr gut orientierte rötlichgelbbraune staubige Toncutane - XPL. (3) II fAh (66 cm): Sehr gut orientierte gelbbraune staubige Toncutane - XPL. (4) II fAh/Sw (70 cm): Reine rötlichgelbbraune Toncutanbruchstücke (rote Pfeile) neben staubig braunen Silt-Toncutanen (schwarze Pfeile), die teilweise in staubig braune Toncutane übergehen - PPL. (5) Übergang II fAh/Sw/Bt (74 - 84 cm): Krümel-Aggregat mit zahlreichen Toncutanfragmenten verschiedener Ausprägung (rote Pfeile) - PPL. (6) Bt (92 cm): Reine rötlichbraune Toncutanbruchstücke (rote Pfeile) neben sehr gut orientierten staubigen braunen Toncutanen (schwarze Pfeile) - PPL. (7) Bt (104 cm): Silt-Ton-Verfüllung mit Fe-Mn-Hydroxid-Anflügen und -Ausfällungen (rote Pfeile); jüngere Tonverlagerungsphase durch teilweise mikrolaminierte gelbbraune Toncutane ohne Fe-Hydroxid-Ausfällungen (schwarze Pfeile); grauer Pfeil zeigt auf durch Dünnschliffherstellung entstandenes Artefakt aus Abriebmaterial (v.a. Siliziumcarbid) - PPL. (8) Bt (104 cm): Deutliche Unterschiede in der Orientierung des Tons; jüngere Toncutane sehr gut orientiert; in älterer Silt-Tonverfüllung ist der Ton reorientiert- wie Foto (7), XPL.

für ehemalige Segregationseisbildung gelten (Kap. 3.5.1-3.5.3). Da ein entsprechendes Mikrogefüge ausschließlich im III fS-Btv-Horizont in einer Tiefe von 70-85 cm nachgewiesen werden konnte und gut orientierte Toncutane die linsenförmigen Hohlräume auskleiden, ist das plattige Mikrogefüge als reliktsch zu betrachten. Der reliktsche Charakter dieses Gefüges wird weiterhin durch dessen Fehlen im Hangenden bei gleichzeitigem Vorkommen von ungestörten Toncutanen gestützt, die eine komplette bioturbate Gefügeumwandlung ausschließen.

Deshalb ist anzunehmen, dass die Plattigkeit im Spätglazial, zuletzt nur in der Jüngeren Dryas, unter periglazialen Klimabedingungen entstanden sein kann. Typisches Merkmal häufig wechselnder Frost-Tau-Prozesse bzw. saisonalen Bodenfrostes ist die Anreicherung/Sortierung von Siltkörnern an der Oberseite der Mikroplatten (VAN VLIET-LANOË 1985).

Anhand der mikromorphologischen Analyse lassen sich im Profil 5B mindestens drei Tonverlagerungsphasen nachweisen: Phase 1 fand vor Ausbildung des plattigen Gefüges statt (rotbraune Toncutanbruchstücke innerhalb der Mikroplatten). Es ist anzunehmen, dass durch Segregationseisbildung unter periglazialen Bedingungen die Toncutane zerstört und fragmentiert in das Platteninnere gepresst wurden (VAN VLIET-LANOË 1990). Die 2. Phase nach dem Austauen des Segregationseises ist durch mikrolaminierte gelbbraune Toncutane in linsenförmigen Hohlräumen belegt. Die 3. Phase als jüngste Tonverlagerungsphase ist durch meist siltreiche, staubig erscheinende Toncutane belegt.

Die vorgestellten stratigraphischen und mikromorphologischen Befunde vor allem von Profil 5B führen zu dem Schluss, dass in diesem und auch in Profil Mut Lessivierung im Spätglazial und im Holozän stattgefunden hat, ohne jedoch deren Intensität beurteilen zu können.

Unterstützt werden die mikromorphologischen Befunde durch Makrorestfunde im fAh-Horizont von *Betula nana*, *Hippophae* und *Juniperus*, die auf ein spätwürmzeitliches Alter des fAh-Horizontes hinweisen (KÖSEL 1996: 40), während ein ¹⁴C-Datum von 6285 a BP (Hv 17045) die spätglaziale Entstehung des humosen Horizontes nicht bestätigt. Das „zu junge“ ¹⁴C-Alter kann durch rezente Durchwurzelung verursacht worden sein, die zu einer „Verjüngung“ der organischen Substanz führt.

Weiter gestützt wird die vorgelegte bodengenetiche Interpretation durch TL-Daten (von Dr. A. KADEREIT, MPI Heidelberg, KÖSEL schriftl. Mitt. April 2002), die für das Sediment des II Btv-Horizontes einen Modell-Zeitraum der Ablagerung von 2,2-2,9 ka, für das Sediment des Btv-fAh-Horizontes von 8,4-11,1 ka (Mittelwert 9,75 ka) und für das Sediment des III Btv-Horizontes von 11,0-14,6 ka (Mittelwert 12,8 ka) ergeben, je nachdem welcher Bodenwassergehalt (jüngeres Datum Wassergehalt von 20%, älteres Datum Wassergehalt von 30%) der Altersberechnung zugrundegelegt wird. Das jungholozäne Alter aus dem II Btv-Horizont liegt mit großer Wahrscheinlichkeit an einem bioturbaten Verjüngungseffekt des Sedimentes aufgrund der starken Durchwurzelung und Vermischung von Bodenmaterial durch Bodentiere.

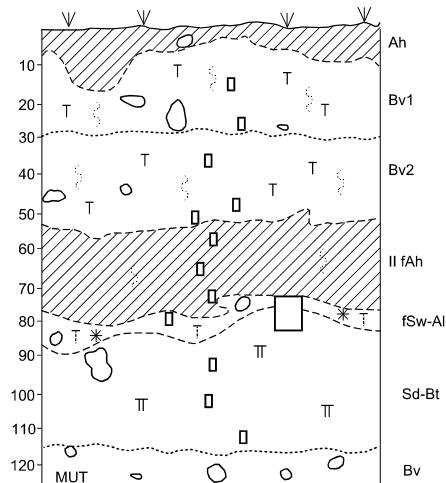
Werden die Mittelwerte genommen, ergäben sich damit etwa 3000 Jahre im Spätglazial/Frühholozän, in denen Bodenbildung stattfinden konnte und die zur Bildung eines Lessivés mit dem plattig ausgeprägten Sw-Al-Horizont führte, der sich später zum III fS-Btv-Horizont weiter entwickelte. Im Holozän bildete sich der unter der Hauptlage begrabene Lessivé in Form eines pedogenetischen Durchgriffs von der Geländeoberfläche aus weiter (ungestörte Toncutane im fAh-Horizont!).

Die Verbraunung oberhalb des III fS-Btv-Horizontes ist eindeutig als holozäner pedogenetischer Prozess einzuordnen. Die Gefügemerkmale des Bv-Horizontes ähneln den Merkmalen der Bv-Horizonte der Lessivés aus dem Norddeutschen Tiefland außerordentlich (vgl. Bv-Horizonte der in Kap. 3.1- 3.3 und 4.1-4.2 vorgestellten Profile). Dass in

Profil 5B der Bv-Horizont zusätzliche Lessivierungsmerkmale zeigt, liegt mit großer Sicherheit an dem wesentlich feinkörnigeren Ausgangssubstrat im Vergleich zur durchschnittlichen Korngrößenzusammensetzung der Decksande Norddeutschlands.

4.3.3 Profil bei Muttensweiler

Als weiteres Vergleichsprofil zum Jugendmoränen-Standort 5B wurde ein Profil bei Muttensweiler (Profil Mut), auf dem Ingoldinger Schotterfeld gelegen, mikromorphologisch beprobt und analysiert.



4.3.3.1 Aufbau von Profil Mut

Der Profilaufbau gleicht prinzipiell dem von Profil 5B, nur dass hier im Liegenden anstatt der Schottermoräne würmzeitlicher Kies vorliegt (Abb. 4.10). Die Horizontabfolge ist mit der von Profil 5B vergleichbar. Bei 30 cm ist eine Steinsohle ausgebildet. An der Untergrenze des II fAh-Horizontes ist zusätzlich eine schwache Steinsohle ausgebildet, jedoch keine schwache Plattigkeit im Sw-Al-Horizont zu erkennen, wie dies bei Profil 5B im fS-Btv-Horizont der Fall ist (Kap. 5.2.1.2).

Abb. 4.10: Skizze von Profil Mut; R: 3553500, H: 5321300

4.3.3.2 Mikromorphologische Charakteristika

Beide Bv-Horizonte besitzen ein sehr lockeres hohlraumreiches Gefüge mit vielen Krümeln (*crumb structure, monic*), sind stark durchwurzelt und enthalten zahlreiche Pflanzenreste (Tafel 13: 1). Schwache Merkmale von Tonneubildung sind anhand punktuell verteilter kleiner (<5 µm) Tondomänen festzustellen (*stipple speckled b-fabric*), jedoch sind meist keine besonderen auf orientierten Ton zurückführende *b-fabrics* festzustellen (*undifferentiated b-fabric*). Erst im tieferen Abschnitt des Bv2-Horizontes kommen sehr gut orientierte staubige Toncutane mit 30-50 µm Dicke vor (Tafel 13: 2). Vereinzelt kommen im tieferen Bereich des Bv2-Horizontes Toncutanbruchstücke vor.

Im II fAh-Horizont kommen die verschiedensten Gefügeausprägungen wie Schwamm-, Granular- und kompaktiertes Granular-Gefüge (*compacted granular structure*) vor, die sowohl durch Umlagerungsprozesse, als auch Bioturbation entstanden sein können. Zahlreiche Pflanzenreste weisen auf den Einfluss der Bioturbation hin. Tonneubildungsmerkmale (*stipple speckled b-fabric*) sind stärker als in den Bv-Horizonten ausgebildet. Anhand von gut orientierten staubigen und reinen Toncutanen (*dusty, limpid*) sind zwei verschiedene Tonverlagerungsphasen festzustellen (Tafel 13: 3). Hinzu kommen siltreiche Toncutane (*silt-clay coatings*), die im liegenden Sd-Bt-Horizont erst wieder ab 100 cm vorkommen. Eine ältere Tonverlagerungsphase ist nur noch durch reine rötlichbraune Toncutanbruchstücke repräsentiert, die am zahlreichsten im liegenden fSw-Al- und Sd-Bt-Horizont auftreten. Ovale bis rundliche konkretionäre Fe-Mn-Hydroxid-Ausfällungen (*nucleic ferruginous nodules*) sind bis in den fSw-Al-Horizont meist durch scharfe Grenze zur umgebenden Matrix gekennzeichnet. Dies weist darauf hin, dass diese Konkretionen umgelagert wurden (auch durch Bioturbation) und dies damit vor Bildung der ungestörten Toncutane geschehen sein muss. Ebenso sind durch die Umlagerung Toncutanfragmente entstanden, die eine ältere Tonverlagerungsphase bezeugen, da sie

zum Beispiel auch neben ungestörten staubigen gelbbraunen Toncutanen vorkommen (Tafel 13: 4).

Im fSw-Al-Horizont ist ebenfalls ein starker bioturbater Einfluss festzustellen (u. a. zahlreiche Pflanzenreste), der teilweise auch zu einer Fragmentierung vorhandener Toncutane geführt haben muss (Tafel 13: 5). Über das Profil betrachtet ist hier auch die größte Anzahl von Toncutanbruchstücken festzustellen, deren Fragmentierung nicht auf Bioturbation zurückzuführen ist. In der Probe ist bei 70 cm noch ein sehr schwach ausgebildetes Bändergefüge erhalten geblieben, das in stratigraphisch ähnlicher Position liegt wie die plattig-linsenförmige Gefügeausbildung in Profil 5B. Die Tonverlagerungsmerkmale gleichen denen des hangenden fAh-Horizontes. Einzige Ausnahme ist das Vorkommen von sehr staubigen (*very dusty*) Toncutanen im Übergang zum Sd-Bt-Horizont. Auch werden im Übergang zum Sd-Bt-Horizont die Hydromorphie Merkmale in Form von Konkretionen und Überzügen (*aggregate, typical nodules, ferr. hypocoatings on groundmass*) deutlicher. Die Konkretionen sind aufgrund ihrer scharfen Grenzen zur Umgebung zum Teil als allochthon zu betrachten.

Das dominierende Gefüge im Sd-Bt-Horizont ist das Röhren- oder Poren-Gefüge (*channel structure*). Dies bedeutet, dass Poren die überwiegend vorkommenden Hohlräume bilden und mikromorphologisch sich keine weitere Aggregatbildung abzeichnet. Gut orientierte staubige, sowie gut orientierte und reorientierte reine Toncutane sind im gesamten Sd-Bt-Horizont zu finden, wobei reorientierte Toncutane und Ton-Silt-Verfüllungen in der Regel zur ältesten Tonverlagerungsphase gehören, ebenso wie reine rötlichgelbbraune Toncutanfragmente (Tafel 13: 6). Da diese reinen rötlichgelbbraunen Toncutanfragmente neben ungestörten staubigen braunen Toncutanen vorkommen, gehören die staubigen Ausprägungen der Toncutane in der Regel zu den jüngeren Tonverlagerungsphasen. Ab etwa 100 cm Tiefe treten siltreiche Toncutane bzw. Silt-Ton-Verfüllung mit Ton-Reorientierungsmerkmalen auf (Tafel 13: 7, 8), während gleichzeitig kaum noch Toncutanfragmente vorkommen und staubige Toncutanfragmente fehlen (Anhang-Tab.15b). In diesen reorientierten Silt-Ton-Verfüllungen treten jüngere sehr gut orientierte schwach staubige gelbbraune Toncutane auf (Tafel 13: 7, 8). Ein besonderes Merkmal sind Fe-Oxid-Überzüge auf Toncutanen und Fe-Hydroxid-Ausfällungen auf Silt-Ton-Verfüllungen, die einen hydromorphen Einfluss nach Bildung dieser Tonverlagerungsmerkmale belegen.

4.3.3.3 Bodengenetische Schlussfolgerungen und Diskussion

Aufgrund des ausgeprägten Einflusses der Bioturbation unterhalb des fAh-Horizontes sind plattige Mikroaggregate mit horizontal orientierten linsenförmigen Hohlräumen (*lenticular platy microstructure*), wie in Profil 5B, nicht erhalten geblieben ist, falls dieses an den beprobten Stellen tatsächlich ausgeprägt war.

Mikromorphologisch bedeutsam ist die Tiefenverteilung reorientierter und orientierter Toncutane, die darauf hinweist, dass ein Teil der reinen reorientierten Toncutane zu einer älteren und staubige gut orientierte Toncutane zu einer jüngeren Tonverlagerungsphase gehören.

Oberhalb von 90 cm sind an Toncutanen überhaupt keine Reorientierungsmerkmale festzustellen, während diese unterhalb von 90 cm häufig bei reinen Toncutanen und allen Silt-Ton-Verfüllungen, jedoch selten bei staubigen Toncutanen festzustellen sind. Wie in Kapitel 4.1.4 dargelegt, werden vom Autor reorientierte Toncutane in den untersuchten Profilen als überwiegend reliktsche Tonverlagerungsmerkmale betrachtet, da rezenter Hydromorphieeinfluss und Bioturbation zu einer Reorientierung des überwiegenden Anteils der Tonverlagerungsmerkmale hätte führen müssen.

Bezüglich des Vorkommens der Reorientierungsmerkmale scheinen sich die eigenen Ergebnisse im Widerspruch zu FREI (1967) zu befinden, der in einem Lessivé im

schweizerischen Mittelland nur unterhalb von 70 cm scharf konturierte und gut ausgebildete Tonhäutchen findet. Abbildung 5 in FREI (1967: 296) zeigt in 100 cm Tiefe „...gut abgegrenzte, stark doppelbrechende Tonhäute und Porenfüllung.“, jedoch mit Reorientierungsmerkmalen. Es ist deshalb bei FREI (1967) zu beachten, dass Reorientierungsmerkmale damals nicht berücksichtigt wurden und der Widerspruch damit ein scheinbarer ist, der in der früher gebräuchlichen mikromorphologischen Terminologie begründet liegt.

Die Tiefenverteilung der Toncutanfragmente zeigt (Anhang Tab. 15b), dass im Sd-Bt-Horizont unterhalb von etwa 90 cm ausschließlich reine Toncutanbruchstücke vorkommen, während staubige Toncutanbruchstücke fehlen. Am zahlreichsten sind Toncutanfragmente im Übergang II fAh/Sw-Al/Sd-Bt vertreten, wie dies auch im Profil 5B festzustellen war. Jedoch ergab sich hier aufgrund der starken Bioturbation kein eindeutiger Zusammenhang zu einem periglazial entstandenen Mikrogefüge.

Die erst ab 100 cm vorkommenden Silt-Ton-Verfüllungen sind schlecht orientiert bzw. reorientiert. Da diese Porenverfüllungen in der Regel einen gewissen Siltanteil besitzen, scheinen sie nicht einfach mit Ton verfüllte Poren oder im spitzen Winkel angeschnittene Toncutane zu sein. Entweder wurde primär Silt mit Ton verlagert oder nach Ablagerung des Tons Siltkörner durch weitere Prozesse in den verlagerten Ton inkorporiert, die zu Reorientierungsmerkmalen im Ton führten (FITZPATRICK 1993).

Nach Erachten des Autors sind diese Silt-Ton-Verfüllungen ebenfalls der ältesten Tonverlagerungsphase zuzurechnen, da fleckige Fe-Oxid-Ausfällungen auf Silt-Ton-Verfüllungen einen Hydromorphieeinfluss nach deren Bildung zeigen, die bei jüngeren Tonverlagerungsmerkmalen fehlen (vgl. Kap. 4.2.4). Dagegen ist an jüngeren, in diese Verfüllungen eingelagerten Toncutanen, kein Hydromorphieeinfluss feststellbar (Tafel 13: 7, 8).

Insgesamt liefert die mikromorphologische Analyse des Profils Mut keine so eindeutigen Ergebnisse wie die von Profil 5B, obwohl die feldbodenkundlichen Befunde dies zunächst vermuten ließen. Durch den starken Einfluss der Bioturbation wurden die entscheidenden mikromorphologischen Merkmale weitgehend zerstört, die auf eine periglaziale Überprägung des Bodens und des Sediments schließen lassen.

Auch ohne die Befunde von Profil 5B lassen sich mikromorphologisch vier verschieden alte Tonverlagerungsphasen unterscheiden: Zwei ältere Phasen in Form von reorientierten Silt-Ton-Verfüllungen und rötlichgelbbraunen Toncutanbruchstücken, zwei jüngere Phasen in Form von gut orientierten reinen gelbbraunen und staubigen gelbbraunen Toncutanen. Die im Übergangsbereich fSw-Al/Sd-Bt-Horizont vorkommenden sehr staubigen Toncutane (als fünfte Tonverlagerungsphase) sind möglicherweise ein Resultat des spätglazial-frühholozänen Umlagerungsprozesses, der zur Bildung des relativ mächtigen fAh-Horizontes führte.

Werden die Befunde von Profil 5B hinzugenommen, lässt sich eine genauere zeitliche Einordnung der Tonverlagerungsphasen treffen, welche die rötlichgelbbraunen Toncutanbruchstücke und Silt-Tonverfüllungen ins Spätglazial und die gut orientierten reinen gelbbraunen und staubigen gelbbraunen Toncutane ins Holozän stellt. Ein erster hydro-morpher Einfluss ist zwischen den älteren und jüngeren Tonverlagerungsphasen festzustellen, da Silt-Tonverfüllungen durch Fe-Hydroxid-Ausfällungen gekennzeichnet sind.

4.3.4 Zusammenfassende pedogenetische Beurteilung

Die vorgestellten Befunde zeigen mindestens drei bzw. vier Tonverlagerungsphasen, von denen mindestens eine Phase anhand des mikromorphologischen Zusammenhangs eindeutig als reliktsch zu beurteilen ist und vom Autor ins Spätglazial gestellt wird. Der

pedo-geomorphologische Befund, sowie TL-Modellalter und Makrorestbefunde (im fAh von Profil 5B) stützen diese Einordnung (KÖSEL 1996; KÜHN & KÖSEL 2000). Die restlichen Ausprägungen der Tonverlagerungsphasen sind überwiegend Merkmale der holozänen Pedogenese.

Im Profil Mut lassen sich zwar vier Tonverlagerungsphasen unterscheiden, jedoch fehlen hier durch häufige Frost-/Tauwechsel verursachte Gefügemerkmale, wie sie in Profil 5B zum Teil erhalten geblieben sind. Deshalb bleiben hier die wichtigsten mikromorphologischen Unterscheidungsmerkmale: die Tiefenverteilung der Reorientierungsmerkmale an Toncutanen, die Vergesellschaftung von Toncutanbruchstücken und Toncutanen, sowie Fe-Hydroxid-Ausfällungen auf Toncutanen, anhand derer sich vier unterschiedlich alte Tonverlagerungsphasen nachweisen ließen.

Der stratigraphisch und bodentypologisch vergleichbare Aufbau beider Profile, ermöglicht die Übernahme der weiteren chronostratigraphischen Befunde von Profil 5B auf Profil Mut, ohne dabei größere Unsicherheiten zu riskieren.

Da in Profil 5B die TL-Modellalter (Kap. 4.3.2.3) des Sedimentes über dem Lessivé ein frühholozänes bzw. jüngeres Alter besitzen, sind Verbraunung und schwache Lessivierung in den oberen 50 cm beider Profile als Merkmale der holozänen Bodenbildung zu betrachten.

4.3.5 Bodentypologische Einordnung

Die nachgewiesenen reliktschen pedogenetischen Merkmale des liegenden Lessivés führen damit zu einer neuen bodentypologischen Einordnung der vorgestellten Profile zunächst als *Parabraunerde-Braunerde über fossiler Parabraunerde* (Profil 5B) bzw. als *Parabraunerde-Braunerde über fossiler Pseudogley-Parabraunerde* (Profil Mut). Hierbei ist die typologische Einordnung der Hydromorphiemerkmale ungenau, da diese sowohl reliktsch als auch rezent entstanden sein können, aber vorwiegend im liegenden Lessivé festzustellen sind. Nicht exakt ist auch die typologische Einordnung des liegenden Lessivés, der Toncutane eines *pedogenetischen Durchgriffs* aus dem Hangenden enthält.

Nach FELIX-HENNINGSSEN & BLEICH (1996) soll bei der Verwendung des *Terminus technicus* „fossil“ eine mindestens 7 dm mächtige Deckschicht über dem fossilen Boden liegen. Ist diese geringer, soll dieser als *reliktsch* bezeichnet werden. Die Mächtigkeitsangabe von 7 dm orientiert sich daran, dass nach SCHÄTZL & SORENSON (1987) eine Tiefe des Begrabenseins zu ermitteln sei, ab der nur noch diagenetische Prozesse wirksam wären und keine von der Oberfläche durchgreifenden pedogenetischen Prozesse.

Bei Anwendung des Vorschlags von FELIX-HENNINGSSEN & BLEICH (1996) ergeben sich bei den vorgestellten Profilen insofern Probleme, dass eine definierte pedogenetisch/diagenetische Grenze im II fAh von Profil 5B beziehungsweise etwas unterhalb von diesem läge. Im II fAh von Profil 5B ist mit Sicherheit ein autochthoner spätglazialer *Ah-Anteil* (Makrorestfunde) enthalten, jedoch auch jüngeres mittelholozänes organisches Material (¹⁴C-Alter), das auf eine weitergehende Pedogenese hinweist. Die ungestörten Toncutane im II fAh weisen auf fortdauernde Pedogenese selbst über die geforderte Tiefe von 7 dm hin.

Es zeigt sich, dass sowohl die oben genannte bodentypologische Einordnung ungenau ist, als auch die Einordnung nach FELIX-HENNINGSSEN & BLEICH (1996) Ungenauigkeiten in sich birgt. Exakt lassen sich die vorgestellten Böden auch nicht nach dem System von REUTER (2000) definieren.

Beide Böden wären dagegen eindeutig zu kennzeichnen, wenn „Horizonte, in denen genetisch gleichartige Merkmale aus verschiedenen alten Bodenbildungsperioden nebeneinander auftreten...“ (FELIX-HENNINGSSEN 1979: 8) als *teilreliktsch* bezeichnet werden.

Deshalb möchte der Autor den Vorschlag von FELIX-HENNINGSSEN (1979) aufgreifen und die Definition von *teilreliktisch* erweitern. Trotz des Vorschlags von FELIX-HENNINGSSEN & BLEICH (1996) wird bewusst keine bestimmte Tiefe als pedogenetische Grenze angegeben, da diese zu ungewollten Unschärfen führt. Damit fände auch jeder lateral-pedogenetische Einfluss seine Berücksichtigung, da dieser rezent auch unterhalb von 7 dm pedogenetisch wirksam sind.

Die erweiterte Definition für *teilreliktisch* sei: „Horizonte und Böden, in denen genetisch gleichartige Merkmale aus verschiedenen alten Bodenbildungsperioden nebeneinander auftreten, und die rezent gleichartige Merkmale ausbilden, werden als *teilreliktisch* bezeichnet.“

Bezüglich der vorgestellten Profile wäre sowohl der Paläo-Charakter des liegenden Lessivés enthalten, als auch dessen pedogenetische Beeinflussung im Sinne eines pedogenetischen Durchgriffs aus dem geländeoberflächennahen Hangenden.

Nach dieser Definition sind beide Profile bodentypologisch exakt als *Parabraunerde-Braunerde über teilreliktischer Parabraunerde* (Profil 5B) bzw. als *Parabraunerde-Braunerde über teilreliktischer Pseudogley-Parabraunerde* (Profil Mut) zu klassifizieren.

4.4 Zusammenfassung

Für einen mikromorphogenetischen Vergleich wurden 5 Leitprofile aus Schleswig-Holstein, Brandenburg und Baden-Württemberg feldbodenkundlich aufgenommen, in die regionale Bodenlandschaft eingeordnet, sowie eingehend mikromorphologisch analysiert und interpretiert.

Die Lessivé-Braunerde in Schleswig-Holstein besitzt eine zungenförmige Ausprägung des Ael-Horizontes (Kap. 4.1.2), während in beiden Lessivés in Brandenburg zahlreiche Bt-Schmitzen in den Ael+Bt-Horizonten vorkommen und auch Sandkeile neben dem Profil Horstfelde entwickelt sind (Kap. 4.2.3.1., 4.2.3.1). In beiden Leitprofilen aus Baden-Württemberg liegt unter einem kolluvial bzw. periglazial beeinflussten begrabenen fAh-Horizont eine Parabraunerde.

In den Lessivés aus Schleswig-Holstein und Brandenburg sind mikromorphologische Hinweise auf periglaziale Beeinflussung der Böden auf grobkörnigen Mineralkomponenten und Gesteinfragmenten sitzende Silt-Ton-Kappen und meist horizontal orientierte linsenförmige Hohlräume neben und unter grobkörnigen Mineralkomponenten. Die teilweise Verfüllung dieser Hohlräume mit Feinmaterial und Toncutanfragmenten ist mit dem Austauen des Permafrostes bzw. Segregationseises in Verbindung zu bringen (Kap. 4.1.4). Weiterhin werden Reorientierungsmerkmale an Toncutanen und Silt-Ton-Verfüllungen als durch periglazialen Einfluss veränderte Tonverlagerungsmerkmale gedeutet und damit als Merkmale spätglazialer Tonverlagerung (Kap. 4.1.4, 4.2.4).

Es lassen sich in allen Profilen mindestens drei Tonverlagerungsphasen anhand ungestörter sehr staubiger, staubiger und reiner Toncutane feststellen.

Reine gelbbraune Toncutanbruchstücke sind in Brandenburg im Vergleich zu den untersuchten Profilen in Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern bis in eine Tiefe von etwa 70 cm (Profil Horstfelde) bzw. bis etwa 100 cm (Profil Thyrow) zu finden. Diese reinen Toncutanbruchstücke sind möglicherweise Zeugen der ältesten vierten Tonverlagerungsphase, wie dies in Lessivés mit Sandkeilen in Mecklenburg-Vorpommern gezeigt wurde (Kap. 3.5.1.2). Wird der These der periglazialen Entstehung der Bt-Schmitzen gefolgt, wie in Kapitel 3.5.1.1.3 dargelegt, gehören auch die in Bt-Schmitzen vorkommenden Toncutanbruchstücke zu dieser ältesten Tonverlagerungsphase.

Ein weiteres Zeugnis einer älteren bzw. der ältesten Tonverlagerungsphase sind reorientierte Silt-Ton-Verfüllungen mit Fe-Hydroxid-Ausfällungen, da die jüngeren daran angelagerten ungestörten Toncutane keinen weiteren hydromorphen Einfluss zeigen.

Aufgrund der stratigraphischen Vergleichbarkeit und der Ähnlichkeiten der substrat- und bodentypologischen Ausprägung mit den mikromorphogenetisch-stratigraphischen Befunden besonders der Profile Bar 100/200 (Kap. 3.5.1.2) und des Profils Len 4 (Kap. 3.5.3.3) aus dem mecklenburgischen Jungmoränengebiet scheint der Analogieschluss gerechtfertigt, dass die nachfolgend aufgezählten mikromorphologischen Merkmale einer ältesten spätglazialen Tonverlagerungsphase entsprechen: reine gelbbraune Toncutanbruchstücke in durch Frosthub entstandenen Hohlräumen unter Gesteinsfragmenten, Ton-Silt-Kappen, reine gelbbraune Toncutanbruchstücke in Bt-Schmitzen, Reorientierungsmerkmale des Tons in Toncutanen und Silt-Ton-Verfüllungen von Poren.

Ungestörte braune staubige und braungraue sehr staubige Toncutane ohne Reorientierungsmerkmale sind Kennzeichen nicht weiter veränderter Tonverlagerungsphasen, die holozänen Bodenbildungsprozessen zugeordnet werden können.

Vor oder mit Entstehung der holozänen Tonverlagerungsmerkmale führte in den brandenburgischen Profilen ein schwach hydromorpher Einfluss zur Ausbildung von Fe-Mn-Hydroxid-Ausfällungen in Silt-Ton-Verfüllungen und teilweise zur Ausbildung von Fe-

Hydroxid-Überzügen auf Toncutanen (Anhang-Tab. 14b: *hypocoatings on clay coatings*). Danach ist kein entsprechender Einfluss mikromorphologisch nachzuweisen, da die jüngeren Tonverlagerungsmerkmale keine Fe-Hydroxid-Ausfällungen oder -Überzüge aufweisen (Tafel 10; 11). Im Lessivé aus Schleswig-Holstein datieren oxidische Überzüge auf Toncutanen eine hydromorphe Beeinflussung in den Zeitraum nach der Tonverlagerung.

In allen drei Profilen weisen die Bv-Horizonte der im Decksand entwickelten Braunerde charakteristischerweise ein durch Bioturbation geprägtes Gefüge auf. Da keinerlei mikromorphologisch-periglazialen Merkmale festzustellen sind, lässt sich die These einer vorwiegend unter periglazialen Bedingungen entstandene Verbraunung nicht bestätigen. Eventuell periglazial entstandene Gefügeformen lassen sich mikromorphologisch nicht mehr nachweisen, da alle früheren Gefügeausprägungen im Bv-Horizont durch holozäne Bioturbation zerstört wurden.

Die vorgestellten mikromorphogenetischen Befunde aus den Braunerden über fossilen Parabraunerden in Baden-Württemberg zeigen mindestens drei bzw. vier Tonverlagerungsphasen, von denen mindestens eine Phase als reliktilisch zu beurteilen ist und ins Spätglazial zu stellen ist. Im fAh-Horizont sind reine Toncutanbruchstücke verbreitet. Direkt unter dem fAh-Horizont blieb im Profil 5B als Merkmal einer periglazialen Überprägung ein plattig-linsenförmiges Gefüge erhalten. In den Platten finden sich Toncutanbruchstücke, Der pedo-geomorphologische Befund, das TL-Modellalter und Makrorestfunde aus dem fAh-Horizont von Profil 5B stützen diese Einordnung (Kap. 4.3.2.3). Die restlichen Ausprägungen der Tonverlagerungsphasen sind überwiegend Merkmale der holozänen Pedogenese. Nachdem in Profil 5B die TL-Modellalter (Kap. 4.3.2.3) des Sedimentes über dem Lessivé ein frühholozänes bzw. jüngeres Alter besitzen, sind Verbraunung und schwache Lessivierung in den oberen 50 cm beider Profile als Merkmale der holozänen Bodenbildung zu betrachten.

Im Profil Mut (Kap. 4.3.3) lassen sich zwar vier Tonverlagerungsphasen unterscheiden, jedoch fehlen hier durch häufige Frost-/Tauwechsel verursachte Gefügemerkmale, wie sie in Profil 5B zum Teil erhalten geblieben sind. Deshalb blieben die wichtigsten mikromorphologischen Unterscheidungsmerkmale für die Ausgliederung der Tonverlagerungsphasen übrig: die Tiefenverteilung der Reorientierungsmerkmale an Toncutanen, die Vergesellschaftung von Toncutanbruchstücken und Toncutanen, sowie Fe-Hydroxid-Ausfällungen auf Toncutanen.

Da beide Profile stratigraphisch und bodentypologisch ähnlich aufgebaut sind, lassen sich die weiteren chronostratigraphischen Befunde von Profil 5B auf Profil Mut übertragen, ohne dabei größere Unsicherheiten zu riskieren.

Die Hauptlage zeigt neben den Verbraunungsmerkmalen schwache Anzeichen von Lessivierung, die mikromorphologisch nachzuweisen sind. Sonst besitzen die Btv-Horizonte ein überwiegend durch Bioturbation geprägtes Gefüge.

Abschließend wird die Zuordnung der Profile in die deutsche Bodenklassifikation diskutiert und ein Vorschlag für deren bodentypologische Einordnung gemacht. Dazu wird der Begriff *teilreliktilisch* diskutiert und neu definiert.

5 Mikromorphogenetisch-stratigraphische Befunde aus Sachsen-Anhalt und Hessen

5.1 Mitteldeutsches Trockengebiet in Sachsen-Anhalt

Die beiden folgenden Profile befinden sich im nördlichen Bereich (KA 96) und am südlichen (KA 51) Rande des Mitteldeutschen Trockengebietes (Abb. 5.1 A), das bedingt durch die Leewirkung des Harzes in weiten Teilen eine Niederschlagssumme von weniger als 500 mm/a erhält (SCHUMANN & MÜLLER 1995). Die Jahresmitteltemperatur schwankt im Trockengebiet zwischen 8,1 und 9,8°C. Beide Profile, deren Auswahl gemeinsam mit Dipl. Geol. W. KAINZ (GLA Sachsen-Anhalt) erfolgte, liegen innerhalb des Lössverbreitungsgebietes in Sachsen-Anhalt (Abb. 5.1 B).

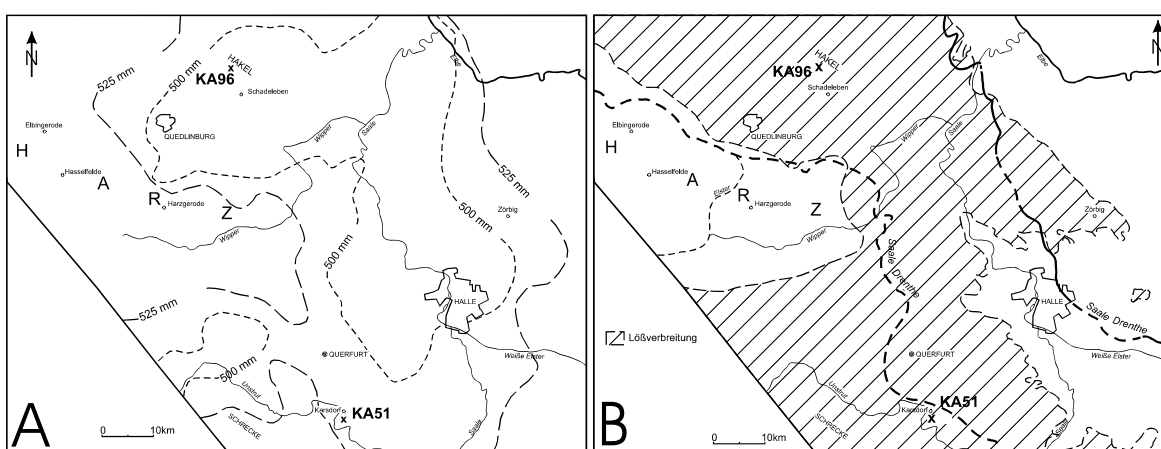


Abb. 5.1: Niederschlagsverteilung (A) und Lössverbreitung (B) im Mitteldeutschen Trockengebiet. Quelle für A: SCHUMANN & MÜLLER (1995); Quelle für B: BÜK 200, Blatt CC 4734, Leipzig (KAINZ et al. 1999)

5.1.1 Geologisch-bodenkundliche Einordnung

Das Profil KA 51 befindet sich in der Bodenlandschaft des Karsdorfer Schichtstufenrandes (KAINZ 1999a) am südlichen Rande des Mitteldeutschen Trockengebietes, dem größten Verbreitungsgebiet der Schwarzerden in Deutschland. Durch die exponierte Lage auf dem Schichtstufenrand und die Höhe von 227 m über NN erhält der Standort mit 500-550 mm pro Jahr höhere Niederschläge als der Kernbereich des Trockengebietes. Die Schichtstufe wird durch Muschelkalk gebildet, der im unterhalb des Profiles liegenden Tagebau Karsdorf zur Zementgewinnung abgebaut wird. Der Muschelkalk wird durch eine nur wenige Meter mächtige Deckschicht aus skeletthaltigem bis skelettfreiem Löss und Löss-Fließerden verhüllt.

Nach der Bodenübersichtskarte BÜK 200 von Sachsen-Anhalt (KAINZ et al. 1999) sind hier überwiegend Pararendzinen aus skeletthaltigem Löss oder Löss über Lehm-Fließerde verbreitet, die ausnahmslos Erosionsstandorte kennzeichnen. In Plateaulagen kommen überwiegend Braunerde-Parabraunerden aus Löss und aus Löss über Geschiebelehm vor und verbreitet Fahlerden aus Löss und Löss über Lehm-Fließerde. Typische Begleitböden sind Schwarzerden sowie und unter Wald Braunerden, Parabraunerden und Fahlerden.

Profil KA 96 liegt im Hakel, einer bewaldeten Kuppe in der Bodenlandschaft der Cochstedter Lösshochfläche im nördlichen Harzvorland (KAINZ 1999a). Der Hakel stellt einen durch Salztektonek bedingten, aus Muschelkalk aufgebauten Breitsattel dar (WAGENBRETH & STEINER 1990), der von einer geringmächtigen Lössschicht (~100 cm) überdeckt ist.

Während Karsdorf am südlichen Rande der Schwarzerdeverbreitung liegt, ist der Hakel eine mitten im Schwarzerdegebiet liegende Lessivé-Insel, die zu den letzten Waldrelikten der Magdeburger Börde gehört (STUBBE 1970).

Im Hakel überwiegen flächenmäßig humose Braunerde-Fahlerden. Der Höhenrücken erhält mit 160-200 m über NN und bei einer Jahresdurchschnittstemperatur von 8,6°C einen durchschnittlichen Jahresniederschlag von 506 mm, die den klimatischen Bedingungen des Mitteldeutschen Trockengebietes entsprechen (KAINZ 1999b).

Beide Bodenformen sind Leitprofile für Fahlerde-Braunerden aus Löss in Plateaulagen (KA 51) und für humose Braunerde-Fahlerden aus Löss in flachen Hanglagen (KA 96).

5.1.2 Fahlerde-Braunerde bei Karsdorf (Profil KA 51)

5.1.2.1 Feldbodenkundliche und analytische Merkmale

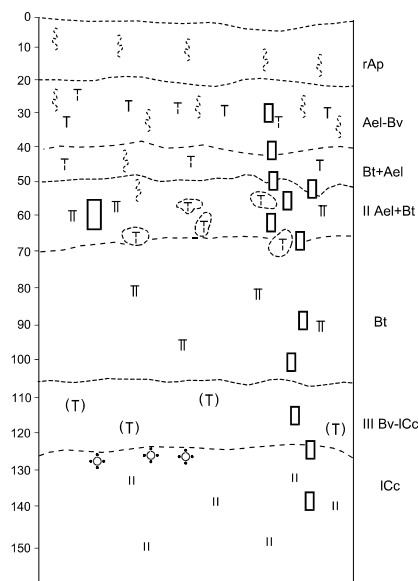


Abb. 5.2: Skizze von Profil KA 51: Fahlerde-Braunerde aus Löss über sehr tiefer Löss-Fließerde

Die Fahlerde-Braunerde aus Löss über sehr tiefer Löss-Fließerde liegt auf einem welligen nach NW exponierten flach geneigten Plateau. Unter dem etwa 120 cm mächtigen Löss liegt eine etwa 3-4 dm mächtige mit einer Steinsohle nach oben abschließende Löss-Fließerde, die außer Sekundärcarbonatanreicherung keine weitere pedogenetische Beeinflussung zeigt.

Der Ael-Bv-Horizont ist sehr locker gelagert und stark durchwurzelt. Der II Ael+Bt-Horizont ist durch zahlreiche Bt-Schmitzen gekennzeichnet. An der Grenze II Ael+Bt-/Bt-Horizont ist eine Wurzelgalerie aus überwiegend horizontal verlaufenden Wurzeln ausgebildet. Grauweißer Schluffpuder liegt auf Aggregaten des Ael+Bt- und in den oberen 2 dm des Bt-Horizontes. Auf schlufffreien Aggregatoberflächen und in Poren sind zahlreiche meist schokoladenbraune Toncutane im Ael+Bt und Bt-Horizont ausgebildet.

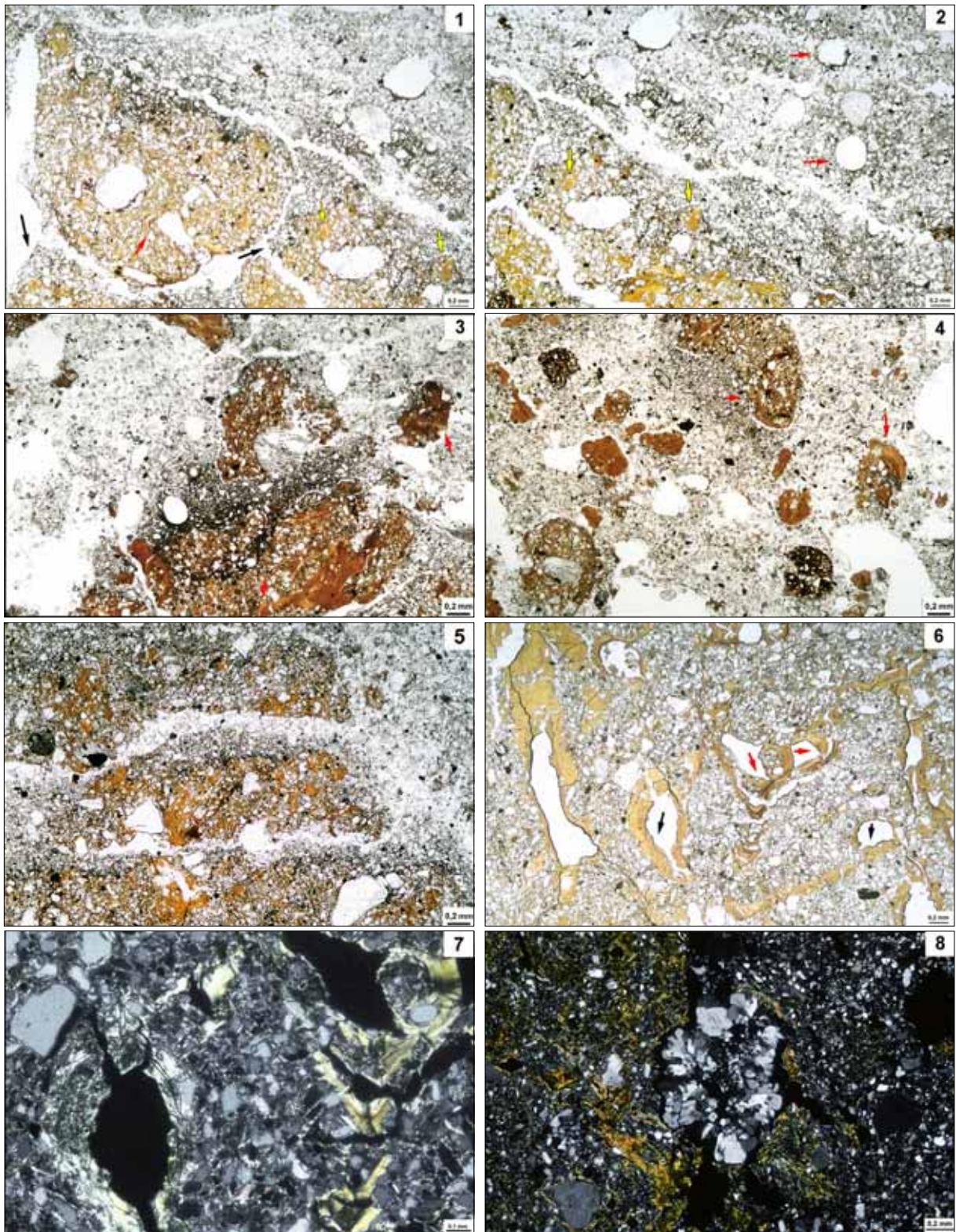
Das Ausgangssubstrat besteht aus Löss (Gesamtschluffgehalt > 60%), der bis in eine Tiefe von 105-125 cm entkalkt ist (Anhang-Tab. 16a). Anhand der

Tiefenverteilung des Quotienten $(gU+fS)/(mS+gS)$ lassen sich zwei Schichtgrenzen feststellen (Anhang-Tab. 16a). Durch einen deutlichen höheren Anteil der größeren Fraktionen mS+gS im Vergleich zum Hangenden fällt der Quotient von 13,5 auf 9,8 und weist auf eine erste Schichtgrenze zwischen Bt+Ael- und II Ael+Bt-Horizont hin. Eine weitere Grenze unterhalb des Bt-Horizontes zeigt die Zunahme des Quotienten von 9,1 auf 31,0.

Eine deutliche sekundäre Aufkalkung ist (Carbonatgehalt im rAp-Horizont von 8,3%; Anhang-Tab. 16a) laboranalytisch etwa bis in eine Tiefe von 40 cm nachzuweisen. Diese Aufkalkung beruht mit großer Wahrscheinlichkeit auf jahrzehntelangen äolischen Eintrag von Kalkstaub aus dem nahe liegenden Tagebau und den dort arbeitenden Gesteinsmühlen. Dadurch bedingt liegen die pH-Werte auch im durch Tonverlagerung beeinflussten Profilabschnitt etwas über 7.

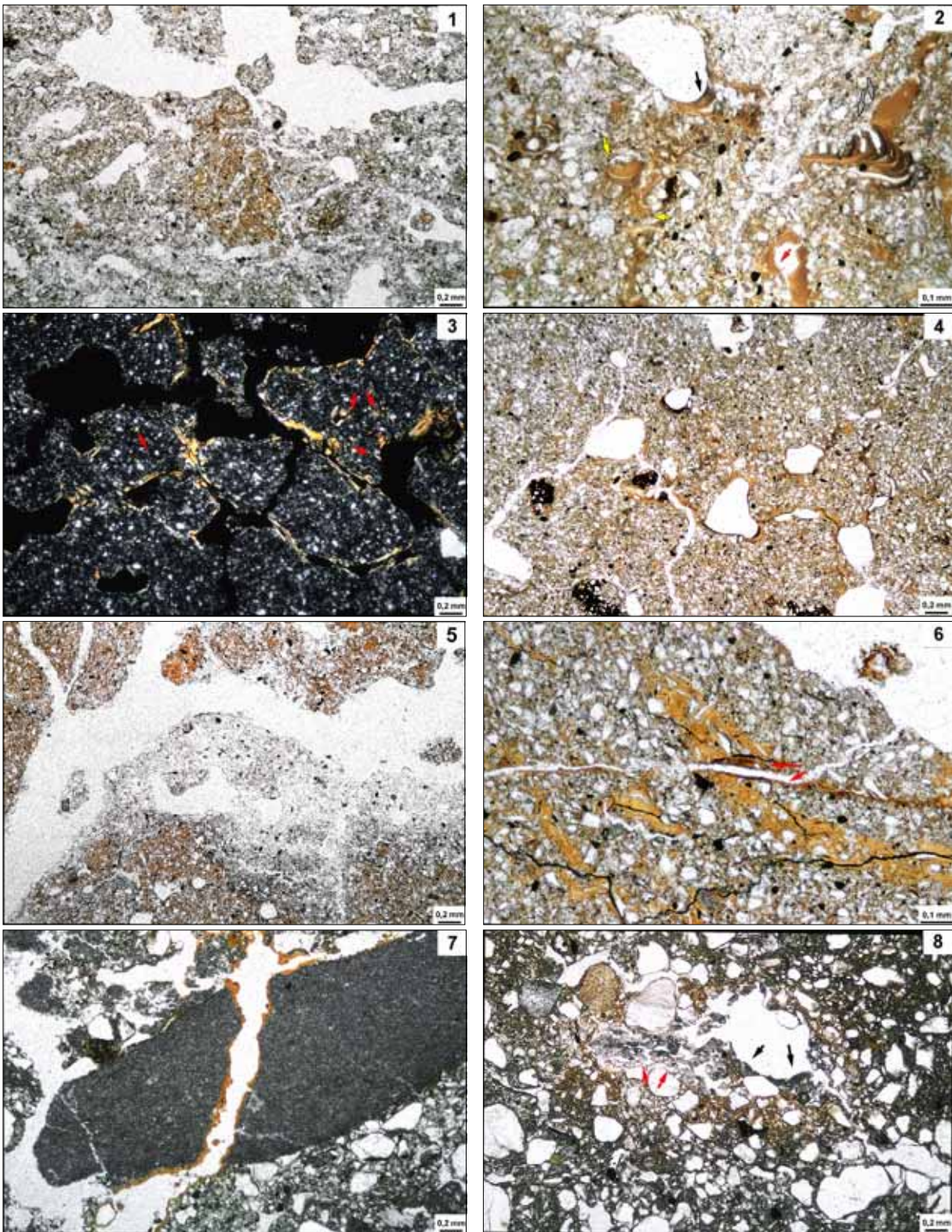
5.1.2.2 Mikromorphologische Charakteristika

Der Ael-Bv-Horizont ist relativ locker gelagert, hohlraumreich und durch ein durch Bioturbation geprägtes Korn- bzw. Granulargefüge (*granular structure*) mit schwachem Übergang zum Schwammgefüge (*spongy structure*) gekennzeichnet (Abb. 5.3). Staubige braune



Tafel 14: Mikro-Fotografien von Profil KA 51 (bei Karsdorf)

(1) II Ael+Bt (56-66 cm): Bt-Aggregate mit Toncutanbruchstücken (gelbe Pfeile) und gut orientierten gelbbraunen Toncutanen (roter Pfeil); schwarze Pfeile: tonarme schluffreiche Flächen (= Schluffpuder) - PPL. (2) II Ael+Bt (56-66 cm): Vesikel (rote Pfeile) als Merkmal für den Gefügezusammenbruch beim Austauen der Bodengefrorenis; Toncutanbruchstücke in Bt-Aggregaten (gelbe Pfeile) - PPL. (3) II Ael+Bt (56-66 cm): Anreicherung grauer Feinsubstanz an der Oberseite von Bt-Schmitzen mit inkorporierten Toncutanbruchstücken (rote Pfeile) - PPL. (4) II Ael+Bt (56-66 cm): Bt-Schmitzen mit Toncutanbruchstücken (rote Pfeile) - PPL. (5) II Ael+Bt (64 cm): Linsenförmig-plattige Aggregate als Spuren der Eislinnenbildung; Anreicherung von Schluffkörnern und submikroskopischer grauer Feinsubstanz an Aggregatoberfläche; rechts oben Zerstörung des Gefüges durch Bioturbation - PPL. (6) II Bt (87 cm): Subpolyeder- bis Poren-Mikrogefüge; staubige gelbbraune mikrolaminierte Toncutane (rote Pfeile) neben gelbhellbraunen Silt-Toncutanen (schwarze Pfeile) - PPL. (7) II Bt (87 cm): Vergrößerung von (6): Links reorientiertes Tonhäutchen, rechts: mikrolaminierte, gut orientierte Toncutane - XPL. (8) II Ael+Bt (56 - 66 cm): In Hohlraum um Wurzel teilweise idiomorphe Gipsausfällungen - XPL.



Tafel 15: Mikro-Fotografien von Profil KA 96 (im Haken)

(1) Ael (32 cm): Bt-Schmitze (in der Bildmitte) mit inkorporierten Toncutanbruchstücken in einem durch Bioturbation beeinflusstem Gefügebereich - PPL. (2) Bt+Ael (39 cm): Sehr gut orientierte, gelbbraune, staubige Toncutane (schwarzer Pfeil) neben reinen Toncutanbruchstücken (gelbe Pfeile) und reinen gelbbraunen Toncutanen (roter Pfeil) - PPL. (3) Bt1 (43 cm): Durch Bioturbation entstandene Aggregate, umgeben von gut orientierten gelbbraunen Toncutanen; gleichzeitig finden sich im Inneren der Aggregate reine gelbbraune Toncutanbruchstücke (rote Pfeile) - XPL. (4) Bt1 (59 cm): Zahlreiche zweiphasige Toncutane; äußere Laminae aus weitgehend reinem gelbbraunem Ton, innere Laminae aus sehr staubigem schwarzgrauen oder dunkelbraunem Ton bestehend - PPL. (5) Bt1 (51 cm): Schwarzgraue Flächen kennzeichnen an Ton verarmte Zone auf einem Bt-Aggregat - PPL. (6) Bt1 (59 cm): Braune mikrolaminierte Toncutane (rote Pfeile) schneidet ältere Silt-Ton-Porenverfüllung - PPL. (7) Bt2/ICc (79 cm): Ungestörte gelbbraune Toncutane in einer zerbrochenen mikritischen Carbonat-Konkretion - PPL. (8) ICc (96 cm): Carbonatische Wurzelzellenpseudomorphosen (rote Pfeile) neben mikritischen Carbonat-Anreicherungen auf Porenrand (schwarze Pfeile); bräunliche Flächen sind entcarbonatisierte Bereiche - PPL.

Toncutane und vorwiegend an der Porenunterseite liegende sehr staubige grauschwarze Toncutane weisen auf Tonverlagerungstendenzen im Ael-Bv-Horizont hin (Anhang-Tab.16b). Als organische Bestandteile kommen Holzkohlebruchstücke, Phytolithen, Pflanzen- und Wurzelreste in Hohlräumen und auch in der Matrix verteilt vor.

Eine mittlere bis gute Gefügebildung im II Ael+Bt-Horizont ist anhand eines kompaktierten Granulargefüges (*compacted granular structure*) im Übergang zum Subpolyeder-Gefüge (*subangular blocky microstructure*) festzustellen. Reine gelbbraune Toncutanfragmente in/und Bt-Schmitzen sowie in Bt-Aggregaten weisen auf vorwiegend laterale Umlagerungsprozesse hin, ebenso wie Silt-Ton-Kappen auf vorwiegend vertikale Feinsubstanzverlagerung verweisen (Tafel 14: 1-4).

Als Bt-Aggregate werden hier, im Unterschied zu Bt-Schmitzen, Gefügeeinheiten bezeichnet, die sich noch im originären Gefügeverband befinden.

Reine gelbbraune, staubige braune Toncutane und in der Regel nur an Porenunterseiten auftretende sehr staubige, schwarzgraue Toncutane kennzeichnen mindestens drei verschiedene Tonverlagerungsphasen. In Verbindung mit Bioturbationsmerkmalen sind, wie auch in den anderen Profilen vorgestellt, zahlreiche Fragmente reiner gelbbrauner Toncutane anzutreffen, die dadurch zeitlich kaum einzuordnen sind. In Bt-Schmitzen vorkommende braune und gelbbraune staubige, sehr gut orientierte Toncutane weisen auf eine Tonverlagerungsphase nach Entstehung der Bt-Schmitzen hin (Tafel 14: 1). Bis in etwa 70 cm Tiefe sind im Übergangsbereich zum II Bt-Horizont reine gelbbraune Toncutanbruchstücke verbreitet, die auch außerhalb von Bt-Schmitzen vorkommen (Anhang-Tab. 16b).

Immer wieder treten an der Oberseite von Aggregaten Areale auf, die an Feinsubstanz verarmt und dadurch mit Schluff angereichert sind (Tafel 14: 1, 5). Mit großer Wahrscheinlichkeit stimmen diese Bereiche mit dem makroskopisch beschriebenen Schluffpulver auf den Bt-Aggregaten überein. Vereinzelt blieben linsenförmige plattige Aggregate als Spuren der Eislinnenbildung erhalten. Typisch sind die an Feinsubstanz (< 5 µm) verarmten und teilweise mit Schluff angereicherten Bereiche an den Plattenoberseiten ausgebildet (Tafel 14: 5).

Ein besonderes Merkmal des II Ael+Bt-Horizontes sind meist in sich abgeschlossene runde bis ovale Hohlräume mit sehr glatten Wänden, die Vesikel genannt werden. Diese Vesikel kommen in sonst als strukturlos zu bezeichnenden Bereichen vor (Tafel 14: 2).

Schwacher Hydromorphieeinfluss ist nur anhand von rundovalen, 125-250 µm großen Fe-Mn-Hydroxid-Konkretionen (*ferruginous nucleic nodules*) mit diffusen Übergängen zur Matrix zu bemerken.

Das Gefüge im II Bt-Horizont zeichnet sich durch eine schwache bis mittlere Aggregatbildung (*moderately developed pedality*) anhand eines Subpolyeder-Gefüges (*subangular blocky structure*) im Übergang zum Poren-Gefüge (*channel structure*) aus (Tafel 14: 6). Es kommen gelbbraune staubige und gelbbraune reine Toncutane vor, wobei letztere in mehrphasigen Toncutanen immer am nächsten zum Porenrand liegen. Silt-Ton-Porenverfüllungen und Silt-Toncutane besitzen in der Regel Reorientierungsmerkmale, ebenso wie gelbbraune Silt-Toncutane, während staubige gelbbraune mikrolaminierte Toncutane in der Regel sehr gut orientiert sind (Tafel 14: 6, 7). Toncutanbruchstücke, wie z.B. im Schliff bei 116 cm (Anhang-Tab. 16b), kommen hier nur noch in Verbindung mit

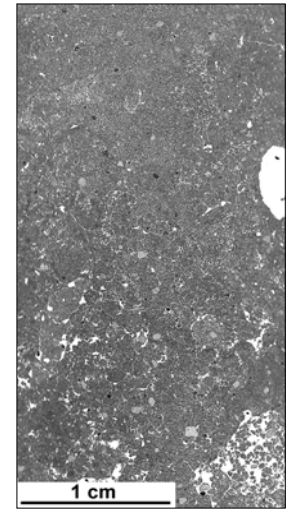


Abb. 5.3: Schliff aus Ael-Bv-Horizont (29 cm) von Profil KA51: überwiegend aus rundlichen Aggregaten bestehendes kompaktiertes Granulargefüge

biogenen Porenverfüllungen vor, wie dies unter anderem in den Profilen Brandenburgs vorgestellt wurde.

Verschiedene Formen der Sekundärcarbonatanreicherung wie mikritische Konkretionen (*micritic nodules*) und Überzüge (*micritic hypocoatings*) im III ICc-Horizont sind Ergebnis der Entkalkung im Hangenden. *Crystallitic b-fabric* und sparitische Carbonatkörner sind Kennzeichen des Primär-Carbonatanteiles.

Ein ungewöhnliches Merkmal, besonders für Lessivés, sind zahlreiche zum großen Teil idiomorphe Gipsausfällungen, die in einer Tiefe von etwa 60-140 cm grundsätzlich in Verbindung mit Wurzeln vorkommen (Tafel 14: 8).

5.1.2.3 Bodengenetische Schlussfolgerungen und Diskussion

Anhand der unterschiedlichen Ausprägung ungestörter Toncutane und ihrer Position zueinander lassen sich zunächst drei Tonverlagerungsphasen nachweisen. Die jüngste Tonverlagerungsphase wird durch sehr staubige, schwarzgraue Toncutane repräsentiert, die überwiegend an Porenunterseiten gelegen sind. Die nächst ältere Tonverlagerungsphase zeichnet sich durch staubig braune und gelbbraune Toncutane aus, während die älteste Tonverlagerungsphase durch reine gelbbraune Toncutane gekennzeichnet ist, die bei zusammengesetzten Toncutanen immer am nächsten zum Porenrand vorkommen.

Sind die Bt-Schmitzen durch saisonale Frost-Tau-Wechselprozesse entstanden, wie in Kapitel 3.5.1.1.3 diskutiert, gehören die reinen gelbbraunen Toncutanbruchstücke innerhalb dieser Bt-Schmitzen einer vierten ältesten Tonverlagerungsphase an. Diese muss vor Entstehung der Bt-Schmitzen stattgefunden haben und ist damit ins Spätglazial einzuordnen, da eine letztmalige periglaziale Einflussnahme in der Dryas III bestand.

Silt-Ton-Verfüllungen und Silt-Toncutane mit jeweils reorientiertem Ton werden analog zur Diskussion in Kapitel 3.5.1.1.3 ebenfalls einer spätglazialen Tonverlagerungsphase zugeschrieben.

Schluffreiche Überzüge bzw. grauweißer Schluffpuder sind in Fahlerden auf Bt-Aggregaten häufig zu finden (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 2002: 498). Diese Schluffanreicherung ist ein bekanntes Phänomen und wurde beispielsweise auch in Fahlerden der Mittelrussischen Platte (KUNDLER 1959; BARTH et al. 2001), in lessivierten Böden der zentralen Taiga-Zone Eurasiens (RUSANOVA 1976), in saisonal gefrorenen Böden Westsibiriens (FEDOROVA & YARILOVA 1972) und in Grauen Waldböden (*Gray Forest Soils*) Zentralsibiriens beschrieben (SHUGALEI 1998).

Diese gebleichten Schluffanreicherungen auf Bt-Aggregaten werden bei Böden, die rezent in temperierten klimatischen Bedingungen liegen, häufig als eine Degradationserscheinung der Bt-Horizonte gedeutet (BULLOCK et al. 1974; LANGOHR & PAJARES 1981). VAN VLIET-LANOË (1976) und VAN VLIET & LANGOHR (1983) vermuten jedoch eine Entstehung in Verbindung mit austauendem Segregationseis, bei dem Tauwasser das Feinmaterial zwischen den plattigen Aggregaten wegspült. Dieses Merkmal ist im Mikrofoto (5) der Tafel 14 eindrucksvoll erhalten geblieben.

FEDOROVA & YARILOVA (1972) beschreiben in saisonal gefrorenen Böden Westsibiriens deutlich ausgeprägte Schluff-Anreicherungen auf Aggregaten (*whitish powdering*) überwiegend in einer Tiefe von 60-80 cm, in der eine maximale Wasserbewegungsdauer in den oft nur vier Monate lang aufgetauten Böden vorliegt.

Da in den vom Autor untersuchten Fahlerden (z.B. KA 51, KA 96) die deutlichste Ausprägung dieses Schluffpuders erfahrungsgemäß in den oberen 20 cm der Bt-Horizonte besteht, liegt es in Verbindung mit der Hypothese von VAN VLIET-LANOË (1976) und VAN VLIET & LANGOHR (1983) sowie der Beobachtung von FEDOROVA & YARILOVA (1972) nahe, die Entstehung der Schluff-Anreicherungen auf den Bt-Aggregaten dem Austauen von Segregationseis zuzuschreiben. Dies wird besonders durch die linsenförmig-plattige Ge-

fügebraubildung unterstützt (Tafel 14: 5), die in dieser Tiefe in dem untersuchten Profil unter holozänen Klimabedingungen kaum entstanden sein kann (vgl. Kap. 3.5.1.2.3).

Eine weitere Stütze für die periglaziale Entstehung der gerade diskutierten Merkmale ist das zusätzliche Vorkommen von Vesikeln (Tafel 14: 2). Vesikel (*vesicles, vesicular voids*) werden in sich abgeschlossene runde Hohlräume mit glatten Rändern bezeichnet (BULLOCK et al. 1985).

Sie kommen in arktischen bis tropischen Böden und in Reisböden häufig in Verbindung mit Krustenbildung vor (BRESSON & VALENTIN 1993). Ihre Entstehung wird in der Regel auf Zerstörung von Bodenaggregaten durch Regentropfen und durch Bewässerung zurückgeführt (MILLER 1971, MOSS 1991, Volk & GEYGER 1970).

In arktischen Böden sind Vesikel typisch für die oberen 5- 10 cm von Auftauböden, Polygonen und Gelisolifluktionloben (VAN VLIET-LANOË 1985). Unter diese Klimabedingungen wird die Genese der Vesikel auf den Konsistenzverlust mit folgender Konsolidierung des Bodens während der Auftauphase zurückgeführt (HARRIS 1983). Die unter Gefornnis des Bodens zwischen Bodenaggregaten und Eiskristallen eingeschlossene Luft kann beim Auftauen durch die hohe Viskosität des wassergesättigten Bodens und den hydrostatischen Druck nicht vollständig zur Oberfläche durchdringen. Als Zeichen dieses Prozesses verbleiben beim Austrocknen nach der Auftauphase Vesikel im Boden (VAN VLIET-LANOË et al. 1984).

Das Vorkommen von Vesikeln in einer Tiefe von etwa 50 cm lässt sich deshalb nur als periglaziale Erscheinung erklären: in der Auftauzone über dem Permafrost können durch Frost-Tauwechselprozesse Vesikel über der Permafrosttafel entstehen (VAN VLIET-LANOË 1985). Damit sind die in KA 51 jetzt noch vorhandenen Vesikel mit großer Sicherheit in der letzten Auftauphase an der Grenze Holozän/Spätglazial entstanden, da im weiteren Verlauf des Holozäns entsprechende Entstehungsbedingungen in dieser Tiefe nicht gegeben waren.

Das gemeinsame Auftreten der linsenförmig-plattigen Aggregate, der Bt-Schmitzen, des grauweißen Schluff-Puders auf Aggregaten und die Vesikel weisen auf eine Überprägung des Bodens unter periglazialen Klima hin, welches zur Ausprägung dieser Merkmale geführt haben muss. Auch am Rande des Mitteldeutschen Trockengebietes war dies zuletzt in der Dryas III gegeben.

Die in diesen Aggregaten oder Schmitzen vorkommenden Toncutanbruchstücke (Tafel 14: 1-3, mit Unsicherheiten 5) sind deshalb einer Tonverlagerungsphase vor dieser periglazialen Überprägung zuzuordnen. Zu dieser Tonverlagerungsphase sind zusätzlich Toncutane und Silt-Ton-Porenverfüllungen mit reorientiertem Ton zählen. Ungestörte, sehr gut orientierte, staubige und reine gelbbraune und sehr staubige schwarzgraue Toncutane auch innerhalb der linsenförmigen Bt-Aggregate (z.B. Tafel 14: 1) sind demzufolge jüngeren holozänen Tonverlagerungsphasen zuzurechnen.

Bei der Interpretation der mikromorphologischen Merkmale ist gerade in Profilbereichen mit hohem bioturbaten Einfluss zu beachten: Stehen die oben genannten Merkmale in eindeutigen Zusammenhang mit bioturbaten Gefügemerkmalen (z.B. eine Bt-Schmitze liegend in einem durch Bioturbation geprägten Gefüge) kann nur selten eine eindeutige relativ-chronologische Zuordnung des entsprechenden Merkmales getroffen werden. So zeigen beispielsweise Toncutanbruchstücke im III ICc-Horizont einen vertikalen Transport von Toncutanbruchstücken innerhalb von Makroporen an (Anhang-Tab. 16b). Da diese jedoch offensichtlich durch Tätigkeit der Bodentiere verfüllt wurden, ist es nicht möglich, den Fragmentierungszeitraum dieser Toncutanbruchstücke relativ-chronologisch zu den übrigen Tonverlagerungsmerkmalen einzuordnen.

Die vorgefundenen Gipsausfällungen sind mit großer Wahrscheinlichkeit anthropogen durch den äolischen Eintrag von Schwefel (z.B. durch Kohleheizungen) und Kalk (Tage-

bau Karsdorf) verursacht (DULTZ & KÜHN i. Vorb.). Die Tiefenverteilung von mikromorphologisch nachweisbarem Carbonat bis in eine Tiefe von 60 cm und ab dieser Tiefe das Vorkommen von Gipsausfällungen zeigt eine Einflusstiefe bis etwa 60 cm der abiotisch-rezenten Bodenbildungsprozesse. Biotisch ausgelöste pedogene Prozesse (z.B. in Verbindung mit Wurzeltätigkeit) sind bis in eine Tiefe von etwa 140 cm in Verbindung mit den Gipsausfällungen mikromorphologisch nachweisbar.

Für Profil KA 51 kann damit folgende relative Chronologie der bodenbildenden Prozesse festgehalten werden: Im Spätglazial Entkalkung und Lessivierung, im Holozän Tiefergreifen der Entkalkungsgrenze und weitere Lessivierung, nachfolgende Verbraunung der oberen 50 cm. Als (sub-)rezenter Prozess sind durch anthropogenen Einfluss Gipsausfällungen ab einer Tiefe von etwa 60 cm zu verzeichnen.

Die Tiefenverteilung der Gips- und Carbonatausfällungen zeigt zu einem gewissen Teil, dass unter rezenten klimatischen Bedingungen die vorgefundene Profilausprägung so nicht entstanden sein kann, da sonst Sekundär-Carbonatausfällungen auch im Bereich von 60-105 cm zu finden wären. Es ist anzunehmen, dass etwas feuchtere und kühlere klimatischen Bedingungen zu einer Profilentwicklung durch Entkalkung und Tonverlagerung bis in eine Tiefe von 105-125 cm führten.

Damit besteht ein Widerspruch zur Hypothese von REUTER (z.B. 1990), dass in Mitteleuropa ausschließlich unter den wärmeren klimatischen Bedingungen des Atlantikums die Lessivébildung auf hoch- bis spätweichseiszeitlichen Sedimenten stattfand. REUTER (1964, 2001) verweist dabei auf Befunde zur rezenten Lessivégenese aus Regionen in SO-Europa, in denen eine Jahresmitteltemperatur von 11-13°C herrscht. Dass auch unter rezenten, warmen klimatischen Bedingungen SO-Europas, wie im Karpatenbecken, rezent vorwiegend Lessivierung stattfindet, konnte BRONGER (1976: 106) indes nicht bestätigen.

Der oben genannte Widerspruch kann hier nicht eindeutig aufgelöst werden, da es einerseits noch nicht möglich ist, pedogenetische Merkmale direkt zu datieren und andererseits eindeutig makromorphologische Merkmale periglazialer Überprägung fehlen, wie sie in den Profilen Bar 100, 200 (Kap. 3.5.1.2) dargestellt wurden.

Doch liefern die dargestellten Befunde kräftige Argumente für eine schon im Spätglazial auch am südlichen Rand des Mitteldeutschen Trockengebietes stattgefundene Tonverlagerung, wobei zurzeit noch keine Aussagen über deren Intensität gemacht werden können. Anhand der Tiefenverteilung der mikromorphologischen Merkmale ist zum Ende des Spätglazials eine Entwicklungstiefe der Lessivés von mindestens 60 cm anzunehmen.

5.1.3 Braunerde-Fahlerde im Hakel (Profil KA 96)

5.1.3.1 Feldbodenkundliche Merkmale

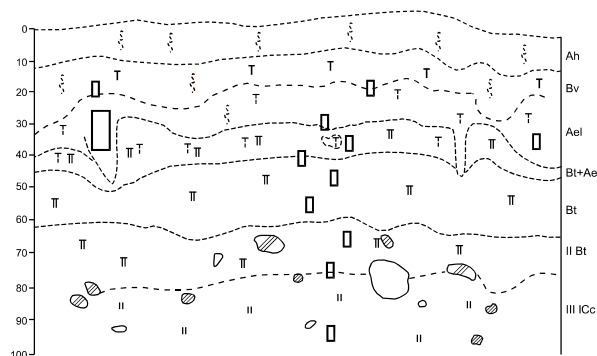


Abb. 5.4: Skizze von Profil KA 96: humose Braunerde-Fahlerde aus Löss über Löss-Fließerde über Fließerde aus Muschelkalk

Die Braunerde-Fahlerde liegt auf einem flach nach Süden geneigten Hang und damit in einer potentiellen Erosionslage. Über einer skelettreichen, überwiegend aus Bruchstücken des Unteren Muschelkalks bestehenden Fließerde, liegt eine etwa 80 cm mächtige Löss-Deckschicht. Diese besteht im Liegenden aus einer etwa 20 cm mächtigen Löss-Fließerde im Liegenden und einem etwa 60 cm skelettfreien Lösslehm im Hangenden.

Im Löss ist eine humose Braunerde-Fahlerde ausgebildet, mit einer geringen

(etwa 20 cm) Mächtigkeit der Braunerde. Im Bt+Ael- und Bt-Horizont der Fahlerde liegt bis in 60 cm Tiefe auf den Aggregaten grauweißer Schluffpuder, der sich im trockenen Zustand leicht von diesen lösen lässt. Die Färbung der Bt-Aggregate ist im Bt-Horizont dunkler (7,5 YR 4/6, kräftig braun) als im liegenden II Bt-Horizont (10YR 6/8, bräunlich gelb). Im II Bt-Horizont liegen bei 80 cm Tiefe, vor allem im Übergang zum III ICc-Horizont, in Poren und auf Aggregatoberflächen sehr dunkle Ton-Humus-Cutane, während in den hangenden Horizonten ausschließlich schokoladenbraune Toncutane festzustellen sind.

5.1.3.2 Mikromorphologische Charakteristika

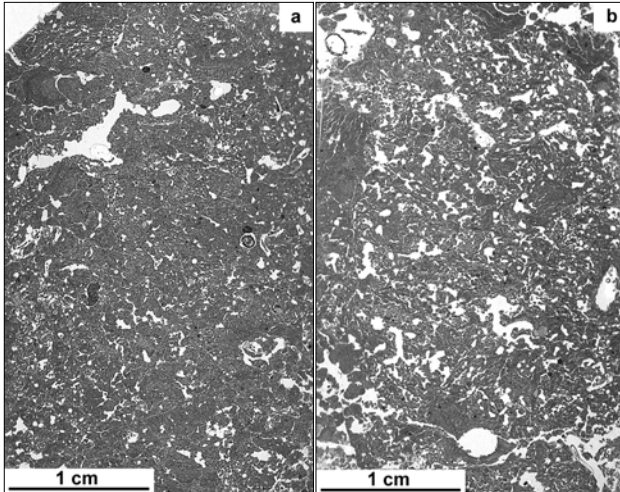


Abb. 5.5: Schliffe aus dem Bv- (a: 21 cm) und Ael-Horizont (b: 35 cm) von Profil KA 96 mit durch Bioturbation geprägten Gefügemerkmalen

erkennbar (Abb. 5.5b). Ovalrundliche, 125-250 μm große Fe-Mn-Hydroxid-Konkretionen (*Fe-Mn-nucleic nodules*) weisen auf einen schwachen hydromorphen Einfluss hin. Sehr staubige schwarzgraue Toncutane kommen meist nur an Porenunterseiten vor. Vereinzelt finden sich Bt-Schmitzen, deren Genese hier aufgrund der starken bioturbaten Überprägung nicht weiter zu diskutieren ist (Tafel 15: 1).

Für den Bt+Ael-Horizont sind Schwammgefüge im Übergang zum Subpolyeder-Gefüge (*spongy to subangular microstructure*) mit mittlerer bis guter Aggregatausbildung (*moderately to well developed pedality*) charakteristisch. Weitere Anzeichen bioturbater Beeinflussung sind neben dem Schwammgefüge, Wurzel- und Pflanzenreste, Phytolithen und Pilzhypen. Tonverlagerungsmerkmale sind grauschwarze, sehr staubige Toncutane an Porenunterseiten, sowie staubige gelbbraune mikrolaminierte Toncutane. Bei zweiphasigen Toncutanen liegen die staubigen gelbbraunen Laminae dem Porenrand immer am nächsten. Daneben

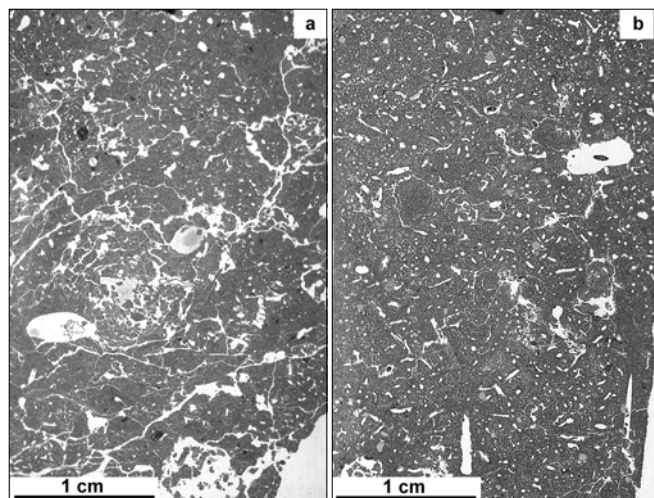


Abb. 5.6: Schliffe aus dem Bt- (a: 43 cm) und II Bt-Horizont (b: 69 cm) von Profil KA 96 mit überwiegend durch Bioturbation geprägten Gefügemerkmalen

Der Bv-Horizont ist sehr hohlraumreich, locker gelagert und durch ein kompaktiertes Korn- bzw. Granulargefüge (*granular structure*) im Übergang zum Schwammgefüge (*spongy structure*) bei mittlerer bis sehr guter Gefügeausprägung gekennzeichnet (Abb. 5.5a). Als weitere Kennzeichen starker bioturbater Beeinflussung finden sich zahlreiche Wurzeln und Phytolithen. Vereinzelt kommen staubige, gut orientierte braune, teilweise mikrolaminierte Toncutane (10-20 μm dick), sowie vereinzelt reine gelbbraune Toncutanbruchstücke vor (Anhang-Tab. 16b).

Im Ael-Horizont sind ebenfalls Übergangsgefügeformen zum Schwammgefüge (*granular to spongy structure*)

finden sich auch sehr gut orientierte, gelbbraune Toncutane und in die Matrix eingearbeitete, kaum staubige, gelbbraune Toncutanbruchstücke (Tafel 15: 2).

Im Bt-Horizont ist neben einem (Sub-)Polyedergefüge noch ein gut ausgeprägtes Schwammgefüge festzustellen (Abb 5.6a). Mit der Tiefe verschwinden sonst für Bt-Horizonte typische Gefüge weitgehend und es überwiegt im II Bt-Horizont ein Schwamm- bis Röhren-Gefüge (*spongy to channel structure*; Abb. 5.6b). Zahlreiche für das Schwammgefüge typische Aggregate, sind im Bt-Horizont von ungestörten Toncutanen umgeben. Im Inneren dieser Aggregate kommen jedoch auch immer wieder Toncutanbruchstücke vor (Tafel 15: 3). Zahlreiche Wurzelreste und Phytolithen dokumentieren den starken bioturbaten Einfluss vor Entwicklung der ungestörten Toncutane. Im Bt-Horizontes kommen sehr staubige grauschwarze, staubige braune und gelbbraune reine Toncutane vor (Tafel 15: 4). Verschiedene Bt-Aggregate zeigen einen ähnlich tonverarmten äußeren Bereich wie in Profil KA 51 (Tafel 15: 5). Typisch sind zahlreiche Silt-Ton-Porenverfüllungen mit Reorientierungsmerkmalen, die teilweise von staubigen braunen Toncutanen geschnitten werden (Tafel 15: 6). Vereinzelt überziehen Fe-Mn-Hydroxid-Überzüge die Toncutane (*ferruginous hypocoatings on clay coatings*) als ein Ergebnis hydromorpher Prozesse nach der jeweiligen Tonverlagerungsphase.

Im II Bt-Horizont sind Tonverlagerungsmerkmale durch Silt-Ton-Porenverfüllungen mit Reorientierungsmerkmalen, sowie durch braune staubige Toncutane und gelbbraune kaum staubige Toncutane gekennzeichnet. Letztere liegen bei mehrphasigen Toncutanen in der Regel am nächsten zum Porenrand. Trotz der im Gelände deutlich erkennbaren Ausprägung von überwiegend dunklen Ton-Humus-Cutanen im Übergang zum III ICc-Horizont sind in der Probe aus 79 cm Tiefe vorwiegend reine gelbbraune, mikrolaminierte Toncutane vertreten. Bei Bt-Aggregaten sind keine tonverarmten Zonen festzustellen, wobei die Aggregatausbildung im Vergleich zum hangenden Bt-Horizonten wesentlich schwächer ist (Abb. 5.6b).

Der Übergangsbereich zum liegenden III ICc-Horizont ist sehr scharf und nur wenige Millimeter dick. Es liegen sekundäre Carbonatanreicherungen in Form von Wurzelzellenpseudomorphosen, nadelförmigem Calcit und mikritischen Carbonatcutanen vor (Tafel 15: 8). Auf diesen Sekundär-Carbonatausscheidungen um Hohlraumwände liegen vereinzelt sehr gut orientierte bis zu 20 µm dicke gelbbraune Toncutane vor. Toncutanfragmente kommen nur in Verbindung mit Porenfüllungen vor.

5.1.3.3 Bodengenetische Schlussfolgerungen und Diskussion

Während im Profil KA 51 bei Karsdorf (Kap. 5.1.2) von einer kontinuierlichen Bodenbildungsrichtung des Lessivés auszugehen ist, kann in Profil KA 96 schon anhand der feldbodenkundlichen Eigenschaften sehr dunkler Ton-Humus-Cutane im tiefsten Bt-Bereich für den Lessivé eine vorhergehende Schwarzerdephase diagnostiziert werden. Die einzelnen Bodenentwicklungsphasen der Schwarzerde-, Fahlerde- und Braunerdebildung im Profil KA 96 lassen sich jedoch mikromorphologisch weiter differenzieren.

Der Bv-Horizont zeigt durch starke rezente Durchwurzelungstätigkeit nicht nur makromorphologisch eine starke bioturbate Beeinflussung, sondern auch anhand der mikromorphologischen Merkmale (sehr locker, hohlraumreich). Dies ist mit den Befunden von Profil KA 51 am südlichen Rand des Mitteldeutschen Trockengebietes und den Merkmalen der untersuchten Bv-Horizonte aus den Jungmoränengebieten vergleichbar. Insgesamt ist die Lagerung der Bodenaggregate lockerer, als dies bei Profil KA 51 der Fall ist. Weiterhin ist hier im Bv-Horizont eine Tendenz zur Tonverlagerung in Form von bis zu 20 µm dicken staubig gelbbraunen Toncutanen erkennbar.

Die durch Reorientierungsmerkmale des Tons gekennzeichneten Silt-Ton-Porenverfüllungen im Bt-Horizont in 60 cm Tiefe, die von staubigen braunen Toncutanen

gekreuzt bzw. geschnitten werden, sind einer älteren Tonverlagerungsphase zuzurechnen (Tafel 15: 6). Ebenso sind im Bt-Horizont Toncutanbruchstücke innerhalb von Aggregaten, die durch bioturbaten Einfluss in Verbindung mit der Schwarzerdegenese entstanden sind (Tafel 15: 3), einer vor der Schwarzerdebildung geschehenen Lessivierungsphase zuzurechnen.

Dass diese Aggregate durch das Bodenleben entstanden sind und dass dieses dadurch gebildete Gefüge für Ah- bzw. A_{xh}-Horizonte typisch ist, zeigt ein Vergleich mit den von PAWLUK & BAL (1985) zusammengestellten charakteristischen Eigenschaften von *mollic epipedons*. Weiterhin wurden im Bt-Horizont von Profil KA 51 keine vergleichbaren Gefügemerkmale gefunden.

Eigentlich wäre auch in 70 cm Tiefe im Bt-Horizont ein überwiegend durch Quellung und Schrumpfung geprägtes Gefüge zu erwarten gewesen. Jedoch reichte anscheinend die Gefügebildung im Zuge der Lessivégenese nicht aus, die überwiegend durch die vorausgegangene Schwarzerdebildung entstandenen Gefügemerkmale (Schwamm- und Röhrengefüge) entscheidend zu überprägen.

Ungestörte, diese Aggregate umkleidende, sehr gut orientierte Toncutane und staubige und reine gelbbraune Toncutane in beiden Bt-Horizonten, bezeugen Tonverlagerungsphasen nach der Schwarzerdegenese. Diese führten zu einer Degradierung der Schwarzerde. Makroskopisch lässt sich die Schwarzerdevergangenheit der Fahlerde nur noch an den dunklen Ton-Humus-Cutanen im II Bt-Horizont nachweisen.

Da die Schwarzerdebildung im Altholozän bzw. möglicherweise schon im Alleröd begann und mit dem ausgehenden Atlantikum als beendet betrachtet werden kann (ALTERMANN & KÜHN 1995; ALTERMANN & MANIA 1968), ist diese Tonverlagerungsphase, bezeugt durch in Schwarzerde-Aggregate inkorporierte Toncutanbruchstücke, ins Spätglazial zu stellen.

Eigene bisher nicht publizierte mikromorphologische Untersuchungen an einer unter einem holozänen Seemergel begrabenen fossilen Schwarzerde im Salzigen See (ALTERMANN & KÜHN 1995: 241ff) bestätigten dies durch gut ausgebildete Toncutane im fA_{xh}2. Eine holozäne Weiterbildung der begrabenen Schwarzerde mittels „Durchgriff von oben“ ist hier wegen des hangenden Seemergels auszuschließen.

Wie in Profil KA 51 stimmt die Tiefenverteilung der tonverarmten Bereiche oberhalb von Bt-Aggregaten mit dem makroskopisch bestimmten Schluffpuder überein. Vesikel konnten hier ebenso wenig festgestellt werden, wie plattig-linsenförmige Aggregate. Die stärkere und tiefgreifende Bioturbation während der Schwarzerdebildung dürfte weitgehend die einst vorhandenen periglazialen Merkmale zerstört haben.

Andererseits bleibt zu bemerken, dass durch periglaziale Prozesse entstandenes Schluffpuder durch die nachfolgende Schwarzerdebildung völlig in die Bodenmatrix hätte überführt werden müssen. Dass dieses Merkmal in Profil KA 51 durch periglazialen Einfluss entstanden sein muss, zeigt die Kombination der dort vorkommenden mikromorphologischen Merkmale (Kap. 5.1.2.3). Da es in Profil KA 96 keine weiteren mikromorphologischen Hinweise auf periglaziale Prozesse gibt, scheint es sich tatsächlich um die von BULLOCK et al. (1974) und LANGOHR & PAJARES (1981) beschriebene Degradationserscheinung der Bt-Aggregate zu handeln, die im Zuge der Weiterentwicklung der Lessivés auch im Holozän stattfinden kann.

Die geringe Profilentwicklung im Vergleich zu Profil KA 96, kann sicherlich mit dem höheren Carbonatgehalt der liegenden Muschelkalk-Fließerde erklärt werden. Es bleibt aber auch zu beachten, dass durch die Hanglage der Erosion Vorschub geleistet wird, wenn keine schützende Vegetationsschicht vorhanden ist. Die geringe Entwicklungstiefe der Braunerde deutet auf vergangene Erosionsereignisse hin, die aufgrund der bekannten Waldgeschichte, vor mehr als 1000 Jahre geschehen sein müssten (KAINZ 1999a).

Zusammengefasst ist anhand der mikromorphogenetischen Befunde unter Einbezug der regionalen Befunde zur Schwarzerdegenese für das Profil KA 96 folgende relative Chronologie der bodenbildenden Prozesse vorstellbar: Im Spätglazial Lessivierung mit möglicherweise schon beginnender Schwarzerdebildung, die bis zum ausgehenden Atlantikum anhielt. Danach eine Degradierung der Schwarzerde durch Lessivierung mit nachfolgender Verbraunung und schwacher rezenter Tendenz zur Lessivierung der Braunerde.

Weitere mikromorphogenetische und -stratigraphische Befunde aus Rheinhessen und dem südlichen Main-Taunus-Vorland bestätigen die Möglichkeit einer spätglazialen Lessivierung in Lößgebieten, so dass die von STEPHAN (2000) postulierte Folge bodenbildender Prozesse bzw. Geschwindigkeit der Lessivierung nicht für jeden Lessivé aus hochweichseiszeitlichem Löss gültig zu sein scheint.

So gelangen ROGAAR et al. (1993) im südwestlichen Rheinhessen anhand mikromorphologischer Untersuchungen ebenfalls zu einer spätglazialen Bildungsphase der Lessivés, die der altholozänen Schwarzerdegenese vorausging.

Eingehende mikromorphologische und -stratigraphische Befunde in Verbindung mit zahlreichen OSL-Datierungen bestätigen gleichfalls, an einem für die Beurteilung der Bodenogenese in Mitteleuropa äußerst bedeutsamen und stark differenzierten Profil im Dyckerhoff-Steinbruch im südlichen Main-Taunus-Vorland, eine der alt- bis mittelholozänen Schwarzerdegenese vorausgehende Lessivé-Bildung. Diese Befunde werden im nachfolgenden Kapitel 5.1.2 diskutiert.

5.2 Südliches Main-Taunus-Vorland in Hessen

Aus Hessen wird ein für das Spätglazial pedogenetisch sehr bedeutsames Profil eines Akkumulationsstandortes vorgestellt, in dem aufgrund seiner geschützten Reliefposition (Dolinenmitte) eine spätglaziale Bodenbildung in einem Lößgebiet und damit einer Altsiedellandschaft erhalten blieb.

5.2.1 Steinbruch der Dyckerhoff AG bei Wiesbaden

Über die im Steinbruch der Dyckerhoff AG bei Wiesbaden vor dem Spätglazial im Löss enthaltenen Paläoböden wurde von SEMMEL (1968, 1995, 1997, 1999) ausführlich berichtet. In einer in den 90er Jahren durch den fortschreitenden Abbau angeschnittenen von einer Delle „überlagerten“ Doline beschrieb SEMMEL (1995) eine unter einem stark humosen Kolluvium begrabene Parabraunerde, die in einem etwa 150 cm mächtigen ehemals carbonathaltigen Schwemmlehm ausgebildet ist. Zur Klärung der Wechselfolge von Sedimentationsereignissen und pedogenetischen Prozessen, die zur Differenzierung dieses Profils führten, wurden gleichzeitig Proben für eine Datierung mittels *optisch stimulierter Lumineszenz* (OSL; von A. Hilgers, Universität Köln) und vom Autor für mikromorphologische Untersuchungen entnommen (Abb. 5.7). Die nachfolgenden Ergebnisse der OSL-Datierungen und der mikromorphologische Analysen bestätigen die von SEMMEL (2001a: 113) geäußerte Vermutung einer spätglazialen Lessivierung an diesem Standort.

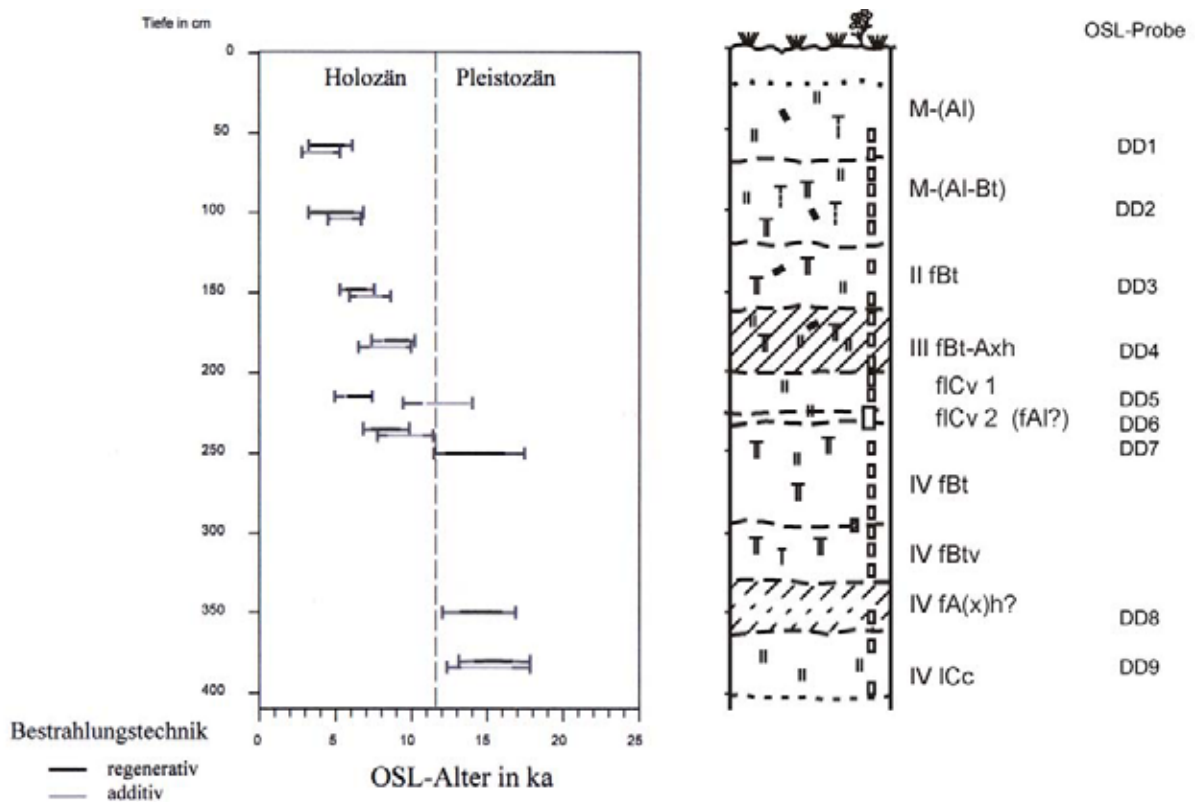


Abb. 5.7: Ergebnisse der OSL-Datierung polymineralischer Feinkornproben nach dem Multiple-Aliquot-Verfahren im „Dyckerhoff-Steinbruch“ (HILGERS et al. i. Vorb.). Zu den Parametern der Lumineszenzdatierung siehe Anhang-Tabelle 18

5.2.1.1 Mikromorphologische Charakteristika

Die Tiefenverteilung der mikromorphologischen Merkmale ist aus Anhang-Tabelle 17b ersichtlich.

In der ältesten mikromorphologisch untersuchten Schicht IV ist neben dem Subpolyeder Mikrogefüge (*subangular blocky microstructure*) vor allem das Schwammgefüge (*spongy structure*) typisch, das durch Bioturbation gebildet wird.

Es lassen sich in dieser pedosedimentären Einheit zwei Tonverlagerungsphasen feststellen, die anhand unterschiedlicher Ausprägung der Toncutane zu unterscheiden sind. Im IV fBtv-Horizont kommen überwiegend staubige braune Toncutane mit einer Dicke von 10-30 µm vor (Tafel 16: 1). Neben diesen charakterisieren im IV fBt-Horizont vor allem reine gelbbraune bis eigelbe Toncutane (10-50 µm, selten > 50 µm) eine weitere Tonverlagerungsphase (Tafel 16: 2, 3). Alle Toncutane sind sehr gut orientiert, teilweise mikrolaminiert und besitzen keinerlei Reorientierungsmerkmale.

Mit zunehmender Tiefe nehmen die Tonverlagerungsmerkmale ab. Überwiegend aus reinen Toncutanen entstandene Toncutanbruchstücke sind im IV fBt bis in eine Tiefe von etwa 275 cm nachzuweisen.

Vor allem im Übergangsbereich zwischen III ICv2 und IV fBt von 224-234 cm sind sehr staubige Toncutane (*very dusty coatings*) an Porenunterseiten festzustellen (Tafel 16: 4). Auch tauchen hier erstmalig braune Hornblenden mit Magnetitrand, Augite und Bimskörner (Ø bis zu 300 µm) als charakteristische Vertreter der Laacher See-Tephra auf.

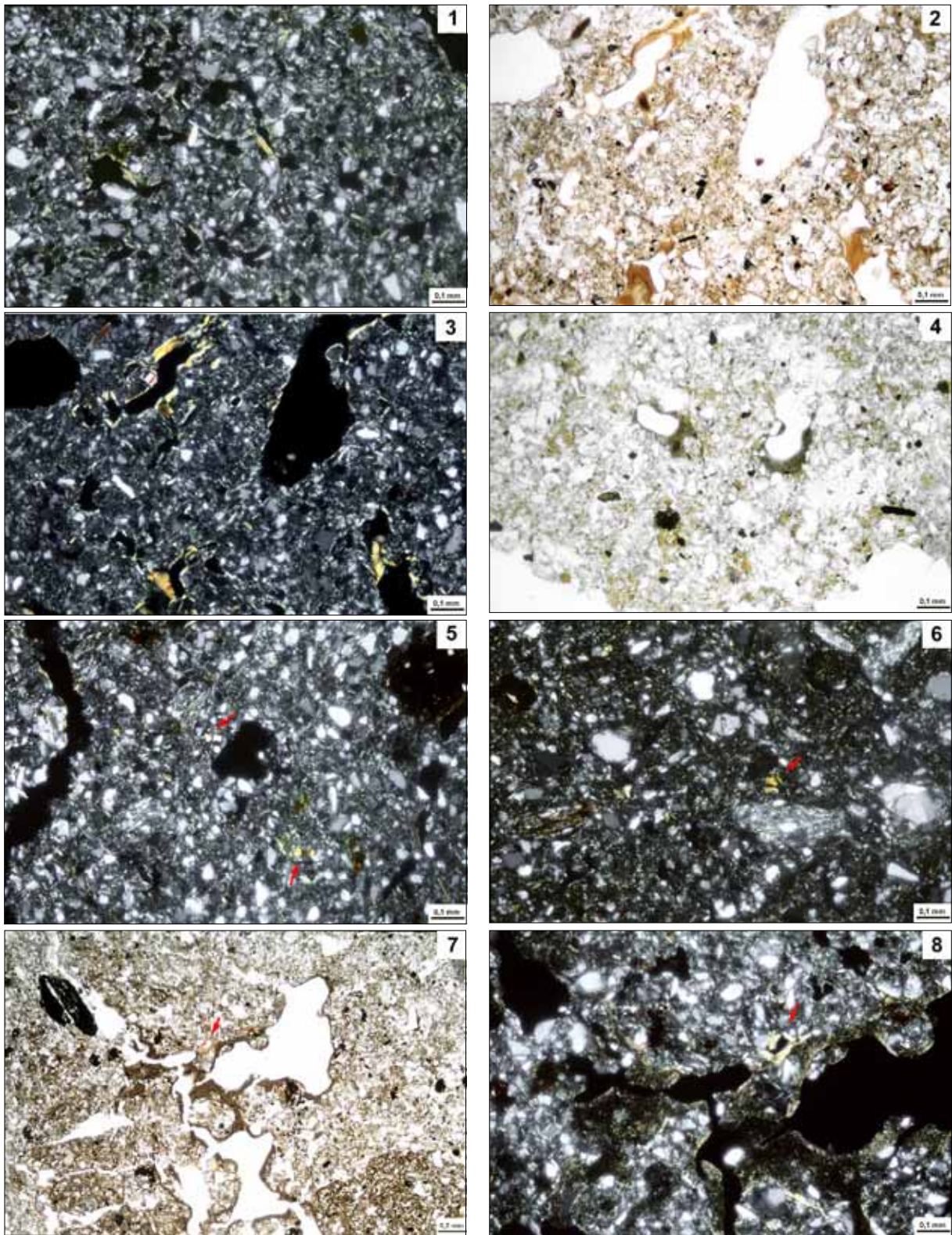
In beiden ICv-Horizonten kommen Toncutanbruchstücke vor (Tafel 16: 5, 6) und in geringem Maße sind ungestörte Toncutane (sehr staubig, staubig und reine eigelbe) als Illuviationsmerkmale vorhanden (Tafel 16: 7, 8). Einzelne, schwach staubige Toncutane im fICv1 und fICv2 zeigen Reorientierungsmerkmale (Tafel 17: 1).

Charakteristisch für den III fBt-Axh-Horizont ist das Schwamm- (*spongy structure*) und Krümelgefüge (*crumb structure*), aber auch nach oben zunehmendem Subpolyeder-Gefüge (*subangular blocky structure*) (Tafel 17: 2, 3). Minerale der LST-Assoziation (braune Hornblenden, Titanaugite), vulkanische Gläser und Bimskörner (Ø 100-400 µm), Schieferbruchstücke und Einzelkörner mit feinkörnigen grauschwarzen „Kappen“ zeugen vom starken Einfluss des Laacher See-Vulkanausbruchs (Tafel 17: 4, 5).

Bezogen auf das gesamte Profil sind Tonverlagerungsmerkmale im III Bt-fAxh am deutlichsten ausgeprägt. Reine eigelbe und rotbraune Toncutanbruchstücke (*limpid fragments of clay coatings*) sind vor der Schwarzerdeausbildung entstanden (Tafel 17: 6, 7), die ungestörten reinen eigelben Toncutane danach (Tafel 17: 4, 5).

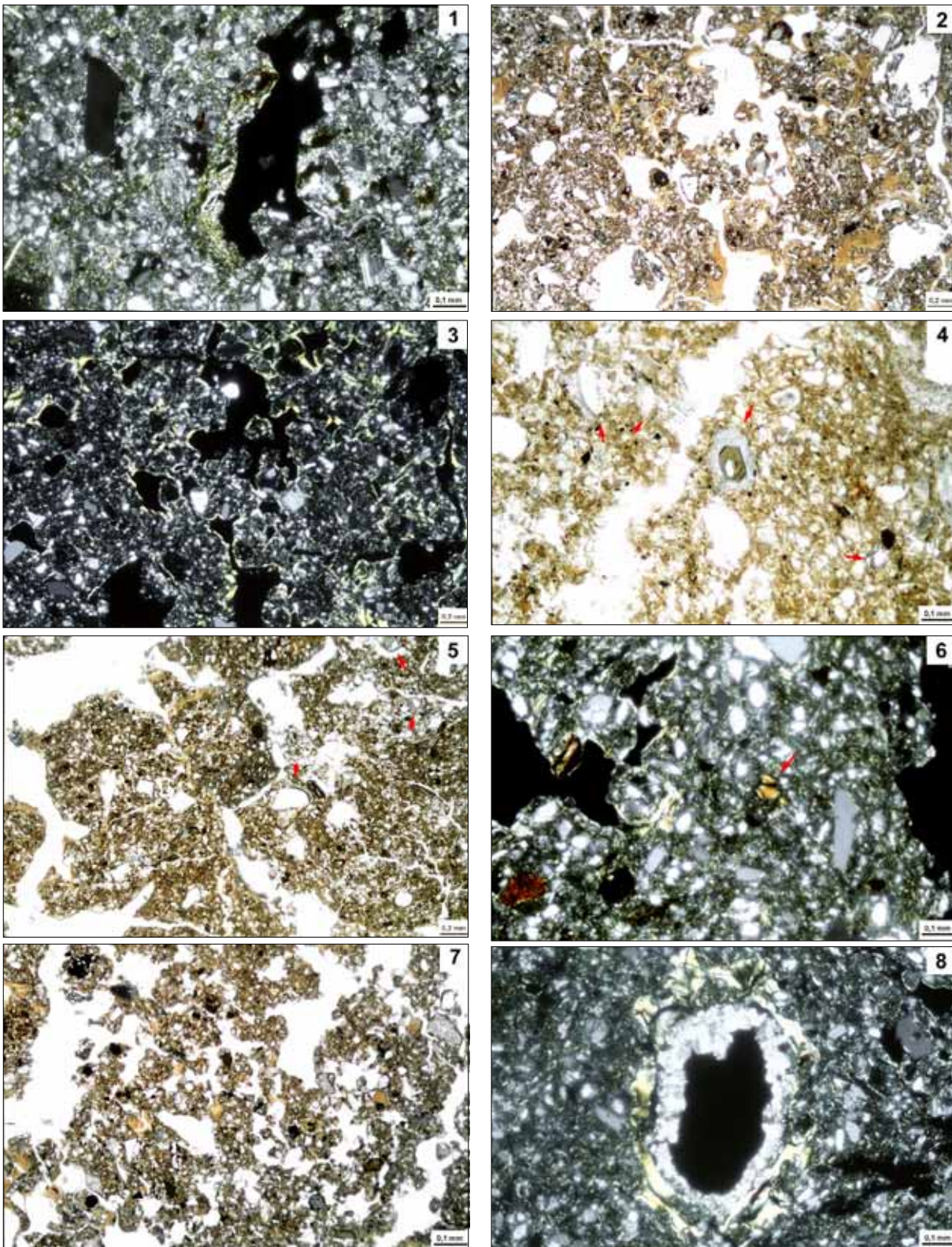
Das Gefüge des II fBtv ist bioturbat beeinflusst (*mamillated vughs*), doch insgesamt etwas besser ausgebildet als im Hangenden (*subangular blocky structure, compacted granular structure*). Toncutane innerhalb und auch zwischen den Aggregaten zeigen Tonverlagerung nach Bioturbation und Umlagerung an (Tafel 17: 8). Zusammengesetzte Toncutane aus reinen (äußere Laminen) und aus staubigen (innere Laminen) zeigen zwei unterschiedliche Tonverlagerungsphasen mit der staubigen Ausprägung als der jüngeren.

Typisch für das Kolluvium bis zur Untergrenze des II fBt ist eine fleckige Erscheinung, die auf Unterschiede der Fe-Humus-Gehalte in der Matrix (*groundmass*) schließen lassen. Dies ist vermutlich auf Vermischung von humusarmen und humusreichen Material infolge des Umlagerungsprozesses zurückzuführen. Hierbei wurden auch Primär-Carbonate (Calcitkristalle mit ~ 500 µm Durchmesser) in des Sediment eingearbeitet. Tonverlagerungsmerkmale, staubige und untergeordnet auch reine Toncutane, sind insgesamt sehr schwach ausgeprägt, vereinzelt kommen Toncutanbruchstücke beider Ausprägungen vor. Holzkohlebruchstücke, Schieferbruchstücke, ebenso wie braune Hornblenden und Augite der LST sind in jedem Schliff zu finden.



Tafel 16: Mikro-Fotografien vom Profil im Dyckerhoff-Steinbruch

(1) IV fBtv (325 cm): Staubige braune Toncutane - XPL. (2) IV fBt (273 cm): Reine gelbbraune bis eigelbe Toncutane - PPL. (3) IV fBt (273 cm): Sehr gute Orientierung der Toncutane anhand der Auslöschungsbänder in den Toncutanen erkennbar- wie Foto (2), XPL. (4) III flCv2/IV fBt (224-234 cm): Vor allem an Porenunterseiten liegen sehr staubige, schwarzgraue Toncutane - PPL. (5) III flCv2/IV fBt (224-234 cm): Gelbbraune Toncutanbruchstücke (rote Pfeile) in Matrix - XPL. (6) III flCv1 (210 cm): Reines gelbbraunes, sehr gut orientiertes Toncutanbruchstück (roter Pfeil) - XPL. (7) III flCv2 (216 cm): Sehr staubige braune Toncutane, daneben vereinzelt reine gelbbraune Toncutane (roter Pfeil) - PPL. (8): III flCv2 (216 cm): Vergrößerung von Foto (7): Scharf begrenzte Auslöschungsbänder zeigen sehr gute Orientierung der Toncutane an (roter Pfeil) - XPL.



Tafel 17: Mikro-Fotografien vom Profil im Dyckerhoff-Steinbruch

(1) III fICv2 (216 cm): Schwach staubige Toncutane mit Reorientierungsmerkmalen des Tons - XPL. (2) III fBt-Axh (195 cm): Reine gelbbraune Toncutane, die durch Bioturbation entstandene Aggregate vordatieren - PPL. (3) III fBt-Axh (195 cm): Sehr gute Orientierung der Toncutane zeigt, dass diese ungestört sind - XPL. (4) III fBt-Axh (181 cm): Zahlreiche Bimskörner (rote Pfeile), in der Bildmitte eines mit einer braunen Hornblende mit Magnetitsaum (LST-Assoziation) - PPL. (5) III fBt-Axh (181 cm): Zahlreiche Bimskörner mit Mineraleinschlüssen, sowie Minerale mit grauen Kappen (rote Pfeile) - PPL. (6) III fBt-Axh (169 cm): Toncutanbruchstücke in der Matrix (roter Pfeil), neben sehr gut orientierte dünnen Toncutanen - XPL. (7) III fBt-Axh (195 cm): Zahlreiche gelbbraune Toncutanbruchstücke in einem Abschnitt mit Krümelgefüge- PPL. (8): (216 cm): Sparitische Sekundär-Carbonatausfällung über gute orientierter gelbbrauner Toncutane - XPL.

Sekundäre Carbonatausfällungen in Form von Wurzelzellenpseudomorphosen, sparitischem Carbonat, mikritischen Überzügen von Porenrändern und mikritischen Konkretionen sind bis in eine Tiefe von 260 cm festzustellen (z.B. Tafel 17: 8). Nadelförmiger Calcit (*needle fibre calcite*) kommt bis in eine Tiefe von 134 cm vor und nimmt mit der Nähe zur Geländeoberfläche zu.

5.2.1.2 Pedosedimentäre Rekonstruktion

Nach Ablagerung des, nach OSL-Modell-Altern (DD9-DD7: ca. 12-18 ka) früh-spätglazialen bzw. spät-hochglazialen, Schwemmelhms entwickelte sich mit dessen Entkalkung im Spätglazial/Altholozän darin eine Parabraunerde mit deutlichen, jedoch insgesamt als mittel bis schwach ausgeprägt zu beurteilenden Tonverlagerungsmerkmalen (Abb. 5.8). Eine Bestätigung der Modell-Alter der Proben DD9-DD7 gibt ein mit der exakteren Single-Aliquot-Methode (SAR) an Quarzkörnern der Fraktion 100-200 µm ermitteltes Alter aus der Probe DD7 mit 15,8±0,9 ka (Anhang-Tab. 18, 3. Spalte).

Der im Liegenden des IV fBtv als fA(x)h(?) bezeichnete Horizont zeigt zwar deutliche bioturbate Spuren, doch ist mikromorphologisch kein wesentlicher, auf eine Schichtgrenze hindeutender Unterschied zum hangenden IV fBt festzustellen. Insgesamt ist ein hoher bioturbater Einfluss in der fossilen Parabraunerde vor Entstehung der Lessivierungsmerkmale festzustellen, worauf das Schwammgefüge (*spongy structure*) hindeutet, das für Ah bzw. Axh-Horizonte der Schwarzerden typisch ist.

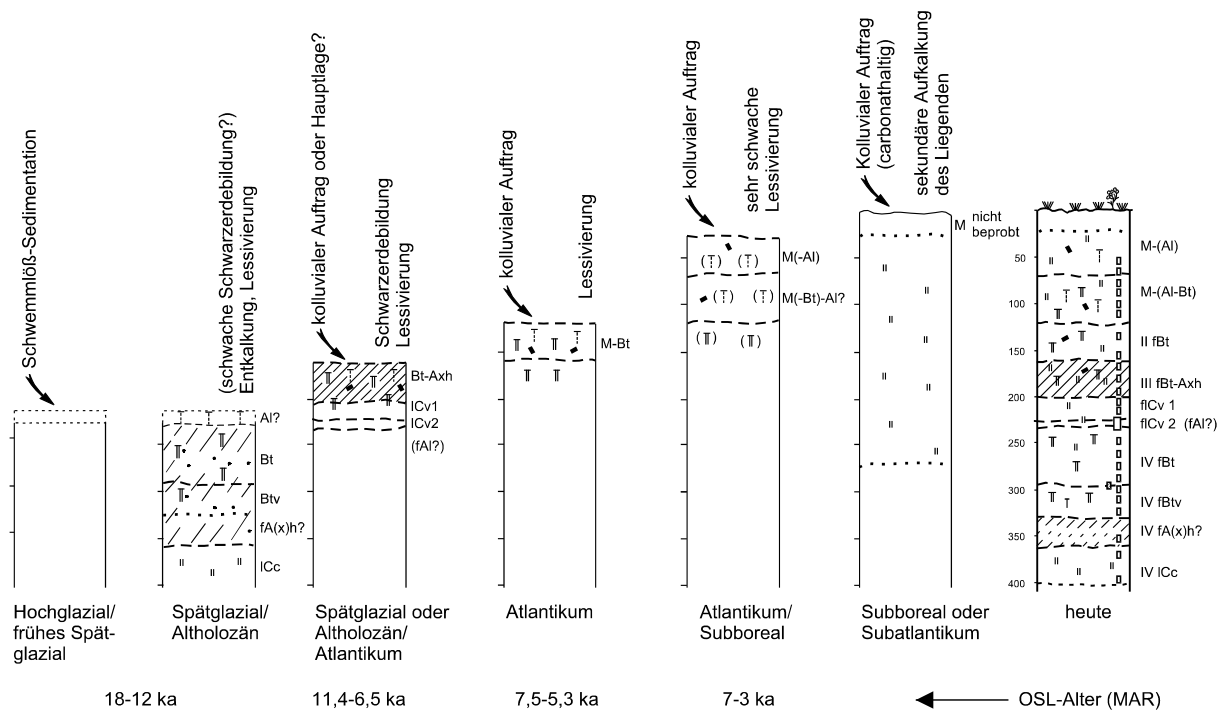


Abb. 5.8: Modell der pedosedimentären Rekonstruktion der Dolinen- und Dellenfüllung im „Dyckerhoff Steinbruch“

Das Vorkommen eines Schwamm-Gefüges als eindeutiges Merkmal bioturbaten Einflusses scheint typisch für Lessivés mit Schwarzerde-Vergangenheit zu sein. In unteren Abschnitten der Bt-Horizonte dieser Lessivés sind Gefügeeigenschaften der Schwarzerde durch die Lessivégenese noch nicht vollends überprägt worden (vgl. Kap. 5.1.3: Profil KA 96).

Da in der gekappten fossilen Parabraunerde Toncutanbruchstücke überwiegend in den oberen Dezimetern des IV fBt vorkommen und die weiteren Tonverlagerungsmerkmale im

IV fBt sonst weitgehend ungestört sind, hat die Tonverlagerung in der Parabraunerde überwiegend nach dem bioturbaten Einfluss stattgefunden.

Möglicherweise ist damit der IV fA(x)h(?) -Horizont als Rest einer schwachen spätglazialen Schwarzerdebildung zu betrachten, der durch die nachfolgende spätglaziale Lessivierung nicht vollständig überprägt wurde.

Dass eine schnelle Entstehung organischer Substanz und deren Verteilung in die Tiefe möglich ist, zeigte schon KUBIĚNA (1943, 1948) experimentell: die Bioturbation von *Collembolen* und *Lumbriciden* führte innerhalb weniger Monate zu Ah-Horizonten, die KUBIĚNA (1948: 15) bodentypologisch als „Mullrendsina“ einordnete. Diese würden nach AG BODEN (1998) je nach Carbonatgehalt als Pararendzinen oder Rendzinen klassifiziert werden.

Staubige gelbbraune Toncutane und der überwiegende Anteil der reinen eigelben Toncutane und Toncutanbruchstücke im IV fBt- und IV fBtv-Horizont sind als Zeugen zweier Tonverlagerungsphasen zu betrachten, die **vor** der Überdeckung durch das Sedimentpaket III entstanden sind.

In beiden III fICv-Horizonten kommen zwar Toncutanbruchstücke vor, doch sind *in-situ*-Toncutane im Gegensatz zum Liegenden kaum verbreitet. Die Toncutanbruchstücke sind überwiegend bei Ablagerung des Sedimentes entstanden, d.h. sind Merkmale des vor der Umlagerung im Einzugsbereich der Doline entstandenen spätglazialen Bt-Horizontes.

Aufgrund der deutlichen Beimengungen von Mineralen der Laacher See-Tephra ist die chronostratigraphische Einordnung des Sedimentpaketes III problematisch. Nach OSL-Altern, die mit dem Multiple-Aliquot-Verfahren (MA) ermittelt wurden, ergibt sich ein Modell-Alter von 6,5-11,4 ka (DD6 & DD4) für den Ablagerungszeitraum der Schicht III, der damit im Altholozän/Älteren Atlantikum liegt.

Durch den hohen Anteil an Mineralen der Laacher See-Tephra besteht bei dem Multiple-Aliquot-Verfahren (Bestimmung an Mineralgemischen) jedoch die Gefahr einer deutlichen Altersunterbestimmung, der durch vulkanische Feldspäte verursacht sein kann (HILGERS et al. i. Vorb.; KÜHN & HILGERS i. Vorb.). Dadurch ist mit großer Sicherheit auch der Unterschied bei den Altern zu erklären, die mit unterschiedlichen Bestrahlungstechniken bei der Probe DD5 ermittelt wurden.

Um diesen Fehler auszuschließen, wurde eine Nachbestimmung einzelner Proben mittels der Single-Aliquot-Methode (SAR) an Quarzen der Fraktion 100-200 µm durchgeführt, da bei Quarzen in diesem Fall ein vulkanischer Ursprung mit Sicherheit auszuschließen ist.

Die mit diesem Verfahren nachbestimmte Probe DD7 bestätigt die MA-Alter des liegenden Lösses (s.o.). Die mit dem MA-Verfahren ermittelten Alter der Probe DD6 aus dem ICv1-Horizont sind dagegen eindeutig zu jung, da nach dem genaueren SAR-Verfahren ein Altersbereich von $13,2 \pm 0,8$ ka bzw. von 11,5-14,8 ka (mit unterschiedlichen Wassergehalten berechnet) ermittelt wurde (vgl. Anhang-Tab. 18).

Findet dieses zuletzt ermittelte Alter bei der vorgesehenen Nachbestimmung der Proben DD5 und DD4 seine Bestätigung, wird dadurch die Annahme von HILGERS et al. (i. Vorb.) unterstützt, dass es sich bei dem Sedimentpaket III um die Hauptlage und nicht um ein altholozänes Kolluvium handelt.

Vor Ablagerung der Schicht II im Atlantikum (OSL-Probe DD3 mit ca. 5,3-7,5 ka bzw. 5,9-8,6 ka nach der regenerativen bzw. additiven Bestrahlungstechnik, MAR) entwickelte sich in Schicht III einerseits eine Schwarzerde (III fAxh) und bestätigt damit die Auffassung von ROGAAR et al. (1993), dass in Rheinhessen vor der (alt-)holozänen Schwarzerdebildungsphase Lessivierung stattgefunden hat. Andererseits kann auch schon eine schwache Degradation der Schwarzerde (III fAxh) in Form von Lessivierung stattgefunden haben. Diese Degradation war jedoch bis zur Ablagerung der Schicht II im Atlantikum noch nicht weit fortgeschritten, da diese noch aus einem stark humosen Kolluvium besteht.

Da auch hier in den Dünnschliffen noch zahlreiche Minerale der LST-Assoziation wie braune Hornblenden und Augite, sowie Bimskörner zu finden sind (vgl. auch hohe Kalium und Thorium-Gehalte in Anhang-Tab. 18), ist auch bei dem Modell-Alter von DD3 eine Altersunterbestimmung wahrscheinlich.

Da der Anteil der im Dünnschliff eigelben Toncutane im III fAxh-Horizont sehr hoch ist und diese dort am kräftigsten ausgebildet sind, ist ein gewisser Durchgriff der Tonverlagerung durch die ICv-Horizonte bzw. die Hauptlage in den liegenden Bt-Horizont anzunehmen (Geländebefund: humose Toncutane) und wird auch durch vereinzelt vorkommende *in-situ*-Toncutane in den ICv-Horizonten bestätigt. Die ungestörten Toncutane in den ICv-Horizonten bzw. der Hauptlage bezeugen eine Tonverlagerung aus dem fBt-Axh, in dem Lessivierungsmerkmale selbst sehr deutlich ausgeprägt sind. Diese Toncutane sind möglicherweise mit den makroskopisch *humosen Tonbelägen* im Bt gleichzusetzen (SEMMELE 1995: 137). Mikroskopisch sind jedoch humusreiche Toncutane häufig nicht von humusfreien Toncutanen zu unterscheiden.

Im Vergleich zum Hangenden und Liegenden ist anhand der Toncutanbruchstücke und der geringen Anzahl von *in-situ*-Toncutanen (rein, staubig) in den ICv-Horizonten festzustellen, dass die **Tonverlagerungsmerkmale in der liegenden Schicht IV zum größten Teil autochthon sind** und nur in einem geringen Anteil aus einem pedogenetischen Durchgriff aus dem hangenden Sediment resultieren. Gestützt wird dieser Befund durch die Korngrößenanalyse: Im ICv2 sind etwa 7% Ton enthalten, während im Hangenden III fBt-Axh 21% und im Liegenden IV fBt etwa 20% Ton enthalten sind (Anhang-Tab. 17a).

Nach Ablagerung der humosen Schicht II im Atlantikum fand weiter Lessivierung statt, die im II fBt-Horizont deutlich ausgebildet ist und mit den in der Umgebung anstehenden Löß-Parabraunerden vergleichbar ist (HILGERS et al. i. Vorb.).

Im Liegenden der Schicht I, die nach OSL-Datierungen vermutlich im Zeitraum vom ausgehenden Atlantikum bis ins Subboreal (DD2 & DD1 im Altersbereich von etwa 3-7 ka) abgelagert wurde, sind Toncutanbruchstücke zu finden (Anhang-Tab. 17b), die auf damals im Einzugsbereich der Delle noch anstehende Bt-Horizonte hinweisen. Im jüngsten Kolluvium ist eine schwache Parabraunerde entwickelt, die sich mikromorphologisch kaum auszeichnet.

Da im oberen Meter der Schicht I Toncutanbruchstücke selten oder nicht vorkommen, ist anzunehmen, dass die umgebenden Bt-Horizonte größtenteils erodiert waren und zunehmend Material carbonathaltiger C-Horizonte umgelagert wurden.

Deshalb bildet den Abschluss des Kolluviums der Schicht I carbonathaltiges Material, aus dem wiederum das Liegende entlang von Leitbahnen bis in eine Tiefe von 260 cm sekundär aufgekalkt wurde. Jedoch kann auch eine „schichtweise“ sekundäre Aufkalkung entsprechend der einzelnen Kolluviationsereignisse nicht ausgeschlossen werden, so dass die sekundäre Aufkalkung nicht allein von der heutigen Geländeoberfläche begonnen haben muss.

Die Lessivierungsmerkmale innerhalb des ersten Meters sind sehr schwach ausgeprägt, da ungestörte Toncutane kaum vorkommen und oberhalb von 80 cm (unter GOF) äußerst selten sind.

Mit Sicherheit kommen nach Beendigung des Sedimentationszyklus I im näheren Einzugsgebiet der Delle stark gekappte Böden vor, deren bodentypologische Einordnung über ein Pararendzina-Stadium kaum hinausgehen dürfte.

Abbildung 5.8 zeigt modellhaft den beschriebenen Wechsel der Sedimentationsereignisse und der verschiedensten bodenbildenden Prozesse, die zur Ausbildung des vorliegenden Profils seit dem ausgehenden Hochglazial führten.

5.2.2 Pedogenetische Relevanz des „Dyckerhoff-Profiles“

Die dargestellten pedogenetischen Befunde zur spätglazialen und holozänen Lessivierung sind trotz des Sonderstandortes des „Dyckerhoff-Profiles“ von überregionaler Bedeutung.

Nehmen wir im gleichen Naturraum auf einem seit dem ausgehenden Hochglazial mit Beendigung der Lösssedimentation geomorphodynamisch stabilen Standort den Beginn der Pedogenese an. Es läge rezent ein polygenetisches Profil vor, das alle seit dem Beginn des Spätglazials stattgefundenen Bodenbildungsphasen enthielte. Die Schwierigkeit bestünde nun darin, die einzelnen bodenbildenden Prozesse voneinander zeitlich zu trennen und darüber hinaus einzelnen Chronozonen zuzuordnen.

Dies ist im „Dyckerhoff-Profil“ möglich, wie minutiös gezeigt wurde. Hier lassen sich aufgrund der geomorphologischen Gegebenheiten dieses Sonderstandortes die spätglazialen pedogenetischen Prozesse (Entkalkung, schwache Schwarzerdebildung, Lessivierung) durch die gezeigten mikromorphologischen Befunde in Verbindung mit den Ergebnissen der OSL-Datierungen der Sedimentationsereignisse von den nachfolgenden holozänen Bodenbildungsprozessen (Schwarzerdebildung, Lessivierung) trennen, sowie auch die holozänen Bodenbildungsprozesse weiter differenzieren.

Deshalb ist anzunehmen, dass im umgebenden und auch in vergleichbaren Naturräumen bei rezenten Oberflächenböden, deren Bildungsbeginn auf das Ende der wärm-/weichseiszeitlichen Lösssedimentation zurückgeführt werden kann, eine ähnliche Folge bodenbildender Prozesse stattfand.

Diese Annahme wird durch die Befunde einer im südwestlichen Rheinhessen der altholozänen Schwarzerdebildung vorausgehenden Lessivierung von ROGAAR et al. (1993) gestützt.

Deren Ergebnisse zeigen, dass nicht nur an Sonderstandorten, wie der Dolinenfüllung im Dyckerhoff-Steinbruch, schon im Spätglazial/Altholozän Lessivierung in Lössen bzw. lösbürtigen Sedimenten möglich war.

5.3 Zusammenfassung

Für einen weiteren mikromorphogenetischen Vergleich wurden außerhalb der Jungmoränengebiete zwei Leitprofile aus dem Mitteldeutschen Trockengebiet in Sachsen-Anhalt feldbodenkundlich aufgenommen, in die regionale Bodenlandschaft eingeordnet, sowie eingehend mikromorphologisch analysiert und interpretiert. Aus dem südlichen Taunusvorland in Hessen wurde ein etwa 4 m mächtiges, stark differenziertes Boden- und Sedimentprofil vorgestellt, sowie mikromorphogenetisch-stratigraphisch eingehend untersucht.

Während im Profil KA 51 bei Karsdorf (Kap. 5.1.2) von einer kontinuierlichen Bodenbildungsrichtung der Fahlerde-Braunerde auszugehen ist, kann für die humose Braunerde-Fahlerde (Profil KA 96) im Hakel schon anhand der makroskopisch erkennbaren, sehr dunklen Ton-Humus-Cutane im tiefsten Bt-Bereich für diesen Lessivé eine vorhergehende Schwarzerdephase diagnostiziert werden. In beiden Leitprofilen lassen sich die einzelnen Bodenentwicklungsphasen mikromorphologisch weiter differenzieren.

Anhand der unterschiedlichen Ausprägung ungestörter Toncutane und ihrer Position zueinander lassen sich in beiden Lessivés aus Sachsen-Anhalt zunächst drei Tonverlagerungsphasen nachweisen. Die jüngste Tonverlagerungsphase wird durch sehr staubige, schwarzgraue Toncutane repräsentiert, welche überwiegend an Porenunterseiten gelegen sind. Die nächst ältere Tonverlagerungsphase zeichnet sich durch staubig, braune und gelbbraune Toncutane aus, während die älteste Tonverlagerungsphase durch reine gelbbraune Toncutane gekennzeichnet ist, die bei zusammengesetzten Toncutanen immer am nächsten zum Porenrand vorkommen.

Das gemeinsame Auftreten von linsenförmig-plattigen Aggregaten, von Bt-Schmitzen, von grauweißem Schluff-Puder auf Bt-Aggregaten und von Vesikeln im Ael+Bt-/Bt-Horizont von Profil KA 51 weist auf eine Überprägung des Bodens unter periglazialen Klima hin, welches zur Ausprägung dieser Merkmale geführt haben muss. Auch am südlichen Rand des Mitteldeutschen Trockengebietes waren diese klimatischen Bedingungen zuletzt in der Dryas III gegeben. Reine gelbbraune Toncutanbruchstücke innerhalb von Bt-Schmitzen sind deshalb einer vierten ältesten, spätglazialen Tonverlagerungsphase zuzuordnen (Kap. 5.1.2.3).

Im Bt-Horizont von Profil KA 96 sind Toncutanbruchstücke innerhalb von Aggregaten, die durch bioturbaten Einfluss in Verbindung mit der Schwarzerdegenese entstanden sind (Tafel 15: 3), einer vor der Schwarzerdebildung geschehenen Lessivierungsphase zuzurechnen. Ungestörte, diese Aggregate umkleidende, sehr gut orientierte staubige und reine gelbbraune Toncutane im Bt-Horizont, bezeugen Tonverlagerungsphasen nach der Schwarzerdegenese. Diese führten zu einer Degradierung der Schwarzerde.

Da die Schwarzerdebildung im Mitteldeutschen Trockengebiet im Altholozän bzw. möglicherweise schon im Alleröd begann und mit dem ausgehenden Atlantikum als beendet betrachtet werden kann (ALTERMANN & KÜHN 1995; ALTERMANN & MANIA 1968), ist diese Tonverlagerungsphase, bezeugt durch in Schwarzerde-Aggregate inkorporierte Toncutanbruchstücke, ins Spätglazial zu stellen (Kap. 5.1.3.3).

Der makroskopisch erkennbare, vor allem in Fahlerden vorkommende Schluff-Puder auf Bt-Aggregaten kann anhand der mikromorphologischen Merkmalskombination in Profil KA 51 auf eine Genese unter periglazialen Bedingungen zurückgeführt werden (Kap. 5.1.2.3), während in Profil KA 96 eine holozäne Entstehung gegeben ist (Kap. 5.1.3.3).

Die Bv-Horizonte beider Profile zeigen durch starke rezente Durchwurzelungstätigkeit nicht nur makromorphologisch eine starke bioturbate Beeinflussung, sondern auch anhand der mikromorphologischen Merkmale (sehr locker, hohlraumreich). Insgesamt ist die Lagerung der Bodenaggregate bei Profil KA 96 lockerer, als dies bei Profil KA 51 der

Fall ist. Im Bv-Horizont von Profil KA 96 ist zusätzlich eine Tendenz zur Tonverlagerung in Form von bis zu 20 µm dicken, staubig gelbbraunen Toncutanen erkennbar.

Für Profil KA 51 ergibt sich folgende relative Chronologie der bodenbildenden Prozesse: Im Spätglazial Entkalkung und Lessivierung, im Holozän Tiefergreifen der Entkalkungsgrenze und weitere Lessivierung, nachfolgende Verbraunung der oberen 50 cm. Als (sub-) rezenter Prozess sind durch anthropogenen Einfluss Gipsausfällungen ab einer Tiefe von etwa 60 cm zu verzeichnen.

Anhand der mikromorphogenetischen Befunde ist unter Einbezug der regionalen Befunde zur Schwarzerdegenese für das Profil KA 96 folgende relative Chronologie der bodenbildenden Prozesse vorstellbar: Im Spätglazial Entkalkung und Lessivierung mit möglicherweise schon beginnender Schwarzerdebildung, die bis zum ausgehenden Atlantikum anhielt. Danach erfolgte eine Degradierung der Schwarzerde durch mehrphasige Lessivierung mit nachfolgender Verbraunung, sowie rezenter schwacher Tendenz zur Lessivierung der Braunerde.

An einem für die Beurteilung der spätglazial-holozänen Bodengenese in Mitteleuropa äußerst bedeutsamen und stark differenzierten Sediment- und Bodenprofil in einer Dolinen- und Dellenfüllung im „Dyckerhoff-Steinbruch“ im südlichen Main-Taunus-Vorland wurde mittels mikromorphologischer Untersuchungen und OSL-Datierungen (A. HILGERS, Universität Köln) die Abfolge der Boden- und Sedimententwicklung rekonstruiert.

Danach ist im Schwemmlöß an der Basis des etwa 4 m mächtigen Profilabschnittes ein schwach entwickelter spätglazialer Schwarzerderest (IV fA(x)h) erhalten, der durch eine nachfolgende Parabraunerdebildung (IV fBt) nicht vollständig überprägt wurde. Der Schwemmlöß wurde nach OSL-Datierungen (ca. 12-18 ka) im ausgehenden Hoch- bis Spätglazial abgelagert. Eine autochthone zweiphasige Tonverlagerung im IV fBt-Horizont mit nur geringem pedogenetischen Durchgriff aus dem hangenden Sediment ist mikromorphologisch belegt: in den ICv-Horizonten kommen Toncutanbruchstücke und nur eine geringe Zahl an ungestörten Toncutanen vor, während im III Bt-fAxh und IV fBt die Tonverlagerungsmerkmale am stärksten ausgeprägt sind. Für die zeitliche Einordnung der Lessivierung in das Spätglazial bis Altholozän sprechen die Ablagerungsalter der kolluvialen Sedimente im Hangenden des IV fBt von ca. 6,5 bis 11,4 ka (OSL-Proben DD6 & 4), sowie die im Profil erstmals im fICv2 nachgewiesenen charakteristischen Vertreter der Laacher See-Tephra. Dass das Sediment der ICv-Horizonte auch der Hauptlage entsprechen könnte, wurde ebenfalls diskutiert. Bis zur erneuten kolluvialen Überdeckung im Atlantikum bildete sich wahrscheinlich ab dem Boreal eine Schwarzerde, die schwache Anzeichen einer Degradation in Form von Lessivierung und schwacher Verbraunung zeigt (III Bt-fAxh).

Nach Ablagerung eines humosen Kolluviums (Schicht II: OSL-Probe DD3 mit ca. 5,3-7,5 ka bzw. 5,9-8,6 ka nach der regenerativen bzw. additiven Bestrahlungstechnik) fand im Atlantikum weiter Lessivierung statt. Dies führte zur Bildung eines Bt-Horizontes (II fBt), der mit den in der Umgebung anstehenden Löss-Parabraunerden vergleichbar ist.

Im Liegenden des jüngsten Kolluviums, das nach OSL-Datierungen vermutlich vom ausgehenden Atlantikum bis ins Subboreal (DD2 & DD1 im Altersbereich von etwa 3-7 ka) abgelagert wurde, sind Toncutanbruchstücke zu finden, die auf damals im Einzugsbereich der Delle noch anstehende Bt-Horizonte hinweisen. Da im oberen Meter Toncutanbruchstücke selten vorkommen, ist anzunehmen, dass zunehmend carbonathaltige C-Horizonte umgelagert wurden. Im jüngsten Kolluvium ist eine schwache Parabraunerde entwickelt, die sich mikromorphologisch kaum auszeichnet.

Anhand der vorgestellten mikromorphologischen und geochronologischen Ergebnisse wurde ein Modell der Sedimentablagerung und Pedogenese entworfen.

6 Vergleich der Ergebnisse zur Lessivégenese

Zunächst werden mikromorphologische Charakteristika der Lessivés zusammengefasst und diskutiert. Nachfolgend werden die Ergebnisse zur Lessivégenese überregional miteinander verglichen, da der regionale Vergleich in den einzelnen Kapiteln zu den unterschiedlichen Untersuchungsgebieten erfolgte. Zuletzt wird aufgrund der vorgelegten Befunde ein Vorschlag zur Einordnung der untersuchten Lessivés in die deutsche Bodensystematik unterbreitet.

6.1 Horizontbezogene mikromorphologische Charakteristika der Lessivés

In den folgenden Unterkapitel sollen nicht alle mikromorphologischen Charakteristika der einzelnen Horizonte der untersuchten Lessivés zusammengestellt und diskutiert werden, da dies schon von BULLOCK & THOMPSON (1985) für die diagnostischen Horizonte der *Alfisols* und für Bv-Horizonte (*cambic horizons*) von AUROUSSEAU et al (1985) umfassend geleistet wurde. Nachfolgend werden die mikromorphologischen Charakteristika insbesondere auf die vorliegende Fragestellung der spätglazialen und holozänen Tonverlagerung horizontbezogen zusammengestellt und diskutiert.

6.1.1 Bv-Horizonte

Die Bv-Horizonte der Lessivés im Norddeutschen Tiefland unter Ackernutzung sind homogen. Dies ist vor allem ein Resultat der mehrere Jahrtausende währenden Bioturbation, bevor die Flächen landwirtschaftlich genutzt wurden.

So sind unter Wald Ah- und Bv-Horizonte der Lessivé-Braunerden auch rezent immer von einer sehr starken Durchwurzelung gekennzeichnet, die zu einer Merkmalshomogenisierung in diesen Horizonten führte. Dies kann auch für die Entstehung der Merkmalsausprägungen des Decksandes eine größere Rolle spielen, als bisher angenommen (vgl. Kap. 3.7). Diese homogenen Eigenschaften sind aber auch für die Bv-Horizonte der untersuchten Profile im Mitteldeutschen Trockengebiet bezeichnend.

Diese makromorphologisch homogenen Merkmale spiegeln sich in den mikromorphologischen Eigenschaften wider. Wie schon von AUROUSSEAU et al. (1985) festgestellt, gibt es keine allgemeingültigen charakteristischen Merkmale für Bv-Horizonte. Dennoch lassen sich für die Bv-Horizonte in unterschiedlichen Ausgangssubstraten typische Merkmale festhalten.

In den Geschiebedecksanden des norddeutschen Jungmoränengebietes ist ein lockeres, hohlraumreiches Gefüge (*microaggregate intergrain structure*) mit zahlreichen Pflanzenresten für die Bv-Horizonte typisch. Es sind weder besondere Orientierungsmerkmale des Tons, noch Merkmale der Tonneubildung erkennbar (*undifferentiated b-fabric*). In den in der Hauptlage ausgebildeten Bv-Horizonten aus Baden-Württemberg (Kap. 4.3) ist ebenfalls ein lockeres hohlraumreiches Gefüge typisch, das aber einen krümeligen Charakter besitzt (*crumb structure*). Dies mag an dem deutlichen feineren Substrat (Lu) liegen, das auch zur Ausprägung einer *stipple speckled b-fabric* in den Bv-Horizonten von Profil Mut als Merkmal der Tonmineralneubildung geführt hat (Kap. 4.3.3.2).

In den Bv-Horizonten aus Löss in Sachsen-Anhalt (Kap. 5.1) ist dagegen ein mehr oder weniger kompaktiertes Korngefüge (*compacted granular structure*) typisch. Auch hier sind kaum Orientierungsmerkmale des Tons erkennbar, außer vereinzelt vorkommender *mosaic speckled b-fabric*.

Als Ergebnis einer schwachen Lessivierung sind in einigen Bv-Horizonten Mecklenburg-Vorpommerns, Sachsen-Anhalts und Baden-Württembergs sehr gut orientierte Toncutane ausgebildet: reine gelbbraune Toncutane in M 10 (Kap. 3.5.1.1), siltreiche Toncutane in

Profil Bar 100 (Kap. 3.5.1.2), staubige gelbbraune Toncutane in Profil E 106 (Kap. 3.5.2.1) aus Mecklenburg-Vorpommern, staubige gelbbraune Toncutane in den Profilen KA 51 und KA 96 aus Sachsen-Anhalt und staubige gelbbraune Toncutane im Profil Mut aus Baden-Württemberg (Kap. 4.3.3.2).

Dass mikromorphologisch meist kein eigentlich zu erwartendes Merkmal der Tonneubildung festzustellen ist, wie eine *stipple speckled b-fabric*, lässt sich vor allem durch einen oft noch erheblichen Anteil organischer Substanz in den Bv-Horizonten erklären (Anhang-Tab. 5: $C_{org} = 0,5-2\%$), welcher die Tonmineralneubildungen durch Maskierung für die Lichtmikroskopie nicht identifizierbar machen könnte. Die röntgenographischen Analysen an den Profilen in Mecklenburg-Vorpommern zeigen zumindest die Tonmineralneubildung Vermiculit (Kap. 3.4).

Dies stimmt mit dem lichtmikroskopischen Erscheinungsbild der Biotite überein, die durch Silikatverwitterung mit einhergehender Freisetzung des in ihnen enthaltenen Fe^{2+} , im Gegensatz zu den in den Bt-Horizonten enthaltenen Biotiten, in der Regel stark gebleicht sind. Diese verwitterten Biotite und auch ubiquitär vorkommende, verwitterte Glaukonite sind damit als eine der Hauptquellen für die braune Farbe der Bv-Horizonte zu betrachten.

Die von KOPP (1969: 58), KOPP & KOWALKOWSKI (1990) und KOWALKOWSKI (1989) formulierte Hypothese einer vorwiegend unter periglazialen Bedingungen entstandenen Verbraunung, kann für die untersuchten Braunerden nicht bestätigt werden. Von Fe- und Mn-Hydroxid-Krusten umkleidete Minerale, als ein typisches Merkmal der arktischen Braunerde (KOPP & KOWALKOWSKI 1990: 68), waren nur in einzelnen Profilen vereinzelt vorhanden. Infolge der im Holozän verstärkten Bioturbation, die alle früheren Gefügeausprägungen in den Bv-Horizonten zerstörte, lassen sich auch eventuell periglazial entstandene Gefügestrukturen mikromorphologisch nicht mehr nachweisen.

Obwohl nicht weiter mikromorphologisch untersucht, ist zu bemerken, dass Podsolierungsmerkmale in den Bv-Horizonten des Mitteldeutschen Trockengebietes und des Jungmoränengebietes in Oberschwaben fehlten, während in allen nicht beackerten Bv-Horizonten des norddeutschen Tieflands immer Podsolierungsmerkmale festzustellen waren.

6.1.2 A(e)l-Horizonte

In den Geschiebedecksanden des norddeutschen Jungmoränengebietes ist ein lockeres hohlraumreiches Gefüge (*grain structure* oder *microaggregate intergrain structure*) mit zahlreichen Pflanzenresten typisch. Es sind in der Regel weder besondere Orientierungsmerkmale des Tons, noch Merkmale der Tonneubildung erkennbar (*undifferentiated b-fabric*). Vereinzelt treten um Körner orientierte Tonsäume auf (*granostriated b-fabric*), sehr selten sogar eine *stipple-speckled b-fabric* (Kap. 3.5.3.3, Profil Len 4), die auf Tonmineralneubildung hinweisen kann. In den Lessivés aus Löss in Sachsen-Anhalt tritt in den Ael-Horizonten sogar eine *mosaic-speckled b-fabric* auf (Kap. 5.1.2.2, 5.1.3.2: Profile KA 51, KA 96).

Typisch sind für sandige Ael-Horizonte weiterhin oft blanke Körner, die nicht oder nur in geringem Maße von Feinsubstanz umgeben sind. Weiterhin treten überwiegend im unteren Teil der Ael-Horizonte aus dem Norddeutschen Tiefland Silt-Ton-Kappen auf Gesteinsfragmenten bzw. Körnern in Grobsandgröße auf (Kap. 3.5.1.1, 4.1.3, 4.2). In Verbindung mit zusätzlichen Merkmalen der Bodengefrornis in den Ael+Bt-Horizonten (Kap. 6.1.3) kann die Entstehung eines Teils dieser Kappen auf periglazialen Einfluss zurückgeführt werden. Diese Silt-Ton-Kappen konnten in den sandärmeren Substraten der Profile aus Sachsen-Anhalt und Baden-Württemberg nicht nachgewiesen werden.

Damit scheinen diese Kappen für Ael-Horizonte in sandigen Substraten ein Charakteristikum zu sein, das in schluffigen Lehmen oder auch in Al-Horizonten nicht mehr auftritt. Silt-Ton-Kappen sind trotz systematischer, mikromorphologischer Untersuchungen bisher aus Al-Horizonten von Parabraunerden aus lehmigen fluvialen Sedimenten am Niederrhein und in der Kölner Bucht nicht beschrieben (MIEDEMA 1987; SCHRÖDER 1979; STEPHAN 1981, 1993).

Die von DUMANSKI & ARNAUD (1966) und MCKEAGUE et al. (1974) beschriebene typische Bänderung (*isoband fabric*) in Verbindung mit horizontal orientierten Hohlräumen (*planar voids*) für A(e)l-Horizonte konnte in keinem Dünnschliff festgestellt werden. Nach BULLOCK & THOMPSON (1985) kann dieses plattige Gefüge auf Bodengefrorenis bei genügendem Wasserdargebot zurückgeführt werden kann. Deshalb ist davon auszugehen, dass rezenter Frosteinfluss sich in einer Tiefe von 50-60 cm (Tiefe der Ael-Horizonte) nicht mehr gefügeprägend auswirkt, da gerade an diesen Standorten kein Wassermangel auftritt.

Es könnte das sehr sandige Substrat (Su2-Su3) der Ael-Horizonte im Norddeutschen Tiefland für dieses fehlende Gefügemerkmal verantwortlich gemacht werden, da beispielsweise VAN VLIET & LANGOHR (1983) darauf hinweisen, dass in sandigen Substraten mikromorphologische Gefügemerkmale wesentlich schlechter erhalten bleiben als in feinerem Ausgangsmaterial.

Doch ist plattiges Gefüge auch nicht in den schwach tonigen Schluffen (Ut2) der Ael-Horizonte der Lessivés in Sachsen-Anhalt nachzuweisen. Dagegen ist im Al-Horizont der im Spätglazial entstandenen fossilen Parabraunerde (Profil 5B) in Oberschwaben dieses linsenförmig plattige Gefüge eindeutig dokumentiert (Kap. 4.3.2.2, Tafel 12: 4, 5, 6).

Vereinzelt sind schwache Tonverlagerungsmerkmale in Form von sehr gut orientierten, staubigen, braunen und untergeordnet reinen Toncutane festzustellen. Typisch sind jedoch sehr staubige, schwarzgraue Toncutane, die vorwiegend an Porenunterseiten vorkommen. Da diese keine Reorientierungsmerkmale des Tons zeigen, ist bei den beiden erstgenannten Tonverlagerungsphasen von einer jungen ungestörten Tonverlagerung auszugehen (vgl. Kap. 6.1.4). Auch ist eine Tonmineralzerstörung auszuschließen, die mit Sicherheit zu Reorientierungsmerkmalen des Tons führen würde.

6.1.3 Ael+Bt-Horizonte

Bt-Schmitzen, von HELBIG (1999a) als *till spots* bezeichnet, sind ein typisches Merkmal der Ael+Bt-Übergangshorizonte. Die Durchmesser dieser Bt-Schmitzen können mehrere Millimeter bis zu mehreren Zentimeter betragen. Der Begriff *Bt-Schmitze* wurde vom Autor gewählt, da dieser *terminus technicus* beinhaltet, dass eine Schmitze eine andere Zusammensetzung besitzt als das Nebengestein (MURAWSKI 1998). Die Begriffe *Fragmentierung* bzw. *Fragmente* weisen auf diesen Umstand nicht hin (vgl. Kap. 3.5.1.1).

Das die Bt-Schmitzen umgebende Ael-Material besitzt die für Ael-Horizonte typischen Eigenschaften (Kap. 6.1.2). In Bt-Schmitzen kommen dieselben *b-fabrics* vor wie in den Bt-Horizonten, wobei meist zusätzlich die *granostriated b-fabric* zu finden ist.

Bt-Schmitzen können auf die periglaziale Überprägung schon im Spätglazial vorhandener Bt-Horizonte hinweisen, obwohl eine spätglaziale Umlagerung und Fragmentierung des noch carbonathaltigen Geschiebemergels mit nachfolgender holozäner Entkalkung dieser Schmitzen möglich ist. Mikromorphologisch zeigt sich klar, dass diese Schmitzen Fragmente des liegenden Bt-Horizontes sind (z.B. Kap. 3.5.1, 5.1.2, 5.2.2; KÜHN et al. 2002; KÜHN i.Dr a).

Da Bt-Schmitzen auch in den Sandkeilfüllungen der Profile Bar 100, Bar 200 und in zahlreichen von HELBIG (1999a) beschriebenen Sandkeilen vorkommen, die Sandkeile jedoch ungestört sind, ist in diesen Fällen eine Entstehung durch Baumwurf ebenso auszuschlie-

ßen, wie eine Tieferlegung der Bt-Horizonte (Kap. 3.5.1). Ist durch Dünnschliffuntersuchungen keine bioturbate Fragmentierung zu erkennen, kann mit LAVES (1972) eine periglaziale Entstehung angenommen werden. Weiterhin kann damit dem in Kapitel 3.9 vorgestellten Modell zur Lessivégenese gefolgt werden, in dem der Entstehungszeitraum der Bt-Schmitzen überwiegend in der Dryas III zu suchen ist. Andererseits ist eine prä-allerödzeitliche Vorprägung nicht auszuschließen, wie sie aus Profil Len 4 in der Ueckermünder Heide abgeleitet werden kann (Kap. 3.5.3.3).

Im Einzelfall muss dennoch geprüft werden, ob es sich bei den Bt-Schmitzen nicht um Merkmale handelt, die durch Baumwurf, Bioturbation oder eine einfache Tieferlegung der Bt-Horizonte im Zuge der Pedogenese entstanden sind (vgl. die hierzu geführte Diskussion in Kap. 3.5.1.1.3).

Unterstützt wird die These der periglazialen Entstehung der Bt-Schmitzen möglicherweise auch durch mikromorphologische Untersuchungen an *Cryoborolls*, in denen Pedorelikte tieferer Horizonte im Ah-Horizont vorkommen, während dieses Phänomen in anderen Mollisolen wie den *Hapludolls* und *Haplborolls* nicht festzustellen ist (PAWLUK & BAL 1985). Vereinzelt kommen auf den Bt-Schmitzen oder auch auf Gesteinsfragmenten die für Ael-Horizonte typischen Ton-Silt-Kappen vor. Der Umstand, dass zum Beispiel im Ael+Bt-Horizont von Profil Mie 1 aus Schleswig-Holstein unter einem Gesteinsfragment linsenförmige Hohlräume vorkommen, die nur durch Segregationseisbildung entstanden sein können, lässt die gleichzeitig auf diesem Gesteinsfragment vorhandenen Silt-Ton-Kappen mit HUIJZER (1993) auf das Austauen von Permafrost zurückführen.

Ein weiteres charakteristisches Merkmal der Ael+Bt-Horizonte sind sehr staubige, schwarzgraue, vorwiegend an Porenunterseiten vorkommende Toncutane. Diese sind, wie in den Kapiteln 3.5.1.1.3 und 4.1.4 diskutiert, in der Regel auf Entwaldungsphasen und Ackerbau zurückzuführen. Eine Formung durch kolluviale bzw. Fließerde-Prozesse ist jedoch nicht auszuschließen, da sonst das Vorkommen dieser Toncutane in den ICv-Horizonten im „Dyckerhoff-Profil“ kaum zu erklären wäre (Kap. 5.2.1.1).

In Poren von Bt-Schmitzen vorkommende staubige gelbbraune Toncutane weisen auf Tonverlagerung nach der Entstehung der Bt-Schmitzen hin, die deshalb ins Holozän zu stellen ist. Meist kommen auch sehr gut orientierte reine, gelbbraune Toncutane vor, die aufgrund ihrer sehr guten Orientierung vom Autor auch als Ergebnis einer holozänen Tonverlagerungsphase betrachtet werden.

Innerhalb von Bt-Schmitzen vorkommende reine, gelbbraune Toncutanbruchstücke, sind aufgrund der Genese der Bt-Schmitzen (s. o.) einer spätglazialen Tonverlagerungsphase zuzuordnen (z.B. Tafel 1: 4; Tafel 2: 6).

6.1.4 Bt-Horizonte

Charakteristische Mikrogefüge für Bt-Horizonte sind Polyeder- und untergeordnet Subpolyederggefüge. Durch den erhöhten Tongehalt im Vergleich zu den anderen Horizonten kommen zahlreiche *b-fabrics* vor, wie *stipple-speckled*, *granostriated* und *mosaic speckled b-fabric*. In Bt-Horizonten aus Löss kommt meist auch noch *striated b-fabric* vor, die auf physikalische Beanspruchung des Bt-Horizontes hinweist (vgl. Anhang-Tab. 11, 13-17).

Mehrphasige Tonverlagerung ist aus zahlreichen mikromorphologisch untersuchten lessivierten Böden bekannt und häufig beschrieben worden (z.B. BULLOCK & MURPHY 1979; EIMBERCK-ROUX 1977; FELIX-HENNINGSSEN 1979; KEMP et al. 1998; PAYTON 1992, 1993; ROGAAR et al. 1993; VANVLIET-LANOË et al. 1992; WEIR et al. 1971).

So sind in den untersuchten Lessivés in der Regel vier verschiedene Tonverlagerungsphasen zu unterscheiden, die sich durch unterschiedliche Ausprägung und ihre Anordnung zueinander voneinander abgrenzen lassen.

Sehr gut orientierte, staubige gelbbraune und reine gelbbraune Toncutane wurden in allen untersuchten Bt-Horizonten als holozäne Tonverlagerungsphasen interpretiert, wobei in zusammengesetzten Toncutanen die reinen Laminae immer am nächsten zum Porenrand liegen. Hinzu kommen sehr staubige, schwarzgraue, manchmal siltreiche Toncutane, als Kennzeichen der jüngsten Tonverlagerungsphase, die meist an Porenunterseiten gelegen sind.

Reorientierte reine gelbbraune Toncutane und reorientierte Silt-Ton-Verfüllungen mit Fe-Hydroxid-Anflügen sind der ältesten Tonverlagerungsphase zuzurechnen. Wäre die Reorientierung des Tons in den Toncutanen z.B. durch Quellung und Schrumpfung verursacht (Kap. 3.5.1.1.3), ließe sich das Vorkommen von reorientierten neben orientierten Toncutanen (Tafel 2: 1; Tafel 14: 6, 7) und von sehr gut orientierten Toncutanen in reorientierten Silt-Ton-Porenverfüllungen nicht erklären (Tafel 2: 4; Tafel 9: 5; Tafel 10: 6, 7; Tafel 11: 5; Tafel 13: 7, 8). Deshalb ist anzunehmen, dass die unterschiedlichen Reorientierungsmerkmale verschieden alte Tonverlagerungsphasen widerspiegeln und dabei Toncutane und Silt-Ton-Porenverfüllungen reliktsche Tonverlagerungsmerkmale sind. Nach Erachten des Autors ist die Ursache der Reorientierung dabei in Bodengefrorenis unter periglazialen Klimabedingungen zu suchen.

Vor allem für den Übergangsbereich vom Ael+Bt- zum Bt-Horizont sowie in den oberen Dezimetern der Bt-Horizonte ist immer wieder ein linsenförmig-plattiges Gefüge zu finden, das nicht der Gefügedynamik eines Bt-Horizontes entspricht (Abb. 3.10b; Tafel 12: 4-6; Tafel 14: 8).

Dieses linsenförmig-plattige Gefüge (*lenticular platy structure*) wird durch Segregationseis-Prozesse gebildet (HARRIS 1985, HUIJZER 1993, VANVLIET-LANOË 1976, 1998) und ist typischerweise in lehmigen Sedimenten zu finden (BOHNCKE et al. 1993). Die durch Segregationseisbildung entstandenen Eislinsen hinterlassen nach dem Austauen des Eises linsenförmige Hohlräume, sowie auch linsenförmig-plattige Aggregate.

Durch das Vorkommen dieses Gefügetyps in einer Tiefe von 50-70 cm im oberen Bereich von Bt-Horizonten (Profil Bar 100 in Mecklenburg-Vorpommern, Profil 5B in Baden-Württemberg; Profil KA 51 in Sachsen-Anhalt) kann es sich dabei nur um ein reliktsches Merkmal handeln, werden die temperaten Klimabedingungen des Untersuchungsraumes im Holozän in Betracht gezogen. Ungestörte Toncutane in dessen Nachbarschaft oder dessen linsenförmigen Hohlräumen beweisen eine der Gefügebildung nachfolgende Tonverlagerung (Tafel 12: 5; Tafel 14: 1).

Das Vorkommen von Toncutanfragmenten in den untersuchten Bt-Horizonten besitzt einen klaren Bezug zur Tiefe. Werden bioturbate Einflüsse ausgenommen, sind ab einer Tiefe von etwa 70 cm in der Regel keine Toncutanfragmente zu finden. Gewöhnlich liegen die Toncutanbruchstücke in reiner Ausprägung vor, obwohl untergeordnet auch staubig ausgeprägte Toncutanbruchstücke vorkommen.

In Belgien und Nordfrankreich stellten VAN VLIET & LANGOHR (1983) ebenfalls eine horizont- bzw. tiefenbezogene Verteilung von Toncutanbruchstücken fest, mit einem prominenten Vorkommen in B1t- und B2t-Horizonten und sehr stark abnehmend in B3t-Horizonten.

Häufig lässt sich anhand von Merkmalskombinationen (z.B. Gefüge) im Dünnschliff entscheiden, ob die Fragmentierung der Toncutane durch Bioturbation (z.B. Tafel 12: 3) oder durch abiotische Vorgänge entstanden ist (z.B. Tafel 12: 6).

Besonders das gemeinsame Vorkommen von Toncutanfragmenten mit linsenförmig-plattigem Gefüge in den Profilen Bar 100 in Mecklenburg-Vorpommern und Profil 5B in Baden-Württemberg, weisen Tonverlagerung vor Entstehung dieser Gefügebrauchung nach.

Wären ausschließlich in der Sandkeilfüllung von Profil Bar 100 Toncutanbruchstücke zu finden, könnte der Interpretation von SAUER (2002: 185) zugestimmt werden, dass diese Toncutanbruchstücke durch Bioturbation oder durch Quellung und Schrumpfung in die Sandkeilfüllung gelangt sein könnten. Wobei sich mit dieser Prozesskombination nur schwer die Unversehrtheit der Sandkeile erklären ließe, ebenso wie neben den Toncutanbruchstücken in der Sandkeilfüllung vorkommende ungestörte, sehr gut orientierte, stau-bige, gelbbraunen Toncutane (Tafel 3: 3).

Aber gerade die Fundstellen von Toncutanbruchstücken innerhalb von durch Eislin-senbildung entstandenen plattigen Aggregaten belegen eine spätglaziale Tonverlagerungs-phase, da das Vorkommen dieses Gefüges in einer Tiefe von 60-70 cm nur relik-tisch sein kann (vgl. Kap. 3.5.1.2.3.).

Eine Besonderheit sandarmer Substrate scheint die Ausbildung von Vesikeln zu sein, die ebenfalls im Übergangsbereich von Ael+Bt- zu Bt-Horizonten vorkommen (Tafel 14: 2). Die Vesikel sind bedingt durch ihre Tiefenlage von ~60 cm auf den Gefügezusammenbruch während des Austauens des Permafrostes zurückzuführen (vgl. Diskussion in Kap. 5.1.2.3; VAN VLIET-LANOË et al. 1984).

In Lessivés mit Schwarzerdevergangenheit lassen sich Toncutane und Toncutanbruchstücke in Beziehung zu durch Bioturbation entstandenen Aggregaten setzen, die von der ehemaligen Schwarzerde zeugen (Kap. 5.1.3.2; Tafel 15: 3). Durch Toncutanbruchstücke innerhalb dieser Aggregate ließ sich eine der Schwarzerdephase vorangehende Tonverlagerung nachweisen, während diese Aggregate umgebende ungestörte Toncutane ein Befund für die Degradierung der Schwarzerde durch Lessivierung sind (Kap. 5.1.3.3).

Ein weiteres besonderes Merkmal in Form von subrezentem bis rezentem Gipsausfällungen ist im Bt-Horizont des Profils KA 51 auf der Querfurter Platte in Sachsen-Anhalt zu verzeichnen. Da dies mit der bodenbildenden Dynamik eines Lessivés in keinem Zusammenhang steht, wird die Diskussion dieser nicht hier, sondern an anderer Stelle ausführlich geführt (DULTZ & KÜHN, i. Vorb.).

6.1.5 C-Horizonte

Für die carbonathaltigen C-Horizonte ist die *crystallitic b-fabric* typisch. Neben dem Primärcarbonat kommen zahlreiche Sekundärcarbonatausfällungen in Form von mikritischen Überzügen von Porenrändern (*micritic hypocoatings*), nadelförmigem Calcit (*needle fibre calcite*), sparitischen Wurzelzellenpseudomorphosen und vereinzelt auch Carbonat-Cutanen vor. Das alles sind Hinweise auf die Entkalkung des hangenden Substrates.

Es treten vor allem Poren und kaum Risse als Hohlräume auf (*no pedality*). Ursache dafür ist eine geringe oder fehlende pedogene Gefügebildung. In den Profilen J2/5 (Tafel 6: 8) und Len 4 (Tafel 8: 7) aus Mecklenburg-Vorpommern, sowie dem Profil aus der Kiesgrube bei Horstfelde (Tafel 10: 8) in Brandenburg ist ein deutlich ausgeprägtes linsenförmig-plattiges Gefüge als Kennzeichen der periglazialen Überprägung erhalten geblieben. So reicht die plattige Gefügebrauchung in Böden Westsibiriens bei einer jährlichen, etwa acht Monate lang andauernden Bodengefrorenis bis in Tiefen von 100 cm (FEDOROVA & YARILOVA 1972).

Im Übergangsbereich Bt-/C-Horizont sind Tonverlagerungsmerkmale meist in Form von Toncutanen zu finden, wobei auch eine gemeinsame Verlagerung von Ton und Carbonat nicht auszuschließen ist (Kap. 3.8.3; Tafel 11: 8). Toncutanbruchstücke sind ausschließlich auf eine bioturbate Verlagerung zurückzuführen.

6.2 Überregionaler Vergleich

Die Befunde und Schlussfolgerungen zur Lessivégenese aus dem Hauptuntersuchungsgebiet in Mecklenburg-Vorpommern wurden in Kapitel 3.9 in einem einfachen Modell zu Entwicklung der Lessivés zusammengefasst. Die Ergebnisse vor allem zu den Lessivés mit Sandkeilen (Kap. 3.5.1.2) und der begrabenen Fahlerde aus der Ueckermünder Heide (Profil Len 4; Kap. 3.5.3.3, 3.5.3.4) untersetzen, unterstützt durch OSL-Datierungen am Profil Len 4 (Kap. 3.5.3.4), die in der Zielsetzung formulierte Möglichkeit einer spätglazialen Lessivierung bzw. Überprägung einer spätglazialen Bodenbildung durch periglaziale Prozesse.

Dass damit ein begründeter Unterschied zu der von REUTER (z.B. 1962a, 1990, 2001) postulierten These einer rein holozänen und hauptsächlich infolge der höheren Temperaturen im Atlantikum stattgefunden Lessivierung für das Untersuchungsgebiet in Mecklenburg-Vorpommern besteht, wurde schon eingehend in den Kapiteln 3.5-3.9 dargelegt. Es wurde aber noch nicht der von REUTER formulierte Anspruch dieser These für die spätglazial/holozäne Bodenentwicklungstendenz der Lessivés für Mitteleuropa diskutiert.

Die Argumentation von REUTER (z.B. 1990, 2001), wonach die im norddeutschen Jungmoränengebiet entwickelte These zur Lessivégenese als typische Abfolge der Bodenentwicklungstendenz für die Genese der Lessivés in Mitteleuropa Gültigkeit besitzt, wird mit dem Nachweis einer deutlichen rezenten Lessivierung unter warmklimatischen Bedingungen, beispielsweise in Südosteuropa, gerechtfertigt (REUTER z.B. 1964). Dagegen seien unter kühleren Klimabedingungen keine Lessivierungsmerkmale in Böden zu finden (REUTER et al. 1995).

REUTER et al. (1995) stellen anhand ihrer bodenkundlichen Untersuchung in den Hochlagen von vier Regionen der bolivianischen Anden fest, dass dort im Holozän keine Lessivierung stattfand: *„Damit wird die These von den spezifischen (warm-humiden) klimatischen Voraussetzung für den Tonverlagerungsprozess (REUTER 1990) gestützt.“* (REUTER et al. 1995: 280).

Da in keinem der von REUTER et al. (1995) vorgestellten Standorte im C-Horizont (Moränenmaterial vor allem aus Granit, Gneis und Schiefer) Carbonat nachgewiesen werden konnte und die pH-Werte (CaCl₂) meist im mäßig bis stark sauren Bereich liegen, ist die Verwendung der vorgestellten Ergebnisse für die Stützung der oben genannten These zur Lessivierung fraglich. Auf Grund der geringen Pufferkapazität ist anzunehmen, dass das primär carbonatfreie Ausgangsmaterial schnell versauert (ZECH & WILKE 1977) und der für die Lessivierung erforderliche pH-Bereich von 6,5-5,0 in kristallinem Material relativ zügig durchschritten wird (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 2002: 457).

Die von REUTER (1962a, b, 1990, 2001) formulierte These wurde dagegen an Böden im Jungmoränengebiet Mecklenburg-Vorpommerns aus ehemals carbonathaltigem Ausgangsmaterial (Geschiebemergel) entwickelt. Die relativ hohe Pufferkapazität des Geschiebemergels lässt eine für die Lessivierung förderliche lange Verweildauer im pH-Bereich 6,5-5,0 zu.

In beiden Untersuchungsgebieten sind, bedingt durch das verschiedenartige Ausgangssubstrat, unterschiedliche Bodenentwicklungstendenzen zu erwarten, die nicht auf klimatisch differierende Bedingungen zurückzuführen sind. Damit erscheint ein Vergleich der Böden in den bolivianischen Anden mit denen der Norddeutschen Tiefebene zur Begründung einer klimatisch beeinflussten Pedogenese nicht überzeugend (vgl. KÜHN 2001b).

Auch HELBIG (1999a: 100) stellt *„...die Tonverlagerung in der Hauptsache in das Holozän.“* und begründet dies mit Befunden aus Becken und Hohlformen Vorpommerns.

Gegen eine bedeutende Bodenbildung im Spätglazial führt HELBIG (1999a: 99) einen *holozänen Bv-Horizont* in einem Soll bei Reinberg an, der sich über einem allerödzeitlichen Torf in dryas-III-zeitlich abgespülten Sanden entwickelte und am Hang zusammen mit den dort einsetzenden Lessivés im Übergang zur Grundmoränenplatte den Leitbodentyp des Braunerde-Lessivés bilden soll.

Die Ansprache des *Bv-Horizontes* ist jedoch äußerst unsicher (vgl. HELBIG 1999a: Anhang 66f.). Zudem liegt am Beckenrand über dem (holozänen) *Bv-Horizont* ein Moorrandsboden (Bohrung R11), der sich im Frühholozän zu bilden begann (siehe Pollendiagramm R11 bei HELBIG 1999a: 71 im Anhang: Grenze der Zonen REB-C3 und REB-D). Es erscheint unwahrscheinlich, dass sich unterhalb eines frühholozänen Moorrandsbodens ein *holozäner Bv-Horizont* aus dryas-III-zeitlichen Sedimenten entwickelt, da nach deren Ablagerung nur kurz terrestrische Bedingungen herrschten.

Weiterhin gehören die von HELBIG (1999a: 99) angeführten Ergebnisse zum Aufschluss *Bansin* (Usedom), sowie die von HELBIG (1999a: 99) zitierten Befunde von KONECKA-BETLEY (1991) und WALTHER (1990) aufgrund der Reliefposition der untersuchten Böden (Kap. 3.6) zu den Standorten mit relativer geomorphodynamischer Aktivität innerhalb des fraglichen Zeitraums. Zudem sind die genannten Standorte wegen ihres sandigen Ausgangssubstrates kaum mit den diskutierten Grundmoränenstandorten vergleichbar.

Dass Lessivierung auch unter kaltklimatischen Bedingungen und damit auch im Spätglazial prinzipiell möglich ist, zeigen nachfolgend zusammengestellte aktuopedologische Befunde und Beobachtungen.

So gaben HÜTTL (1999) auf mit Geschiebemergel bodenchemisch vergleichbarem Ausgangssubstrat in den nördlichen Alpen in einer Höhe von ~1980 m NN und BOCKHEIM & KOERNER (1997) in den Uinta Mountains in einer Höhe >3300 m NN eindeutige Hinweise auf Lessivierung. In dieser Höhe sind auch trotz wärmerer holozäner Klimaphasen keine *warm-humiden* Klimabedingungen im Sinne von REUTER (s.o.) nachgewiesen.

Neue eigene Befunde aus dem Großen Almatinkatal südlich von Almaty in Kasachstan zeigen ebenfalls die Möglichkeit der Lessivierung unter kühlen Klimabedingungen auf. In 2700 m NN (Jahresdurchschnittstemperatur von 0-1°C; 700-800 mm Niederschlag) an der oberen Waldgrenze konnte im Großen Almatinkatal eine Mini-Parabraunerde von 30 cm Mächtigkeit aufgenommen werden, die laboranalytisch und mikromorphologisch zurzeit in Bearbeitung ist. Die geringe Mächtigkeit begründet sich vor allem aus der flachen (30 cm) Gebirgslössauflage über carbonatfreien Sanden. Fehlt der Gebirgslöss, kommen dort auf terrestrischen Standorten ausschließlich Braunerden als weiterentwickelte Böden vor. Zusätzlich lässt die vor allem durch Muren geprägte äußerst aktive Geomorphodynamik im Großen Almatinkatal keine jahrtausende-währende Entwicklungsdauer dieses Bodens vermuten.

In diesem Zusammenhang sind die Beobachtungen von BIBUS (1989) und SEMMEL (1993: 88) aus dem Jakutischen Becken in Ostsibirien von Bedeutung, die im rezenten Auftauboden mitteltief ausgebildete Parabraunerden beschreiben.

Nach HAASE (1978: 149) liegt in rezenten Periglazialgebieten in der Auftauzone eine starke sommerliche Bodendurchfeuchtung vor, so dass sich selbst unter extrem kontinentalen Bedingungen Ostsibiriens fahle *Kryotaigaböden* entwickelten, die morphologisch Ähnlichkeit mit Lessivés aufweisen.

Bestätigt wird dies durch Lessivierungsmerkmale in gebleichten gelben Permafrostböden (*pale yellow permafrost soils*) in der zentraljakutischen Taiga unter Lärchen, bei hochkontinentalen, kalt-trockenen klimatischen Bedingungen mit langen, strengen schneearmen Wintern und trocken-heißen Sommern. Die sommerliche Auftauzone erreicht dort eine Tiefe von etwa 100 cm, von denen etwa die oberen 50 cm entkalkt sind und über einer Zone ausgeprägter Sekundärcarbonatanreicherung geringmächtige Bt-Horizonte entwi-

ckelt sind (MOROZOVA 1965). Nach FAO-Klassifikation können diese Bodentypen nach GERASIMOVA et al. (1996: 109) als *Cambisols* bezeichnet werden, wobei dort in vielen fahlen Böden Bt-Horizonte (*argic horizons*) diagnostiziert werden.

Dies zeigt zwar, dass Lessivierung unter kalten und auch periglazialen Klimabedingungen möglich ist, doch bleibt noch die Hypothese zur Lessivégenese von KOPP (1970). Demnach wird eine ausschließlich spätglaziale Entstehung der untersuchten Braunerde-Lessivés postuliert, mit einer nachfolgenden, nicht weiter ins Gewicht fallenden holozänen Pedogenese.

Angelpunkt dieser These ist die von KOPP (1970) zugrunde gelegte spätglaziale Entstehung der Braunerden unter periglazialen Klimabedingungen: „*Da der Bt-Horizont nicht jünger als der Bv-Horizont sein kann, muß er bereits im Spätglazial entstanden sein...*“ (KOPP 1970: 75).

Die als ein typisches Merkmal der arktischen Braunerde von KOPP & KOWALKOWSKI (1990: 68) hervorgehobenen, von Fe- und Mn-Hydroxid-Krusten umkleideten Minerale waren mikromorphologisch nur in wenigen Profilen vereinzelt nachweisbar. Infolge der im Holozän verstärkten Bioturbation, die alle früheren Gefügeausprägungen in den Bv-Horizonten zerstörte, lassen sich auch eventuell periglazial entstandene Gefügeformen mikromorphologisch nicht mehr nachweisen (Kap. 6.1.1). Dass sich die Bv-Horizonte in einer periglazial geprägten Schicht entwickelten, ist aus der Genese des Decksandes abzuleiten (Kap. 3.7), wobei der Decksand seine Hauptprägung in der Dryas III erhielt (Kap. 3.9).

Deshalb ist fraglich, ob die Bv-Horizonte ebenfalls spätglazialer Genese sind. Die von JÄGER et al. (i. Vorb., zitiert in KOPP 1970) die These der spätglazialen Braunerdegenese bestätigenden Bodendatierungen sind noch nicht publiziert und die OSL-Datierungen der Sedimente in Profil Len 4 zeigen ein holozänes bzw. altholozänes Alter der Sedimente und damit ein holozänes Alter der darin entwickelten Braunerde an (Kap. 3.5.3.3).

Da die Bv-Horizonte der Braunerden in allen Profilen weiterhin ein durch Bioturbation geprägtes Gefüge aufweisen (Kap. 6.1.1), kann die von KOPP (1969: 58; 1970), KOPP & KOWALKOWSKI (1990) und KOWALKOWSKI (1989) formulierte Hypothese einer vorwiegend unter periglazialen Bedingungen entstandenen Verbraunung für die untersuchten Braunerden nicht bestätigt werden. Dennoch ist eine Vorprägung der Braunerde in Verbindung mit der Decksandgenese nicht auszuschließen.

Da die biologisch aktive Zone nicht nur in den Böden des Jungmoränengebietes, sondern auch im Altmoränengebiet und Mittelgebirge im Durchschnitt kaum über 50 cm hinausgeht, lassen sich mikromorphologisch erst darunter Reste ungestörter, periglazial induzierter Gefügemerkmale finden (vgl. Profile Mie 1, Bar 100, KA 51, 5B).

Das für das Hauptuntersuchungsgebiet auf den Grundmoränenplatten in Mecklenburg-Vorpommern entwickelte Modell der Lessivégenese (Kap. 3.9) kann auf die Lessivés der anderen vom Autor untersuchten Arbeitsgebiete grundsätzlich übertragen werden. Dies liegt in der stratigraphischen und bodentypologischen Verwandtschaft der Böden begründet (Anhang-Tab. 2), die sich in den mikromorphologischen Charakteristika der Horizonte in den einzelnen Bodenprofilen widerspiegeln (Kap. 6.1).

So zeichnen sich zwar die unterschiedlichen Substrate wie Löss (Sachsen-Anhalt), Geschiebelehm (Schleswig-Holstein, Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg) oder Schottermoräne (Baden-Württemberg) durch spezifische mikromorphologische Merkmale aus, doch finden sich immer wieder Gemeinsamkeiten, die unter Berücksichtigung der gebotenen zurückhaltenden Interpretation Analogieschlüsse erlauben.

Somit ist ein linsenförmig-plattiges Gefüge im Übergangsbereich von Ael+Bt- zu Bt-Horizonten in Böden Mecklenburg-Vorpommerns, Sachsen-Anhalts und Baden-Württembergs belegt (Kap. 6.1.4), während beispielsweise nur im Ael+Bt-Horizont aus

Löss von Profil KA 51 in Sachsen-Anhalt Vesikel als Zeugen periglaziärer Überprägung nachzuweisen waren (Kap. 5.1.2.3.). Bt-Schmitzen scheinen dagegen überwiegend ein Charakteristikum der Lessivés im Norddeutschen Tiefland zu sein.

Die Verteilung von Toncutanbruchstücken in Kombination mit diesen periglaziär entstandenen Gefügemerkmalen, zeugen von einer spätglazialen Tonverlagerungsphase, wie es in den einzelnen Regionalkapiteln dargelegt wurde (Kap. 4, 5).

Zudem unterstützen die TL-Alter von Profil 5B aus Baden-Württemberg (Kap. 4.3.2) und die OSL-Alter aus dem Profil im Dyckerhoff-Steinbruch in Hessen die in dieser Studie vorgestellten mikromorphogenetisch-stratigraphischen Ergebnisse zur spätglazialen Lessivierung (Kap. 5.2.1.2).

Hervorzuheben ist hierbei das stark differenzierte Bodenprofil im Steinbruch der Dyckerhoff AG Bei Wiesbaden-Biebrich (Kap. 5.2; HILGERS et al. i Vorb; KÜHN & HILGERS i. Vorb.). Durch OSL-Modellalter der Sedimente abgesichert, sind mikromorphologisch zwei spätglaziale Tonverlagerungsphasen nachzuweisen. Wie erste zusätzliche OSL-Datierungen nach der Single-Aliquot-Methode zeigen (Kap. 5.2.1.2), ist hier möglicherweise der spätglaziale Lessivé von der Hauptlage überlagert, die den Charakter eines Al-Horizontes aufweist.

Dadurch müssten auch die Befunde von BARGON et al. (1971), PLASS (1966) und SEMMEL & PLASS (1965) erneut diskutiert werden, wonach die Al-Horizonte der Parabraunerden in den Mittelgebirgen nicht unbedingt zu den liegenden Bt-Horizonten gehören (*Phäno-Parabraunerden*, vgl. SEMMEL 2001b). Andererseits lassen sich anhand der mikromorphostratigraphischen Ergebnisse aus dem „Dyckerhoff-Steinbruch“ eindeutig holozäne Tonverlagerungsphasen nachweisen, so dass die Genese der Lessivés auf seit dem Spätglazial geomorphodynamisch stabilen Standorten möglicherweise dem in Kap. 3.9 entwickelten Modell unter Ausnahme der Sandkeilgenese gleichen könnte.

Unterstützt werden die Ergebnisse zur spätglazialen Lessivégenese aus dem „Dyckerhoff-Steinbruch“ durch weitere mikromorphogenetische und mikromorphostratigraphische Befunde aus anderen Lössgebieten. In Verbindung mit der Genese von spätglazial entstandenen Fragipans nehmen VANVLIET-LANOE (1990, 1991), VANVLIET-LANOE et al. (1992), VAN VLIET & LANGOHR (1983) eine vorwiegend spätglaziale Genese der Lessivés aus weichseleiszeitlichem Löss in NW-Europa und Süd-Polen an. KEMP et al. (1998) wiesen in *Argixerolls* in Idaho (USA) mikromorphologisch in durch verschieden alte Tephren beeinflussten Lössen spätglaziale und holozäne Tonverlagerungsphasen nach.

Selbst in spätglazialen Kalklehmen konnten, durch archäologische Datierungen abgesichert, in SE-England in Holywell Coombe mikromorphologisch spätglaziale und holozäne Tonverlagerungsphasen nachgewiesen werden (CATT & STAINES 1998). Ebenfalls in schluffreichen Sedimenten (*Langley Silt Complex*) wiesen ROSE et al. (2000) mikromorphostratigraphisch spätglaziale und holozäne Tonverlagerung im Tal der Themse in Süd-England nach.

Werden die vorhergehenden Ausführungen in Betracht gezogen, ist die von SCHELLMANN (1998) vertretene Auffassung, dass eine spätglaziale Parabraunerdebildung inzwischen als nicht mehr zutreffend angesehen werden kann, abzulehnen. Da diese Auffassung von SCHELLMANN (1998) an Böden der Flusstälern entwickelt wurde, mag sie ihre Richtigkeit für die Böden auf jungweichsel-/jungwürmeiszeitlichen Sedimenten der Flusstäler besitzen, sollte aber mit BLEICH (1996) über diese Reliefeinheit hinaus nicht ohne weiteres extrapoliert werden (Kap. 3.6). Zudem wurde von BUCH (1990) auf der Niederterrasse der Donau ein Btv-Horizont beschrieben, der schon im Spätglazial Lessivierungsmerkmale aufwies und von nachfolgender holozäner Pedogenese weitergebildet wurde.

Diese Übersicht zeigt, dass neben den gängigen pedogenetischen Untersuchungsmethoden in der Regel erst durch systematische mikromorphologische Untersuchungen genau-

ere Vorstellungen zum Ablauf bodenbildender Prozesse in polygenetischen Profilen entwickelt werden konnten.

Es sei noch darauf hingewiesen, obwohl sich daraus keine direkte bodengenetische Aussage ableiten lässt, dass nach der Bodenkarte der nördlichen zirkumpolaren Böden (LACELLE et al. 1998) in Nordamerika und westlich des Urals in Russland bis zu 60° nördlicher Breite *Boralfs* (SOIL SCIENCE STAFF 1996) bzw. nach WRB (FAO 1998) *Albeluvisols* rezent verbreitet sind. In der aktuellen Ausgabe der *Soil Taxonomy* (SOIL SURVEY STAFF 1998, 1999) werden *Boralfs* zwar nicht mehr ausgeschieden, stattdessen dürften jene mit der *Suborder* der *Cryalfs* (jährliche Bodendurchschnittstemperatur >0°C und <8°C, sowie eine Differenz von >5°C zwischen durchschnittlicher Sommer- und Winterbodentemperatur in 50 cm Tiefe) weitgehend übereinstimmen. Dabei sind vor allem die *Albeluvisols* (FAO 1998) prinzipiell mit den Fahlerden nach KA 4 (AG Boden 1994) vergleichbar.

Die nördliche Verbreitungsgrenze der durch Tonverlagerung geprägten Böden weist ebenso wie die bodensystematische Ausgliederung von *Cryalfs* (SOIL SURVEY STAFF 1999) darauf hin, dass für die Genese dieser Böden auch kältere als die im Holozän in Mitteleuropa vorherrschenden Klimabedingungen infrage kommen.

Dass in den Untersuchungsgebieten und darüber hinaus, sowohl auf umgelagerten Substraten, als auch in nicht anthropogen verlagertem Sediment, im Holozän Tonverlagerung stattgefunden hat, steht außer Zweifel fest (z.B. BORK et al. 1998; PLASS 1980; SCHALICH 1988; SCHRÖDER 1979; SEMMEL & POETSCH 1996a, b; STEPHAN 1981).

Anhand der vorgestellten Befunde ergibt sich folgende, wenn auch grobe, chronologische Abfolge pedogenetischer Prozesse in den untersuchten Lessivé-Braunerden bzw. Braunerde-Lessivés:

Spätglazial: Entkalkung - (Verbraunung) - (Hydromorphierung bzw. Redoximorphose in Verbindung mit Permafrost) - Lessivierung: Toncutanfragmente in Bt-Schmitzen und linsenförmig-plattigen Aggregaten, Silt-Ton-Porenverfüllungen mit Reorientierungsmerkmalen des Tons und Fe-Hydroxid-Anflügen. . Dabei ist von einer Entwicklungstiefe von mindestens 60-80 cm auszugehen. **Holozän:** Weitergehende Tonverlagerung (*in-situ*-Toncutane - Hydromorphierung - Verbraunung (Bv-Horizonte) - teilweise Tonverlagerung in Bv-Horizonten - zuletzt Podsolierung der Bv-Horizonte.

Bedingt durch die Zweischichtigkeit der Profile, können Hydromorphierung und Verbraunung auch gleichzeitig und unabhängig voneinander in verschiedenen Tiefen ablaufen. Merkmale hydromorpher Prozesse sind sowohl vor als auch nach einzelnen Tonverlagerungsphasen nachzuweisen, wobei eine genauere Einordnung als die oben angegebene zurzeit nicht möglich ist.

Eine holozäne Tonverlagerung innerhalb der Bt-Horizonte, wie von LAVES (1969), LAVES & THIÈRE (1970), THIÈRE (1968) und THIÈRE & LAVES (1968) postuliert, ist keineswegs auszuschließen, besonders da SCHLICHTING & BLUME (1961b) keine Unterschiede der Tonmineralgarnitur zwischen Toncutanen und der Matrix der Bt-Horizonte feststellen konnten.

Die Frage jedoch, wann die Hauptphase der Tonverlagerung stattfand, ob im Holozän oder im Spätglazial bzw. im Bölling, wie VANVLIET-LANOË (1990) vorschlägt, bleibt weiterhin offen.

Im überregionalen Vergleich zeigt sich, dass die Befunde zur spätglazialen und holozänen Tonverlagerung aus dem Norddeutschen Tiefland eine weitestgehende Entsprechung auch in Lössgebieten und im Südwestdeutschen Alpenvorland finden. Systematisch mikromorphologische Untersuchungen von Lessivés mit und ohne Sandkeilbildung in Deutschland belegen mindestens vier Tonverlagerungsphasen seit Ablagerung der hochwürm-/hochweichseiszeitlichen Sedimente. Dies zeigt, dass die Lessivierung ein bodenbildender Prozess ist, der sowohl im Holozän (sehr staubige, staubige und reine sehr gut orientierte Toncutane) und zumindest in den wärmeren Phasen des Spätglazials (Ton-

cutanbruchstücke in Bt-Schmitzen und in linsenförmig-plattigen Aggregaten, Toncutane und Silt-Ton-Verfüllungen mit Reorientierungsmerkmalen) stattfand.

Deshalb besitzen die A(e)l- und Bt-Horizonte der untersuchten Lessivés einen teilreliktischen Charakter, der sich makroskopisch, bodenchemisch und bodenphysikalisch kaum nachweisen lässt (zur Klassifikation siehe Kap. 6.3). Die im Hangenden der Lessivés entwickelte Braunerde ist als holozäne Bildung zu betrachten, obwohl eine spätglaziale Vorprägung nicht auszuschließen ist.

Die von KUNDLER (1961b) und LIEBEROTH (1982: 120) getroffene Annahme der Lessivégenese sowohl unter holozänen als auch spätglazialen Milieubedingungen findet damit nicht nur im Norddeutschen Tiefland ihre Bestätigung, sondern kann auch auf andere Bodenregionen ausgedehnt werden. Dies darf jedoch nicht kategorisch geschehen, sondern sollte aufgrund der großen lateralen Homogenität der Bodenmerkmale jeweils erneut geprüft werden.

6.3 Vorschlag für die Klassifikation von Braunerde-Lessivés

Die Diskussion zur Klassifikation, die schon in Kapitel 4.5.3 zur bodensystematischen Einordnung der Lessivés in Oberschwaben geführt wurde, ist hier noch einmal aufzugreifen und allgemein für Braunerde-Lessivés zu formulieren.

Die untersuchten Lessivés können nach Kartieranleitung (AG BODEN 1994) als Braunerde-Fahlerde mit der charakteristischen Horizontfolge Ah/Bv/(Ael/)Ael+Bt/Bt/C angesprochen werden, wenn der Tongehaltsunterschied zwischen Ael- und Bt-Horizont mindestens 9% (bei 17% Ton im Bt) bzw. 12% (bei > 17% Ton im Bt) beträgt.

Der AK BODENSYSTEMATIK (1998) erweiterte die Horizontabfolge für die Fahlerde in Ah/Bv-Ael/(II)(Ael/)Ael+Bt/Bt/C. Zwar wurde der Zweischichttypus der Profile mit aufgenommen, aber diese neue Horizontabfolge ist ein Rückschritt im Vergleich zur KA 4, da der eigenständige Bv-Horizont weggefallen ist.

Beide Möglichkeiten stimmen nur bedingt mit der feldbodenkundlichen Wirklichkeit überein, so dass sich auch die in dieser Studie vorgestellten Böden nur mit Schwierigkeiten in die derzeitigen bodensystematischen Vorgaben einfügen lassen. Dies kann dann auch nur mit Unterdrückung wichtiger feldbodenkundlicher Merkmale geschehen.

Es ist von einer Zweischichtigkeit auszugehen, die sich schon in der substratsystematischen Ansprache widerspiegelt (Anhang-Tab. 2). Die Schichtgrenze liegt in der Regel unterhalb des Bv-Horizontes.

Weiter ist der Bv-Horizont als eigenständiger Horizont zu betrachten. Dies ist nicht nur feldbodenkundlich festzustellen, es wird auch durch die geochemischen und tonmineralogischen Daten unterstützt (Kap. 3.3, 3.4).

In der Horizontabfolge für die Braunerde-Fahlerde (BB-LF) wird zwar ein deutlich verbraunter Al-Bv-Horizont ausgeschieden (AK BODENSYSTEMATIK 1998: 67), aber es fehlen ein eigenständiger Al-Horizont sowie ein eigenständiger Bv-Horizont. Beide sind für die untersuchten Leitböden jedoch charakteristisch.

Deshalb ist folgende Horizontabfolge für die Braunerde-Fahlerde (BB-LF) vorzuschlagen: Ah/Bv/(II) (Bv-Ael/) (II) (Ael/) II Ael+Bt/Bt/C.

Für die Braunerde-Parabraunerde (BB-LL) wird aus denselben Gründen folgende Horizontabfolge vorgeschlagen: Ah/Bv/(II) (Bv-Al/) (II) (Al/)Bt/C, wobei hier ein Al+Bt-Horizont zu fehlen scheint.

Dies sind Vorschläge, die die Mächtigkeit der Braunerde nicht mit einbeziehen. So werden auch 50-60 cm mächtige Braunerden (Ah/Bv) über Lessivés noch als Braunerde-Lessivé anzusprechen sein.

Deshalb wurde die Mächtigkeit der Braunerde (Ah/Bv) bei der Bodentypenkennzeichnung in dieser Studie berücksichtigt, wie das auch bei anderen Bodentypen nach KA 4 gängiges Vorgehen ist.

Böden mit einer Mächtigkeit der Braunerde (Ah/Bv) bis zu 40 cm werden als Braunerde-Lessivés klassifiziert. Beträgt die Mächtigkeit der Braunerde >40 cm, werden die Böden als Lessivé-Braunerden eingeordnet. Entsprechend wurde die bodensystematische Einordnung in Anhang-Tabelle 2 vorgenommen.

Diese beiden neu ausgeschiedenen Braunerde-Subtypen sind weder in der KA 4 noch in der aktuellen Systematik (AK BODENSYSTEMATIK 1998) enthalten. Zwar gibt es eine Parabraunerde-Braunerde (LL-BB) mit der Horizontfolge Ah/Al-Bv/(II)Btv/(Bv/) C, doch ist diese ganz klar als Übergangsbodentyp der lessivierten Braunerde zu verstehen, die noch nicht den für einen Lessivé notwendigen Tongehaltsunterschied zwischen Al- und Bt-Horizont erreicht hat. Sie ist aber kaum mit der Profilausprägung der Parabraunerde-Braunerden der oben genannten Horizontfolge gleichzusetzen, da in den Parabraunerde-

Braunerden bisheriger Klassifikation der pedogenetischen Logik folgend, ein Fortschreiten der Lessivierung keinen Bv- oberhalb eines Al-Horizontes zulässt.

Ebenfalls schwierig gestaltet sich die klassifikatorische Einbeziehung der reliktschen Lessivierungsmerkmale. Nach den vorgestellten Befunden besitzen die vorgestellten polygenetischen Profile eine nicht unbedeutende spätglaziale Vorprägung.

Die Tendenz der Bodenentwicklung zeichnet sich ganz klar anhand der Podsolierungsmerkmale in allen untersuchten Profilen ab. Doch scheint es nicht angebracht, deshalb von reliktschen Braunerde-Lessivés zu sprechen.

Ohne auf die noch nicht abgeschlossene Diskussion bezüglich der zeitlichen und räumlichen Abgrenzung der Begriffe fossil/reliktisch einzugehen (vgl. FELIX-HENNINGSEN & BLEICH 1996), sollte der von FELIX-HENNINGSEN (1979) in anderem Zusammenhang eingeführte Begriff *teilreliktisch* wieder aufgegriffen werden, da ein rezentes Fortschreiten der Lessivierung nicht ausgeschlossen werden kann.

Trotz des Vorschlags von FELIX-HENNINGSEN & BLEICH (1996) wird bewusst keine bestimmte Tiefe als pedogenetische Grenze angegeben, da diese zu ungewollten Unschärfen führt. Damit fänden sowohl jeder lateral-pedogenetische Einfluss, als auch rezent eventuell tiefergreifende bodenbildende Prozesse ihre Berücksichtigung, da diese rezent auch unterhalb von 7 dm wirksam sein können.

Die erweiterte Definition für *teilreliktisch* sei: „Horizonte und Böden, in denen genetisch gleichartige Merkmale aus verschiedenen alten Bodenbildungsperioden nebeneinander auftreten, und die rezent gleichartige Merkmale ausbilden, werden als *teilreliktisch* bezeichnet.“

Bezüglich der vorgestellten Profile wäre sowohl der Paläo-Charakter des liegenden Lessivés enthalten, als auch dessen pedogenetische Beeinflussung im Sinne eines pedogenetischen Durchgriffs aus dem geländeoberflächennahen Hangenden.

Dem Haupthorizontsymbol vorauszustellende Kleinbuchstaben könnten ein *t* oder ein *tr* sein. Beide sind in der deutschen Bodensystematik bisher als Präfix nicht existent. Die für eine Braunerde-Teilrelikt-Fahlerde (BB-LFt) typische Horizontabfolge lautete danach beispielsweise: Ah/Bv/(II) (Bv-Ael/) (II) (tAel/) II tAel+Bt/tBt/C.

Für die Braunerde-Teilrelikt-Parabraunerde (BB-LLt) wird eine entsprechende Horizontabfolge vorgeschlagen: Ah/Bv/(II) (Bv-Al/) (II) tAl/II tBt/C.

Für Lessivé-Braunerden (LFt-BB, LLt-BB) wären, mit der Bedingung Ah/Bv >40 cm, die vergleichbaren Horizontabfolgen zu verwenden. Damit wären auch die Unschärfen zum bisherigen Subtyp der Parabraunerde-Braunerde (LL-BB) ausgeräumt.

Da die Klassifikation der deutschen Bodensystematik auf bodengenetischen Ergebnissen basiert, kann nicht unberücksichtigt bleiben, dass der untersuchte Leitbodentyp auf weichseleiszeitlichen Sedimenten eine entscheidende Vorprägung im Spätglazial erhalten hat. Genau genommen handelt es sich bei den Braunerde-Lessivés um in die holozäne Pedogenese einbezogene spätglaziale Lessivés und damit um polygenetische teilreliktische Böden, auch wenn die spätglaziale Mächtigkeit der Böden wohl selten mehr als 60-80 cm betrug.

7 Zusammenfassung

Die vorliegende Studie ist ein Beitrag zur genetischen Bodenkunde und stellte sich zur Aufgabe, durch eine vergleichende bodenkundliche Untersuchung Gemeinsamkeiten und Unterschiede der Lessivégenese auf jungweichsel- bzw. jungwürmeiszeitlichen Sedimenten in verschiedenen Arbeitsgebieten zu ermitteln. Über eine sedimentologische, stratigraphische, bodentypologische und mikromorphologische Charakterisierung der untersuchten Profile wurden durch die vergleichende Betrachtung regionale sowie überregionale Gemeinsamkeiten und Unterschiede herausgearbeitet.

Die in der deutschen Bodenkunde allgemein anerkannte Vorstellung zum zeitlichen Ablauf der Tonverlagerung besagt, dass Lessivés auf hoch- und spätweichseleiszeitlichen Sedimenten im Holozän entstandene Böden sind, deren Hauptbildungsphase weitgehend in das Atlantikum einzuordnen sei (Kap.1.2). Trotzdem wird die Genese lessivierter Böden und dabei besonders der Zeitraum der Tonverlagerung seit den 60er Jahren kontrovers diskutiert. So vertreten zahlreiche Autoren die Hypothese einer überwiegend spätglazialen Genese von Lessivés (Anhang-Tab. 1).

Hinsichtlich der zeitlichen Einordnung der Lessivierungsphasen ist der Unterschied bei den von REUTER (1990, 2001) und KOPP (1970) im norddeutschen Tiefland an gleichen Bodentypen entwickelten Genesemodellen besonders augenscheinlich. Bei dem Modell von REUTER beginnt die Bodenbildung erst im Präboreal, während für KOPP im Präboreal der Hauptanteil der Lessivé- und Braunerdebildung weitgehend abgeschlossen ist.

Da die Oberflächenböden aufgrund der Geogenese von Jungmoränengebieten in diesen kein prä-weichseleiszeitliches Alter besitzen können, liegt das regionale Hauptaugenmerk der vorliegenden bodengenetischen Vergleichsuntersuchung auf den Jungmoränengebieten der Weichsel-/Würmvereisung und dabei insbesondere auf dem Gebiet der Grundmoräne des Mecklenburger Vorstoßes in Mecklenburg-Vorpommern. Des weiteren wurden Bodenprofile aus dem Mitteldeutschen Trockengebiet und dem südlichen Taunusvorland in Hessen mikromorphogenetisch miteinander verglichen.

Es wurde gezeigt, dass neben den feldbodenkundlichen, bodenchemischen, bodenphysikalischen, geochemischen und bodenmineralogischen Untersuchungsmethoden besonders die systematisch angewandte Mikromorphologie zur Klärung zahlreicher pedogenetischer Fragestellungen beigetragen hat.

Bei genügender Profilanzahl und vor allem ausreichender Dünnschliffanzahl pro Profil sind sowohl die Ergebnisse einzelner Bodenprozesse in eine relative chronologische Reihenfolge zu bringen, als auch diese in Bezug zu periglazialen Einflüssen zu stellen.

Die OSL- und TL-Datierungen der Sedimente von ausgewählten Profilen in Mecklenburg-Vorpommern, Hessen und Baden-Württemberg unterstützen dabei die mikromorphogenetisch-stratigraphischen Befunde zu spätglazialen und holozänen Tonverlagerungsphasen, die zur Ausbildung der untersuchten Lessivés führten.

Jüngeres Jungmoränengebiet in Mecklenburg-Vorpommern

Aus den Grundmoränengebieten des Mecklenburger Vorstoßes nordöstlich von Dargun, südlich von Greifswald und der Ueckermünder Heide wurden von etwa 200 angelegten Profilgruben nach genauer feldbodenkundlicher Aufnahme 19 Leitprofile (Lessivés) ausgewählt, eingehend Korngrößenanalytisch, davon 8 Profile bodenchemisch, 10 Profile geochemisch und 7 Profile systematisch mikromorphologisch untersucht und miteinander verglichen.

Mit den Körnungsquotienten $(gU+fS)/(mS+gS)$ und fS/mS lässt sich in der Regel eine Schichtgrenze zwischen Bv- und Ael-Horizont feststellen, die in Zukunft statistisch abzu-

sichern ist (Kap. 3.2). Mit So/Md-Verhältnissen lassen sich glazilimnische, glazifluviale und äolische Sedimentationsmilieus trennen, deren Werte dabei jeweils einer vorsichtigen Interpretation bedürfen.

Anhand der Quotienten der pedogenen Oxide kann, trotz der teilweise von einander abweichenden Interpretationsergebnisse, gesagt werden, dass die höhere Verwitterungsintensität in den Braunerden und nicht in den Bt-Horizonten der Fahlerden bzw. Parabraunerden festzustellen ist (Kap. 3.3.2).

Bei den meisten Spurenelementen und Hauptelementen ergibt sich ein ähnlicher Verlauf der Tiefenfunktion, mit einer ausgeprägten Verarmungszone in den Ael-Horizonten. Über die Berechnung des Profildurchschnittes sind etwaige Ab- und Anreicherungen schnell qualitativ zu erfassen (Kap. 3.3.3). Zr kommt durch seine Verwitterungsstabilität eine besondere Bedeutung als Schichtmarker zu. In den Profilen M 9, Bar 100, Dar 400, J2/5 ist eine deutliche Anreicherung von Zr an der Bv/Ael-Grenze und damit an der Untergrenze zum Decksand festzustellen (Anhang-Tab. 8). Nur im stark durch Flugsande beeinflussten Profil Len 2 ist diese Differenzierung nicht zu erkennen. Gleichzeitig ist eine Verarmung an Ba im Decksand zu beobachten. Dies trifft jedoch nicht für die Profile M 10, M 17 und Len 2 zu. Ganz auszuschließen ist eine Beteiligung von Ba an der Tonverlagerung nicht, wird die Tiefenverteilung in Profil J2/5 mit einem Maximum im Bt-Horizont betrachtet.

Auf der Basis der Hauptelementverteilung wurden verschiedene Verwitterungsindizes diskutiert. Es zeigte sich jedoch, dass sich mit vereinfachten Verwitterungsindizes wie $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ die Hauptverwitterungszone besser fassen lässt, da weniger pedogenetische Prozesse die Werte der Quotienten beeinflussen. Die höchsten Mittelwerte beider Quotienten treten in den Ael-Horizonten auf und weisen mit den etwas niedrigeren Werten in den Ah- und Bv-Horizonten damit die Zone der höchsten Verwitterungsintensität aus, während die geringste Verwitterungsintensität in den Ael+Bt- und Bt-Horizonten festzustellen ist (Kap. 3.3.4).

Nach den tonmineralogischen Befunden liegt die stärkste Verwitterungsintensität im Sinne von Tonmineralneubildungen in den Bv-Horizonten vor. Findet der Befund des Fehlens von Vermiculit im Bt-Horizont der Fahlerde-Braunerde J2/5 weitere Bestätigung, fand in diesen Bt-Horizonten nach der Entkalkung des Geschiebemergels kaum weitere Verwitterung statt (Kap. 3.4).

Bei einem Vergleich der Horizont-Mittelwerte aller Profile verwischen manchmal die charakteristischen Merkmale der jeweiligen Profile aufgrund der häufig weiten Standardabweichung einzelner Parameter. Bei Betrachtung der Tiefenfunktion einzelner Parameter in den jeweiligen Profilen bleiben die besonderen Eigenschaften erhalten. Dies liegt vornehmlich an der lateralen Heterogenität der Böden gleichen Typs im Jungmoränengebiet, deren Ursache in dem kleinräumigen Wechsel des Ausgangssubstrates in einer Eiszerfallslandschaft zu suchen ist.

Die mikromorphologischen Befunde der sieben eingehend untersuchten Lessivé-Braunerden zeigen, dass ein Teil der Tonverlagerung im Spätglazial stattgefunden hat. Dies wird insbesondere deutlich bei Tonverlagerungsmerkmalen, wie Toncutane und Toncutanbruchstücke, die mit periglazial entstanden Gefügemerkmalen (linsenförmig plattiges Gefüge, Silt-Ton-Kappen) vergesellschaftet vorkommen (Kap. 3.5.1.2). Trotz der unterschiedlichen Ausgangssubstrate (s.o.) sind in fast allen Profilen gleiche Tonverlagerungsmerkmale festzustellen: (1) mindestens drei und manchmal vier Tonverlagerungsphasen, von denen eine ins Spätglazial zu stellen ist. (2) Eine Tiefenverteilung der Toncutanbruchstücke, die nicht über 70 cm hinausgeht (Ausnahme sind die durch Sandkeile periglazial beeinflussten Bt-Horizonte).

Besonders die Lessivés mit Sandkeilen (Kap. 3.5.1.2) geben in Verbindung mit systematischen mikromorphologischen Untersuchungen Hinweise zu spätglazialen Lessivie-

rungsphasen. Die mikromorphologisch-stratigraphischen Befunde von Profil Len 4 (Kap. 3.5.3.3), die durch OSL-Datierungen abgesichert sind, erhärten die Hypothese einer spätglazialen bzw. frühholozänen Lessivierungsphase.

Über die Intensität, d.h. die Menge des verlagerten Tons, können zwar keine Aussagen gemacht werden, jedoch ist zum Beginn der Jüngeren Dryas für die Lessivés eine Entwicklungstiefe von etwa 40-70 cm anzunehmen. Dies lässt sich einerseits aus der Tiefenverteilung der Toncutanbruchstücke in den Bt-Horizonten auch in Verbindung mit der Sandkeilgenese und andererseits aus den Befunden von Profil Len 4 folgern (Kap.3.5.3.4).

Auf Grundlage der Feldebefunde, der boden- und geochemischen Parameter, der Körnungsdaten und vor allem der mikromorphogenetisch-stratigraphischen Befunde wird ein einfaches Modell zu spätglazial/holozänen Lessivégenese vorgestellt (Kap. 3.9).

Jungmoränengebiete in Schleswig-Holstein, Brandenburg und Baden Württemberg

Für einen mikromorphogenetischen Vergleich wurden 5 Leitprofile aus Schleswig-Holstein, Brandenburg und Baden-Württemberg feldebodenkundlich aufgenommen, in die regionale Bodenlandschaft eingeordnet, sowie eingehend mikromorphologisch analysiert und interpretiert.

In den Lessivés aus Schleswig-Holstein und Brandenburg sind mikromorphologische Hinweise auf periglaziale Beeinflussung der Böden auf grobkörnigen Mineralkomponenten und Gesteinfragmenten sitzende Silt-Ton-Kappen und meist horizontal orientierte linsenförmige Hohlräume neben und unter grobkörnigen Mineralkomponenten. Die teilweise Verfüllung dieser Hohlräume mit Feinmaterial und Toncutanfragmenten ist mit dem Austauen des Permafrostes bzw. Segregationseises in Verbindung zu bringen (Kap. 4.1.4). Weiterhin werden Reorientierungsmerkmale an Toncutanen und Silt-Ton-Verfüllungen als durch periglazialen Einfluss veränderte Tonverlagerungsmerkmale gedeutet und damit als Merkmale spätglazialer Tonverlagerung (Kap. 4.1.4, 4.2.4).

Es lassen sich in allen Profilen mindestens drei Tonverlagerungsphasen anhand ungestörter sehr staubiger, staubiger und reiner Toncutane feststellen.

Reine gelbbraune Toncutanbruchstücke sind in Brandenburg im Vergleich zu den untersuchten Profilen in Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern bis in eine Tiefe von etwa 70 cm (Profil Horstfelde) bzw. bis etwa 100 cm (Profil Thyrow) zu finden. Diese reinen Toncutanbruchstücke sind möglicherweise Zeugen der ältesten vierten Tonverlagerungsphase, wie dies in Lessivés mit Sandkeilen in Mecklenburg-Vorpommern gezeigt wurde (Kap. 3.5.1.2). Wird der These der periglazialen Entstehung der Bt-Schmitzen gefolgt, wie in Kapitel 3.5.1.1.3 dargelegt, gehören auch die in Bt-Schmitzen vorkommenden Toncutanbruchstücke zu dieser ältesten Tonverlagerungsphase.

Ein weiteres Zeugnis einer älteren bzw. der ältesten Tonverlagerungsphase sind reorientierte Silt-Ton-Verfüllungen mit Fe-Hydroxid-Ausfällungen, da die jüngeren daran angelagerten ungestörten Toncutane keinen weiteren hydromorphen Einfluss zeigen.

Aufgrund der stratigraphischen Vergleichbarkeit und der Ähnlichkeiten der substrat- und bodentypologischen Ausprägung mit den mikromorphogenetisch-stratigraphischen Befunden aus dem mecklenburgischen Jungmoränengebiet, besonders der Profile Bar 100/200 (Kap. 3.5.1.2) und des Profils Len 4 (Kap. 3.5.3.3), scheint der Analogieschluss gerechtfertigt, dass die nachfolgend aufgezählten mikromorphologischen Merkmale einer ältesten spätglazialen Tonverlagerungsphase entsprechen: reine gelbbraune Toncutanbruchstücke in durch Frosthub entstandenen Hohlräumen unter Gesteinsfragmenten, Ton-Silt-Kappen, reine gelbbraune Toncutanbruchstücke in Bt-Schmitzen, Reorientierungsmerkmale des Tons in Toncutanen und Silt-Ton-Verfüllungen von Poren.

Ungestörte braune staubige und braungraue sehr staubige Toncutane ohne Reorientierungsmerkmale sind Kennzeichen nicht weiter veränderter Tonverlagerungsphasen, die holozänen Bodenbildungsprozessen zugeordnet werden können.

Vor oder mit Entstehung der holozänen Tonverlagerungsmerkmale führte in den brandenburgischen Profilen ein schwach hydromorpher Einfluss zur Ausbildung von Fe-Mn-Hydroxid-Ausfällungen in Silt-Ton-Verfüllungen und teilweise zur Ausbildung von Fe-Hydroxid-Überzügen auf Toncutanen (Anhang-Tab. 14: *hypocoatings on clay coatings*). Danach ist kein entsprechender Einfluss mikromorphologisch nachzuweisen, da die jüngeren Tonverlagerungsmerkmale keine Fe-Hydroxid-Ausfällungen oder -Überzüge aufweisen (Tafel 10; 11). Im Lessivé aus Schleswig-Holstein datieren oxidische Überzüge auf Toncutanen eine hydromorphe Beeinflussung in den Zeitraum nach der Tonverlagerung.

In allen drei Profilen weisen die Bv-Horizonte der im Decksand entwickelten Braunerde charakteristischerweise ein durch Bioturbation geprägtes Gefüge auf. Da keinerlei mikromorphologisch-periglazialen Merkmale festzustellen sind, lässt sich die These einer vorwiegend unter periglazialen Bedingungen entstandene Verbraunung nicht bestätigen. Eventuell periglazial entstandene Gefügeformen lassen sich mikromorphologisch nicht mehr nachweisen, da alle früheren Gefügeausprägungen im Bv-Horizont durch holozäne Bioturbation zerstört wurden.

Die vorgestellten mikromorphogenetischen Befunde aus den Braunerden über fossilen Parabraunerden in Baden-Württemberg zeigen mindestens drei bzw. vier Tonverlagerungsphasen, von denen mindestens eine Phase als reliktsch zu beurteilen und ins Spätglazial zu stellen ist. Im fAh-Horizont sind reine Toncutanbruchstücke verbreitet. Direkt unter dem fAh-Horizont blieb im Profil 5B als Merkmal einer periglazialen Überprägung ein plattig-linsenförmiges Gefüge erhalten. In den Platten finden sich Toncutanbruchstücke. Der pedo-geomorphologische Befund, die TL-Modellalter der Sedimente und Makrorestfunde aus dem fAh-Horizont von Profil 5B stützen diese Einordnung (Kap. 4.3.2.3). Die restlichen Ausprägungen der Tonverlagerungsphasen sind überwiegend Merkmale der holozänen Pedogenese. Nachdem in Profil 5B die TL-Modellalter (Kap. 4.3.2.3) des Sedimentes über dem Lessivé ein frühholozänes bzw. jüngeres Alter besitzen, sind Verbraunung und schwache Lessivierung in den oberen 50 cm beider Profile als Merkmale der holozänen Bodenbildung zu betrachten.

Da beide Profile stratigraphisch und bodentypologisch ähnlich aufgebaut sind, lassen sich die weiteren chronostratigraphischen Befunde von Profil 5B auf Profil Mut übertragen, ohne dabei größere Unsicherheiten zu riskieren. Die Hauptlage zeigt dabei neben Verbraunungsmerkmalen schwache Anzeichen von Lessivierung, die mikromorphologisch nachzuweisen sind.

Mikromorphogenetische Befunde aus Sachsen-Anhalt und Hessen

Für einen weiteren mikromorphogenetischen Vergleich wurden außerhalb der Jungmoränengebiete zwei Leitprofile aus dem Mitteldeutschen Trockengebiet in Sachsen-Anhalt feldbodenkundlich aufgenommen, in die regionale Bodenlandschaft eingeordnet, sowie eingehend mikromorphologisch analysiert und interpretiert. Aus dem südlichen Taunusvorland in Hessen wurde ein etwa 4 m mächtiges, stark differenziertes Boden- und Sedimentprofil vorgestellt, sowie mikromorphogenetisch-stratigraphisch eingehend untersucht.

Während im Profil KA 51 bei Karsdorf (Kap. 5.1.2) von einer kontinuierlichen Bodenbildungsrichtung der Fahlerde-Braunerde auszugehen ist, kann für die humose Braunerde-Fahlerde (Profil KA 96) im Hakel schon anhand der makroskopisch erkennbaren, sehr dunklen Ton-Humus-Cutane im tiefsten Bt-Bereich für diesen Lessivé eine vorhergehende

Schwarzerdephase diagnostiziert werden. In beiden Leitprofilen lassen sich die einzelnen Bodenentwicklungsphasen mikromorphologisch weiter differenzieren.

Anhand der unterschiedlichen Ausprägung ungestörter Toncutane und ihrer Position zueinander lassen sich in beiden Lessivés aus Sachsen-Anhalt zunächst drei Tonverlagerungsphasen nachweisen. Die jüngste Tonverlagerungsphase wird durch sehr staubige, schwarzgraue Toncutane repräsentiert, welche überwiegend an Porenunterseiten gelegen sind. Die nächst ältere Tonverlagerungsphase zeichnet sich durch staubig, braune und gelbbraune Toncutane aus, während die älteste Tonverlagerungsphase durch reine gelbbraune Toncutane gekennzeichnet ist, die bei zusammengesetzten Toncutanen immer am nächsten zum Porenrand vorkommen. Das gemeinsame Auftreten von linsenförmig-plattigen Aggregaten, von Bt-Schmitzen, von grauweißem Schluff-Puder auf Bt-Aggregaten und von Vesikeln im Ael+Bt-/Bt-Horizont von Profil KA 51 weist auf eine Überprägung des Bodens unter periglazialen Klima hin, welches zur Ausprägung dieser Merkmale geführt haben muss.

Die Bv-Horizonte beider Profile zeigen durch starke rezente Durchwurzelungstätigkeit nicht nur makromorphologisch eine starke bioturbate Beeinflussung, sondern auch anhand der mikromorphologischen Merkmale (sehr locker, hohlraumreich). Im Bv-Horizont von Profil KA 96 ist zusätzlich eine Tendenz zur Tonverlagerung in Form von bis zu 20 µm dicken, staubig gelbbraunen Toncutanen erkennbar.

Für Profil KA 51 ergibt sich folgende relative Chronologie der bodenbildenden Prozesse: Im Spätglazial Entkalkung und Lessivierung, im Holozän Tiefergreifen der Entkalkungsgrenze und weitere Lessivierung, nachfolgende Verbraunung der oberen 50 cm. Als (sub-) rezenter Prozess sind durch anthropogenen Einfluss Gipsausfällungen ab einer Tiefe von etwa 60 cm zu verzeichnen.

Anhand der mikromorphogenetischen Befunde ist unter Einbezug der regionalen Befunde zur Schwarzerdegenese für das Profil KA 96 folgende relative Chronologie der bodenbildenden Prozesse vorstellbar: Im Spätglazial Entkalkung und Lessivierung mit möglicherweise schon beginnender Schwarzerdebildung, die bis zum ausgehenden Atlantikum anhielt. Danach erfolgte eine Degradierung der Schwarzerde durch mehrphasige Lessivierung mit nachfolgender Verbraunung, sowie rezenter schwacher Tendenz zur Lessivierung der Braunerde.

An einem für die Beurteilung der spätglazial-holozänen Bodengenese in Mitteleuropa äußerst bedeutsamen und stark differenzierten Sediment- und Bodenprofil in einer Dolinen- und Dellenfüllung im „Dyckerhoff-Steinbruch“ im südlichen Main-Taunus-Vorland wurde mittels mikromorphologischer Untersuchungen und OSL-Datierungen (A. HILGERS, Universität Köln) die Abfolge der Boden- und Sedimententwicklung rekonstruiert und ein Modell zur pedosedimentären Genese des Profils entwickelt.

Danach ist im Schwemmlöß an der Basis des etwa 4 m mächtigen Profilabschnittes ein schwach entwickelter spätglazialer Schwarzerderest (IV fA(x)h) erhalten, der durch eine nachfolgende Parabraunerdebildung (IV fBt) nicht vollständig überprägt wurde. Der Schwemmlöß wurde nach OSL-Datierungen (ca. 12-18 ka) im ausgehenden Hoch- bis Spätglazial abgelagert. Eine autochthone zweiphasige Tonverlagerung im IV fBt-Horizont mit nur geringem pedogenetischen Durchgriff aus dem hangenden Sediment ist mikromorphologisch belegt. In den darüberliegenden kolluvialen Sedimenten waren eine altholozäne Schwarzerdebildung und mindestens zwei weitere holozäne Tonverlagerungsphasen nachzuweisen.

Spätglaziale und holozäne pedogenetische Prozessfolge

Anhand der vorgestellten Befunde ergibt sich folgende, wenn auch grobe, chronologische Abfolge pedogenetischer Prozesse in den untersuchten Lessivé-Braunerden bzw. Braun-

erde-Lessivés, deren typischen Horizontabfolge nachfolgend beispielhaft für eine Braunerde-Fahlerde formuliert ist: Ah/Bv/(II Bv-Ael)/(II) (Ael/) II Ael+Bt/Bt/C:

Spätglazial: Entkalkung - (Verbraunung) - (Hydromorphierung bzw. Redoximorphose i.V.m. Permafrost) - Lessivierung: Toncutanfragmente in Bt-Schmitzen und linsenförmig-plattigen Aggregaten, Silt-Ton-Porenverfüllungen mit Reorientierungsmerkmalen des Tons und Fe-Hydroxid-Anflügen. Dabei ist von einer Entwicklungstiefe von mindestens 60-80 cm auszugehen. **Holozän:** Weitergehende Tonverlagerung (*in-situ*-Toncutane) - Hydromorphierung - Verbraunung (Bv-Horizonte) - teilweise Tonverlagerung in Bv-Horizonten - zuletzt Podsolierung der Bv-Horizonte.

Eine holozäne Tonverlagerung innerhalb der Bt-Horizonte, wie von LAVES & THIÈRE (1970) postuliert, ist keineswegs auszuschließen, besonders da SCHLICHTING & BLUME (1961) keine Unterschiede der Tonmineralgarnitur zwischen Toncutanen und der Matrix der Bt-Horizonte feststellen konnten.

Deshalb besitzen die A(e)l- und Bt-Horizonte der untersuchten Lessivés einen teilreliktischen Charakter, der sich makroskopisch, bodenchemisch und bodenphysikalisch kaum nachweisen lässt. Die im Hangenden der Lessivés entwickelte Braunerde ist als holozäne Bildung zu betrachten, obwohl eine spätglaziale Vorprägung nicht auszuschließen ist.

Im überregionalen Vergleich zeigt sich, dass die Befunde zur spätglazialen und holozänen Tonverlagerung aus dem Norddeutschen Tiefland, sowohl eine weitestgehende Entsprechung in Lössgebieten Deutschlands und im Südwestdeutschen Alpenvorland finden, als auch durch mikromorpho-stratigraphische Ergebnisse aus NW-Europa und Südpolen (VANVLIET-LANOË 1990, 1991; VANVLIET-LANOË et al. 1992; VAN VLIET & LANGOHR 1983), sowie aus SE- und Süd-England (CATT & STAINES 1998; ROSE et al. 2000) und NW-USA (KEMP et al. 1998) unterstützt werden.

Systematisch mikromorphologische Untersuchungen von Lessivés mit und ohne Sandkeilbildung in Deutschland belegen mindestens vier Tonverlagerungsphasen seit Ablagerung der hochwürm-/hochweichseleiszeitlichen Sedimente. Dies zeigt, dass die Lessivierung ein bodenbildender Prozess ist, der sowohl im Holozän (sehr staubige, staubige und reine, sehr gut orientierte Toncutane) und zumindest in den wärmeren Phasen des Spätglazials (Toncutanbruchstücke in Bt-Schmitzen und in linsenförmig-plattigen Aggregaten, Toncutane und Silt-Ton-Verfüllungen mit Reorientierungsmerkmalen) stattfand.

Die von KUNDLER (1961b) und LIEBEROTH (1982: 120) getroffene Annahme der Lessivégenese sowohl unter holozänen als auch spätglazialen Milieubedingungen findet damit nicht nur im Norddeutschen Tiefland ihre Bestätigung, sondern kann auch auf andere Bodenregionen ausgedehnt werden. Dies darf jedoch nicht kategorisch geschehen, sondern sollte aufgrund der großen lateralen Homogenität der Bodenmerkmale jeweils erneut geprüft werden. Die Frage jedoch, wann die Hauptphase der Tonverlagerung stattfand, ob im Holozän oder im Spätglazial bzw. im Bölling, wie VANVLIET-LANOË (1990) vorschlägt, bleibt weiterhin offen.

Abschließend wird ein Vorschlag zur bodentypologischen Einordnung der untersuchten Lessivés erarbeitet. Dafür wird das Merkmal *teilreliktisch* neu definiert und die bodentypologische Einordnung für eine mögliche Aufnahme in die deutsche Bodenklassifikation sachgerecht vorbereitet (Kap. 6.3).

8 Ausblick

Mit der vorgelegten Studie zur Pedogenese der Lessivés wurde gezeigt, dass neben den feldbodenkundlichen, bodenchemischen, -physikalischen, geochemischen und bodenmineralogischen Untersuchungsmethoden besonders die systematisch angewandte Mikromorphologie zur Klärung vieler pedogenetischer Fragestellungen beigetragen hat.

Die gemeinsame Anwendung physikalischer Datierungsmethoden mit systematisch-mikromorphologischen Analysen versprechen einen guten Erfolg bei der Lösung bodengenetischer Fragestellungen, wie die Ergebnisse zum Dyckerhoff-Profil in Hessen, Profil Len 4 in der Ueckermünder Heide und Profil 5B in Baden-Württemberg eindrucksvoll zeigen.

Die bleibende Unschärfe bezüglich der exakten chronologischen Eingrenzung der Pedogenese liegt letztendlich daran, dass sich zwar der Ablagerungszeitraum der Sedimente physikalisch datieren lässt, der Beginn der Bodenbildung selbst jedoch nicht.

Daraus ergeben sich die bekannten Schwierigkeiten, in polygenetischen Oberflächenböden die bodenbildenden Prozesse chronologisch exakt fassen zu können.

Wären beispielsweise die verschiedenen mikromorphologisch zu unterscheidenden Toncutangenerationen am Dünnschliff selbst zu datieren, ließen sich nicht nur die vorgestellten Befunde weiter evaluieren, sondern es wäre damit vor allem die Möglichkeit verbunden, den Beginn der Lessivierung selbst zu datieren.

Diesem Ziel, den Beginn der Pedogenese selbst datieren zu können, näher zu kommen, wäre für die bodengenetische Forschung einhergehend mit den auf ihren Ergebnissen beruhenden Applikationen von eminenter Bedeutung.

Weiter erscheint eine experimentelle Überprüfung der Genese mikromorphologischer Merkmale erforderlich (z.B. die Ursache der unterschiedlichen Toncutanausprägungen), da das Wissen um deren Entstehungsbedingungen nicht nur zur Lösung bodengenetischer Fragestellungen beiträgt.

Die experimentelle Überprüfung einiger Phänomene wurde in den letzten Jahrzehnten von WissenschaftlerInnen vorwiegend aus Frankreich, Großbritannien, den Niederlanden, Belgien, USA und Australien teilweise mit großem Erfolg durchgeführt.

Für die Lösung bodengenetischer Fragestellungen, die zumindest in Deutschland direkte Auswirkungen auf die Bodensystematik besitzen können, sind systematisch-mikromorphologische Begleituntersuchungen unabdingbar. Diese könnten nach Erachten des Autors in weitaus größerem Maße angewandt werden, als dies derzeit geschieht.

Auch ist die Bedeutung der Bodenmikromorphologie für die Lösung angewandter Fragestellungen (z.B. MIEDEMA 1997) oder bei geoarchäologischen Untersuchungen (COURTY et al. 1989) keinesfalls zu unterschätzen.

9 Literatur

- AG BODEN (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 3. verb. u. erw. Aufl., 331 S.; Hannover.
- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 4. verb. u. erw. Aufl., ber. Nachdruck 1996; 392 S.; Hannover.
- AK BODENSYSTEMATIK (1998): Systematik der Böden. - Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 86: 1-134.
- ALAILY, F. (1983): Rekonstruktion des Ausgangszustandes und Bilanzierung von Böden einer Moränenlandschaft. - Zeitschrift Pflanzenernährung u. Bodenkunde, 146: 72-88.
- ALAILY, F. (1984): Heterogene Ausgangsgesteine von Böden: Die Rekonstruktion und Bilanzierung von Böden aus heterogenen Ausgangsgesteinen. - Landschaftsentwicklung und Umweltforschung, 25; 236 S.; Berlin.
- ALAILY, F. (1996): Carbonate, Gips und lösliche Salze. In: BLUME et al. [Hrsg.]: Handbuch der Bodenkunde: Kap. 2.1.4.3: 8 S.; Landsberg/L. - (Ecomed).
- ALEXANDER, E.B. (1974): Extractable iron in relation to soil age on terrace along Truckee River, Nevada. - Soil Science Society America Proc., 38: 121-124.
- ALEXANDER, E.B. (1985): Estimating relative ages from iron-oxide/total-iron ratios of soils in the Western Po valley, Italy - a discussion. - Geoderma, 35: 257-259.
- ALTEMÜLLER, H.-J. (1974): Mikroskopie der Böden mit Hilfe von Dünnschliffen. In: FREUND, H. [Hrsg.]: Handbuch der Mikroskopie der Technik, Bd. IV, Teil 2: 309-367; Frankfurt a. M.
- ALTEMÜLLER, H.-J. & BAILLY, F. (1976): Mikromorphologische Untersuchungen an einer nord-westdeutschen Parabraunerde-Pseudogley-Sequenz aus Löss. - Geoderma, 16: 327-343.
- ALTEMÜLLER, H.-J. & BECKMANN, T. (1991): Verbesserung der Glashaftung von Polyesterharzen bei der Herstellung von Boden-Dünnschliffen. - Zeitschrift Pflanzenernährung u. Bodenkunde, Bd. 154: 443-444.
- ALTERMANN, M. [Federführung] (1998): Gliederung periglaziärer Lagen. - Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 86: 175-180; -
- ALTERMANN, M. & KÜHN, D. [Federführung] (1998): Systematik der bodenbildenden Substrate. - Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 86: 135-174.
- ALTERMANN, M., MAUTSCHKE, J., ERBE, C. & PRETZSCHEL, M. (1977): Zur Kennzeichnung der quartären Deckschichten im Unterharz. - Petermanns Geographische Mitteilungen, 121: 95-110.
- AMUNDSON, R. (2001): The carbon budget in soils. - Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 29: 535-562.
- ANIKU, J.R.F. & SINGER, H.J. (1990): Pedogenic iron oxide trends in a marine terrace chronosequence. - Soil Science Society America Journal, 54: 147-152.
- ARDUINO, E., BARBERIS, E., CARRARO, F. & FORNO, M.G. (1984): Estimating relative ages from iron-oxide/total-iron ratios of soils in the Western Po valley. - Geoderma, 33: 39-52.
- ARKLEY, R.J. (1963): Calculation of carbonate and water movement in soil from climatic data. - Soil Science, 96, 239-248.
- ARMOUR-CHELU, M. & ANDREWS, P. (1994): Some Effects of Bioturbation by Earthworms (Oligochaeta) on Archaeological Sites. - Journal of Archaeological Science, 21: 433-443.
- ARNAUD, R.J.St. & SUDOM, M.D. (1980): Mineral distribution and weathering in chernozemic and luvisolic soils from central Saskatchewan. - Canadian Journal of Soil Science, 61: 79-89.
- AUROUSSEAU, P., CURMI, P. & BRESSON, L.M. (1985): Microscopy of the Cambic Horizon. In: DOUGLAS, L.A. & THOMPSON, M.L. [Eds.]: Soil Micromorphology and Soil Classification. (SSSA Special Publication Number 15): 49-62; Madison.
- BÄUMLER, R. (2001): Vergleichende bodenkundliche Untersuchungen in Hochasien und Kamtschatka. - Relief, Boden, Paläoklima, 16; 217 S; Berlin - (Borntraeger).
- BALEK, C.L. (2002): Buried artifacts in stable upland sites and the role of bioturbation: A review. - Geoarchaeology, 17: 41-51.
- BARGON, E., FICKEL, W., PLASS, W., REICHMANN, H., SEMMEL, A. & ZAKOSEK, H. (1971): Zur Genese und Nomenklatur braunerde- und parabraunerdeähnlicher Böden in Hessen. - Notizblatt d. hessischen Landesamtes f. Bodenforschung, 99: 361-372.
- BAURIEGEL, A., KÜHN, D. & HANNEMANN, J. (1997): Bodengeologische Karte des Landes Brandenburg 1 : 50 000, L 3744, Potsdam. Kleinmachnow/Potsdam.
- BAURIEGEL, A., KÜHN, D., SCHMIDT, R., HERING, J. & HANNEMANN, J. (2001): Bodenübersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000. + Erläuterungsband; Kleinmachnow/Potsdam.

- BEATTY, S.W. & STONE, E.L. (1986): The variety of soil microsites created by tree falls. - *Canadian Journal of Forest Research*, 16: 539-548.
- BECKMANN, T. (1997): Präparation bodenkundlicher Dünnschliffe für mikromorphologische Untersuchungen. - *Hohenheimer Bodenkundliche Hefte*, 40: 89-103.
- BERGLUND, B.E., BJÖRCK, S., LEMDAHL, G., BERGSTEN, H., NORDBERG, K. & KOLSTRUP, E. (1994): Late Weichselian environmental change in southern Sweden and Denmark. - *Journal of Quaternary Science*, 9: 127-132.
- BERNER, U. & STREIF, H. [Hrsg.] (2000): *Klimafakten*. - 2. verb. Aufl., 238 S.; Stuttgart - (Schweizerbart).
- BIBUS, E. (1989): Physisch-geographische Anmerkungen zum Jakutischen Becken in Ostsibirien unter besonderer Berücksichtigung der Talentwicklung. - *Tübinger Geographische Studien*, 102: 389-408.
- BIBUS, E. & KÖSEL, M. (1997): Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheingletschergebiet von Oberschwaben und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Reliefentwicklung und Standort. - *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, D 3; 91 S.; Tübingen.
- BILLWITZ, K. (1991): Raumordnung und Flächennutzungsplan für Gewässereinzugsgebiete. - *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 19: 21-29.
- BILLWITZ, K. [HRSG.] (1997): *Landschaftsökologische Studien und methodische Handreichungen*. - *Greifswalder Geographische Studienmaterialien*, 5; 144 S.
- BILLWITZ, K. (2000): Substrat- und Bodenaufnahme. - In: BARSCH, H, BILLWITZ, K. & BORK, H.-R., [Hrsg.]: *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*: 172-230; Gotha - (Klett-Perthes).
- BILLWITZ, K. [HRSG.] (2001): *Geoökologische und landschaftsgeschichtliche Studien in Mecklenburg-Vorpommern*. - *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 23; 296 S.
- BILLWITZ, K., HELBIG, H., KAISER, K., DE KLERK, P., KÜHN, P. & TERBERGER, T. (2000): Untersuchungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Mecklenburg-Vorpommern. - *Neubrandenburger Geologische Beiträge*, 1: 24-38.
- BILLWITZ, K., HELBIG, H., KAISER, K. & TERBERGER, T. (1998): Geländebefunde zur spätglazialen Naturraumgenese und Besiedlungsgeschichte von Becken und Platten in Vorpommern. - *Zeitschrift f. Geomorphologie*, N.F., Suppl.-Bd. 112: 123-142.
- BILLWITZ, K. & KÜHN, P. (2002): Der Bodenlehrpfad Jägerhof in Vorpommern. - *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 25; 57 S.
- BILLWITZ, K., KÜHN, P. & HELMS, S. (2001): Substrate und Böden des Jungmoränengebietes: Ein Bodenlehrpfad in der Greifswalder Umgebung. - *Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 96: 801-802.
- BIRKELAND, P.W. (1998): *Soils and Geomorphology*. 3rd ed.; 430 S.; New York.
- BJÖRCK, S., WALKER, M.J., CWYNAR, L.C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K.-L., LOWE, J.J., WOHLFAHRT, B. & INTIMATE MEMBERS (1998): An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. - *Journal of Quaternary Science*, 13: 283-292.
- BLACK, R.F. (1976): Periglacial Features Indicative of Permafrost: Ice Wedges and Soil Wedges. - *Quaternary Research*, 6: 3-26.
- BLEICH, K.E. (1996): Der derzeitige Kenntnisstand der boden- und standortkundlichen Entwicklung in den pleistozänen Lößgebieten Süddeutschlands und der Löß/Boden- Abfolge von Attenfeld in der südlichen Frankenalb. - *Tübinger Monographien zur Urgeschichte*, 11: 1-10.
- BLEICH, K.E. (1998): Zur Deutung und Bedeutung von Paläoböden im (süddeutschen) Löß. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 48: 50-56.
- BLUME, H.-P. (1961): Die Tonverlagerung als profilprägender Prozeß in Böden aus jungpleistozänem Geschiebemergel. Dissertation, Universität Kiel.
- BLUME, H.-P. (1964): Zum Mechanismus der Tonverlagerung. In: *Transactions of the 8th International Congress of Soil Science*, Bucharest, Romania: 715-722; Bukarest.
- BLUME, H.P. (1968a): Zum Mechanismus der Marmorierung und Konkretionsbildung in Stauwasserböden. - *Zeitschrift f. Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenkunde*, 119: 124-134.
- BLUME, H.P. (1968b): *Stauwasserböden*. 242 S.; Stuttgart - (Ulmer).
- BLUME, H.P. (1981): Schwermetallverteilung und -bilanzen typischer Waldböden aus nordischem Geschiebemergel. - *Zeitschrift f. Pflanzenernährung u. Bodenkunde*, 144: 156-163.
- BLUME, H.P. (1987): Bildung sandgefüllter Spalten unter periglaziären und warmariden Bedingungen. - : *Zeitschrift f. Geomorphologie*, N.F., 31: 443-448.
- BLUME, H.P. & HOFFMANN, R. (1977): Entstehung und pedologische Wirkung glaziärer Frostspalten einer norddeutschen Jungmoränenlandschaft. - *Zeitschrift f. Pflanzenernährung u. Bodenkunde*, 140: 719-732.
- BLUME, H.-P., HOFFMANN, R. & PACHUR, H.-J. (1979): Periglaziäre Steinring- und Frostkeilbildungen norddeutscher Parabraunerden. - *Zeitschrift f. Geomorphologie*, N.F., Suppl.-Bd. 33: 257-265.
- BLUME, H.P. & SCHWERTMANN, U. (1969): Genetic evaluation of profile distribution of aluminium, iron and manganese oxides - *Soil Science Society America Proc.*, 33: 438-444.

- BOCHNIG, E. (1957): Forstliche Vegetations- und Standortuntersuchungen in der Universitätsforst Greifswald. - Dissertation, Universität Greifswald; 270 S.
- BOCHNIG, E. (1959): Das Waldschutzgebiet Eldena (Universitätsforst Greifswald). - Archiv der Freunde der Naturgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns, 5: 75-138.
- BOCKHEIM, J.G. & KOERNER, D. (1997): Pedogenesis in Alpine Ecosystems of the Eastern Uinta Mountains, Utah. - Arctic and Alpine Research, 29: 164-172.
- BÖSE, M. (1991): A palaeoclimatic interpretation of frost-wedge casts and aeolian sand deposits in the lowlands between Rhine and Vistulia in the Upper Pleniglacial and Late Glacial. - Zeitschrift f. Geomorphologie, N. F., Suppl.-Bd. 90: 15-28.
- BOGEN, C. (1999): Ein neuer Stielspitzen-Fundplatz bei Hintersee/Kr. Uecker-Randow in Vorpommern - erste Ergebnisse einer Sondage. Festschrift für Bernhard Gramsch: 81-85; Langenweißbach.
- BOGEN, C., HILGERS, A., KAISER, K., KÜHN, P. & LIDKE, G. (i. Druck): Archäologie, Pedologie und Geochronologie spätpaläolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide (Kr. Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern). - Archäologisches Korrespondenzblatt, 33.
- BOHNCKE, S., VANDENBERGHE, J. & HUIJZER, A. (1993): Periglacial environments during the Weichselian Late Glacial in the Maas valley, the Netherland. - Geol. Mijnb., 72: 193-210.
- BOR, J. (1984): Untersuchungen zur Pedogenese und zum Chemismus von Sandböden in Rheinland-Pfalz. - Geologisches Jahrbuch, F18; 141 S.; Hannover.
- BORGGAARD, O.K. (1988): Phase identification by selective dissolution techniques. In: STUCKI, J.W., GOODMAN, B.A. & SCHWERTMANN, U. [Eds.]: Iron in soils and clay minerals. Dordrecht (NATO ASI series c; mathematical and physical sciences, vol. 217): 83-98; Dordrecht.
- BORGGAARD, O.K. (1990): Dissolution and adsorption properties of soil iron oxides. Copenhagen. 122 S.
- BORK, H.-R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H.-P. & SCHATZ, T. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. 328 S.; Gotha - (Klett-Perthes).
- BOULTON, G.S. & DENT, D.L. (1974): The nature and rates of post-depositional changes in recently deposited till from South-East Iceland. - Geografiska Annaler, 56 A: 121-134.
- BRAMER, H. (1959): Zur Frage der Windkanter. - Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald; Math.-Naturwiss. Reihe, 7: 257-265.
- BRAMER, H. (1964): Das Haffstausee-Gebiet: Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte im Spät- und Postglazial. Habilschrift, Universität Greifswald, Geographisches Institut.
- BRAUER, A., ENDRES, C., GÜNTER, C., LITT, T., STEBICH, M. & NEGENDANK, J.F.W. (1999): High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. - Quaternary Science Reviews, 18: 321-329.
- BRAUER, A., GÜNTER, C., JOHNSEN, S.J. & NEGENDANK, J.F.W. (2000): Land-ice teleconnections of cold climatic periods during the last Glacial/Interglacial transition. - Climate Dynamics, 16: 229-239.
- BRAUER, A., LITT, T., NEGENDANK, J.F.W., ZOLITSCHKA, B. (2001): Lateglacial varve chronology and biostratigraphy of lakes Holzmaar and Meerfelder Maar, Germany. - Boreas, 30: 83-88.
- BRAUKÄMPER, K. (1990): Zur Verbreitung periglazialer Deckschichten in Deutschland. Dissertation, Universität Bochum; 156 S.
- BRESSON, L.-M. & VALENTIN, C. (1993): Soil surface crust formation: contribution of micromorphology. In: RINGROSE-VOASE, A.J. & HUMPRHREYS, G.S. [Eds.]: Soil Micromorphology: Studies in management and genesis. (Developments in Soil Science, 22): 737-762; Amsterdam.
- BREWER, R. (1976): Fabric and Mineral Analysis of Soils. Original edition 1964, Reprint 1976, with supplementary material. 482 S.; Huntington - (Krieger).
- BREWER, R. & SLEEMAN, J.R. (1988): Soil structure and fabric. 173 S.; Melbourne.
- BRONGER, A. (1976): Zur quartären Klima- und Landschaftsentwicklung des Karpatenbeckens auf (paläo-) pedologischer und bodengeographischer Grundlage. - Kieler Geogr. Schriften, 45; 268 S.
- BRONGER, A., KALK, E. & SCHROEDER, D. (1976): Über Glimmer- und Feldspatverwitterung sowie Entstehung und Umwandlung von Tonmineralen in rezenten und fossilen Lössböden. - Geoderma, 16: 21-54.
- BROWN, J.L. (1977): Étude de la perturbation des horizons du sol par un arbre qui se renverse et de son impact sur la pedogenese. - Canadian Journal of Soil Science, 57: 173-186
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. - Geologica Bavarica, 19; 95 S.; München.
- BRUNNACKER, K. (1959): Bemerkungen zur Parabraunerde (Ergebnisse der Bodenkartierung in Bayern). - Geologisches Jahrbuch, 76: 561-576; Hannover
- BULLOCK, P. (1960): The Zone of Degradation at the Eluvial-Illuvial Interface of Some New York Soils. Thesis, Cornell University Ithaca; 187 S.
- BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G. & TURSINA, T., [Eds.] (1985): Handbook for soil thin section description. 152 S.; Albrighton, Wolverhampton (Waine Research Publications).

- BULLOCK, P., MILFORD, M.H. & CLINE, M.G. (1974): Degradation of Argillic Horizons in Udalf Soils of New York State. - *Soil Science Society America, Proc.*, 38: 621-628.
- BULLOCK, P. & MURPHY, C.P. (1979): Evolution of a paleo-argillic brown earth (paleudalf) from Oxfordshire, England. - *Geoderma*, 22: 225-252.
- BULLOCK, P. & THOMPSON, M.L. (1985): Micromorphology of Alfisols. In: DOUGLAS, L.A. & THOMPSON, M.L. [Eds.]: *Soil Micromorphology and Soil Classification*. (SSSA Special Publication Number 15): 17-48; Madison.
- BUNTING, B.T. & CHRISTENSEN, L. (1980): Micromorphology of calcareous crusts in the Canadian High Arctic. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 100: 361-367.
- BUNTING, B.T. & FEDOROFF, N. (1974): Micromorphological aspects of soil development in the Canadian High Arctic. In: RUTHERFORD, G.K. [Ed.]: *Soil microscopy. Proc. of the 4th Int. working meeting on soil micromorphology. 27th-31st Aug. 1973*: 350-365; Kingston, Ontario.
- BURN, C.R. (1998): The Active Layer: Two Contrasting Definitions. - *Permafrost and Periglacial Processes*, 9: 411-416.
- BUSSEMER, S. (1994): Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglaziären Deckserien des mittleren und östlichen Barnim. - *Berliner Geographische Arbeiten*, 80; 150 S.; Berlin.
- BUSSEMER, S. (1998): Bodengenetische Untersuchungen an Braunerde- und Lessivéprofilen auf Standorten des brandenburgischen Jungmoränengebiets. In: BAUME, O. [Hrsg.]: *Beiträge zur quartären Relief- und Bodenentwicklung*. - *Münchener Geogr. Abh.*, A 49: 27-93.
- BUSSEMER, S. (2002a): Periglaziäre Deckserien in den Jungmoränengebieten Eurasiens – landschaftsgenetische und geoökologische Bedeutung. - *Terra Nostra*, 2002/6: 74-79.
- BUSSEMER, S. (2002b): Periglacial cover-beds in the young moraine landscapes of northern Eurasia – *Zeitschrift f. Geomorphologie, Suppl. Bd.*, 127: 81-105.
- CHAPMAN, S.L. & HORN, M.E. (1968): Parent Material Uniformity and Origin of Silty Soils in Northwest Arkansas Based on Zirconium-Titanium Contents. - *Soil Science Society America, Proc.*, 32: 265-271.
- CHMAL, H., KLEMENTOWSKI, J. & MIGALA, K. (1988): Thermal currents of active layer in Hornsund area. In: SENNESET, K. [Ed.]: *Proc. of 5th International Conference on Permafrost, Vol.1*: 44-49; Trondheim – (Tapir Publishers).
- COOPE, G.R., LEMDAHL, G., LOWE, J.J. & WALKLING, A. (1998): Temperature gradients in northern Europe during the last glacial-Holocene transition (14-9 14C kyr BP) interpreted from coleopteran assemblages. - *Journal of Quaternary Science*, 13: 419-433.
- COURTY, M.A., GOLDBERG, P. & MACPHAIL, R. (1989): *Soils and micromorphology in archaeology*. 344 S.; Cambridge – (Cambridge University Press).
- CROCKER, R.L. & MAJOR, L. (1955): Soil development in relation to vegetation and surface age at Glacier Bay, Alaska. - *Journal of Ecology*, 43: 427-448.
- DĄBKOWSKA-NĄSKRĘT, H. & JAWORSKA, H. (2001): Titanium in Alfisols formed from glacial deposits of different ages in Poland. - *Quaternary International*, 78: 61-67.
- DAWSON, H.J., HRUTFIORD, B.F. & UGOLINI, F. (1984): Mobility of lichen compounds from *Cladonia mitis* in arctic soils. - *Soil Science*, 138: 48-56.
- DE KLERK, P. (2002): Changing vegetation patterns in the Edinger Bruch area (Vorpommern, Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. - *Review of Palaeobotany and Palynology*, 119: 275-309.
- DE KLERK, P. (2001): Vegetation history and palaeoenvironmental development of the Edinger Bruch area and the Reinberg basin (Vorpommern, NE-Germany) during the late Pleniglacial, Lateglacial and Early Holocene (with special emphasis on a wide spread stratigraphic confusion). Inaugural Dissertation, Universität Greifswald; 103 S. + Anhang.
- DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (2001a): The Reinberg Researches: Palaeoecological and Geomorphological Studies of a Kettle Hole in Vorpommern (NE Germany), with Special Emphasis on a Pioneer Vegetation During the Weichselian Pleniglacial/Lateglacial Transition. - *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 23: 43-131.
- DE KLERK, P., MICHAELIS, D. & SPANGENBERG, A. (2001b): Auszüge aus der weichselspätglazialen und holozänen Vegetationsgeschichte des Naturschutzgebietes Eldena (Vorpommern). - *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 23: 187-208.
- DIEMANN, R. (1973): Ausbildung und Entstehung des Substrattyps Tieflehm im nördlichen Jungmoränengebiet der DDR. - Dissertation, Martin-Luther Universität Halle-Wittenberg; 166 S. + Anlagenband.
- DIEMANN, R. (1974): Genetische Beziehungen zwischen Böden und periglaziären Decken im nördlichen Jungmoränengebiet der DDR. - *Zeitschrift f. Geologische Wissenschaften*, 2: 715-727.
- DOBROVOL'SKI, G.V. [Ed.] (1983): *A methodological Manual of Soil Micromorphology*. Translation by K. Oorts, ITC for Postgraduate Scientists, Gent, 1991; Publication Series, 3; 63 S.

- DULTZ, S. (1993): Verwitterungsbilanzen an sauren Waldböden aus Geschiebedecksand. Dissertation, Universität Hannover; 96 S.
- DULTZ, S. (2001): Veränderungen des mineralogischen Stoffbestandes in Böden aus pleistozänen Sedimenten Nordwestdeutschlands und deren Bedeutung für die Elementfreisetzung. - Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme, Reihe A, Bd. 172; 201 S.; Göttingen.
- DULTZ, S. (2002): Effects of parent material and weathering on feldspar content in different particle size fractions from forest soils in NW Germany. - *Geoderma*, 106: 63-81.
- DULTZ, S. & KÜHN, P. (in Vorb.): Occurrence, formation, and micromorphology of gypsum in soils on the Querfurter Platte/Central-German Chernozem region.
- DUMANSKI, J. & ARNAUD, R.J.St. (1966): A Micropedological study of eluvial soil horizons. - *Canadian Journal of Soil Science*, 46: 287-292.
- EBERLE, J. (1994): Untersuchungen zur Verwitterung, Pedogenese und Bodenverbreitung in einem hochpolaren Geosystem (Liefdefjord und Bockfjord/Nordwestspitzbergen). *Stuttgarter Geographische Studien*, 121; 226 S.
- EGLI, M. & FITZE, P. (2001): Quantitative aspects of carbonate leaching of soils with differing ages and climates - *Catena*, 46: 35-62.
- EHWALD, E. (1958): Bemerkungen zur Abgrenzung und Gliederung der wichtigsten Bodentypen Mitteleuropas unter dem Gesichtspunkt einer internationalen Annäherung in der Bodensystematik. - *Zeitschrift f. Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenkunde*, 80: 18-42.
- EMBERCK-ROUX, M. (1977): Les sols lessivés glossiques à pseudogley de l'Argonne méridionale: Caractérisation micromorphologique et minéralogique. - *Science du Sol*, 15: 81- 92.
- FAO (1998): World reference base for soil resources. *World Soil Resources Reports*, 84,3; 88 S.; Rome.
- FEDOROVA, N.N. & YARILOVA, E.A. (1972): Morphology and genesis of prolonged seasonally frozen soils of Western Siberia. - *Geoderma*, 7: 1-13.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1979): Merkmale, Genese und Stratigraphie fossiler und reliktsicher Bodenbildungen in saalezeitlichen Geschiebelehmen Schleswig-Holsteins und Süd-Dänemarks. Dissertation, Universität Kiel; 218 S.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. & BLEICH, K.E. (1996): Böden und Bodenmerkmale unterschiedlichen Alters. Kap. 4.5.1. In: BLUME et al. [Hrsg.]: *Handbuch der Bodenkunde*. 9 S.; Landsberg/L. - (Ecomed).
- FIEDLER, H.J., TALHEIM, K., HOFMANN, W., HUNGER, W. & ILGEN, G. (1990): Chemische Zusammensetzung von Böden über unterschiedlichen Grundgesteinen des Osterzgebirges. - *Chemie der Erde*, 50: 269-277.
- FIEDLER, H.J. & REISSIG, H. (1964): *Lehrbuch der Bodenkunde*. 544 S.; Jena - (Fischer).
- FINE, P. & SINGER, M.J. (1989): Contribution of ferrimagnetic minerals to oxalate- and dithionite-extractable iron. - *Soil Science Society America Journal*, 53: 191-196.
- FITZPATRICK, E.A. (1956): An indurated soil horizon formed by permafrost. - *Journal of Soil Science*, 7: 248-254.
- FITZPATRICK, E.A. (1993): *Soil Microscopy and Micromorphology*. 304 S.; Chichester - (Wiley).
- FREI, E. (1967): Mikromorphologische und chemische Untersuchungen eines entbasten Parabraunerdeprofils des schweizerischen Mittellandes und Deutung seiner Entwicklungstendenz. - *Geoderma*, 1: 289-298.
- FRIELINGHAUS, M. (1998): Bodenschutzprobleme in Ostdeutschland. In: RICHTER, G. [Hrs.]: *Bodenerosion*: 204-221; Darmstadt - (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- GERASIMOVA, M.I., GUBIN, S.V. & SHOBA, S.A. (1996): *Soils of Russia and Adjacent Countries: Geography and Micromorphology*. (Ed.: R. MIEDEMA). 204 S., Moscow-Wageningen.
- GERSTENHAUER, A. (1972): Der Einfluss des CO₂-Gehaltes der Bodenluft auf die Kalklösung. - *Erdkunde*, 26: 116-120.
- GILE, L.H. (1970): Soils of the Rio Grande Valley border in southern New Mexico. - *Soil Science Society of America, Proc.*, 34: 465-472.
- GILICHINSKY, D. & WAGENER, S. (1995): Microbial Life in Permafrost: A Historical review. - *Permafrost and Periglacial Processes*, 6: 243-250.
- GLASER, R. (2001): *Klimageschichte Mitteleuropas*. 227 S.; Darmstadt - (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- GLINKA, K. (1914): *Die Typen der Bodenbildung, ihre Klassifikation und Geographische Verbreitung*. 365 S.; Berlin - (Borntraeger).
- GÖRSDORF, J. & KAISER, K. (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätpleistozän und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. - *Meyniana*, 53: 91-118.
- GOETZ, D. (1970): *Bänderparabraunerden aus jungpleistozänen Sanden im Raum Berlin*. Dissertation, TU Berlin; 93 S.
- GOSS, D.W., SMITH, S.J. & STEWART, B.A. (1973): Movement of added clay through calcareous materials. - *Geoderma*, 9: 97-103.

- GRAHAM, R.C. & WOOD, H.B. (1991): Morphologic Development and Clay Distribution in Lysimeter Soils under Chaparral and Pine. - *Soil Science Society America Journal*, 55: 1638-1646.
- GUIOT, J., HARRISON, S.P. & PRENTICE, I.C. (1993): Reconstruction of Holocene precipitation patterns in Europe using pollen and lake-level data. - *Quaternary Research*, 40: 139-149.
- HAASE, G. (1978): Struktur und Gliederung der Pedosphäre in der regionischen Dimension. Beiträge zur Geographie, Supplementband 29,3; 250 S.; Berlin - (Akademie Verlag).
- HALLBERG, G.R. WOLLENHAUOT, N.C. & MILLER, G.A. (1978): A Century of Soil Development in Spoil Derived from Loess in Iowa. - *Soil Science Society America Journal*, 42: 339-343.
- HAMMARLUND, D. & BUCHARDT, B. (1996): Composite stable isotope records from Late Weichselian lacustrine sequence at Grænge, Lolland, Denmark: evidence of Allerød and Younger Dryas environments. - *Boreas*, 25: 8-22.
- HARRIS, C. (1983): Vesicles in thin sections of periglacial soils from North and South Norway. In: Proc. 4th International Conference on Permafrost: 445-449; Washington - (National Academy Press).
- HARRIS, C. (1985): Geomorphological applications of soil micromorphology with particular reference to periglacial sediments and processes. In: RICHARDS, K.S., ARNETT, R.R. & ELLIS, S. (Eds.), *Geomorphology and Soils*: 219-232; Boston - (Allen & Unwin).
- HARRIS, C. (1988): Observations on the redistribution of moisture in the active layer and permafrost. In: SENNESET, K. [Ed.]: Proc. 5th International Conference on Permafrost, Vol. 1: 364-369; Trondheim - (Tapir Publishers).
- HARTWICH, R.H. (1981): Ausbildung und Genese der periglaziären Perstruktionszonen im Jungmoränengebiet der DDR. - *Zeitschrift f. angewandte Geologie*, 27: 326-332.
- HARTWICH, R.H., JÄGER, K.-D. & KOPP, D. (1975): Bodenkundliche Untersuchungen zur Datierung des fossilen Tierbautensystems von Pisede bei Malchin. - *Wissenschaftliche Zeitschrift d. Humboldt-Univ. zu Berlin, Math.-Nat. R.*, 24: 623-639.
- HELBIG, H. (1999a): Die spätglaziale und holozäne Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. - *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 17, 110 S. + Anhang.
- HELBIG, H. (1999b): Die periglaziale Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. - *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 143: 373-386.
- HELBIG, H., DE KLERK, P., KÜHN, P. & KWASNIOWSKI, J. (2002): Colluvial sequences on till plains in Vorpommern (NE Germany). - *Zeitschrift f. Geomorphologie, Suppl. Bd.*, 128: 81-100.
- HELMS, S. (2000): Geoökologische Standortkette und Kausalprofil als Erkundungshilfe (regionales Beispiel: Forstrevier Jägerhof). Projektarbeit Geogr. Institut, Universität Greifswald; 34 S. + Anhang.
- HELMS, S. (2001): Zum Zusammenhang zwischen der Ausbildung von Humusformen und Bodentypen auf Sandern und Grundmoränen. Dipl. Arbeit, Geogr. Institut, Universität Greifswald; 106 S. + Anhang.
- HERMSDORF, N., LIPPSTREU, L. & SONNTAG, A. (1998): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt CC 3942 Berlin. In: BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (Hrsg.): *Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000 der Bundesrepublik Deutschland*. Hannover.
- HILGERS, A. (in Vorb.): The chronology and reconstruction of Late Glacial and Holocene dune development in the European sand belt; based on Luminescence dating results from the Netherlands, Germany, and Poland. Dissertation, Universität Köln.
- HILGERS, A., POETSCH, T. & SEMMEL, A. (i. Vorb.): Spätpleistozäne, alt- und jungholozäne Böden und Bodenverlagerungen: ein Beispiel aus dem Taunusvorland.
- HINKEL, K.M., OUTCALT, S.I. & TAYLOR, A.E. (1997): Seasonal patterns of coupled flow in the active layer at three sites in northwest North America. - *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34: 667-678.
- HOFFMANN, R. (1976): Genese und Ökologie polygenetischer Parabraunerden mit Periglazialerscheinungen im Berliner Raum. Dissertation TU Berlin; 116 S.
- HOFFMANN, R. & BLUME, H.P. (1977): Holozäne Tonverlagerung als profilprägender Prozeß lehmiger Landböden norddeutscher Jungmoränenlandschaften. In: *Catena*, 4: 359-368; Giessen
- HOFMEISTER, F. (2000): Geomorphologisch-Geomorphographische Kartierung im Forstrevier Jägerhof. Projektarbeit Geogr. Institut, Universität Greifswald; 35 S.
- HÜTTL, C. (1999): Steuerungsfaktoren und Quantifizierung der chemischen Verwitterung auf dem Zugspitzplatt (Wettersteingebirge, Deutschland). - *Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe B*, Bd. 30. 171 S. München.
- HUIJZER, A.S. (1993): Cryogenic Microfabrics and Macrostructures: Interrelations, Processes and Paleoenvironmental Significance. Thesis, Vrije Universiteit Amsterdam. 245 S.
- ISARIN, R.F.B. (1997): Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Younger Dryas. - *Permafrost and Periglacial Processes*, 8: 313-333.
- ISARIN, R.F.B. & RENSSSEN, H. (1999): Reconstructing and modelling Late Weichselian climates: the Younger Dryas climate in Europe as a case study. - *Earth Science Reviews*, 48: 1-38.

- ISARIN, R.F.B., RENSSSEN, H. & VANDENBERGHE, J. (1998): The impact of the North Atlantic Ocean on the Younger Dryas climate in northwestern and central Europe. - *Journal of Quaternary Science*, 13: 447-453.
- JÄGER, K.D. & LIEBEROTH, I. (1987): Probleme der Genese verbreiteter mitteleuropäischer Böden, sowie periglazialer Decken im Tief- und Hügelland der DDR. - *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 131: 98-101.
- JAHN, A. & WALKER, H.J. (1983): The active layer and climate. - *Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd.*, 47: 97-108.
- JAHNS, S. (2001): On the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and human impact in the Ücker valley, north-eastern Germany. - *Vegetation History and Archaeobotany*, 10: 97-104.
- JANETZKO, P. (1996): Verbreitung und Gliederung periglaziärer Deckschichten im Jungmoränengebiet von Schleswig-Holstein und ihre Bedeutung für die Pedogenese. In LANU SCHLESWIG-HOLSTEIN [Hrsg.]: Böden als Zeugen der Landschaftsentwicklung. (STREMME-Festschrift): 15-27; Kiel.
- JANETZKO, P. (1999): Chrono-, Klima- und Lithosequenzen in der Boden- und Landschaftsentwicklung seit dem Spätglazial. - *Zeitschrift f. angewandte Geologie*, 45: 32-36.
- JANETZKO & BURBAUM, B. (2000): Bodenentwicklung auf quartären Substraten - mit Beiträgen zu Bodenkartierung und Bodenschutz in Schleswig-Holstein. - *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 7: 73-81.
- JANETZKO, P. & SCHMIDT, R. (1996): Norddeutsche Jungmoränenlandschaften - Böden als Teile von Landschaften. Kap. 3.4.4.2. In: BLUME et al. [Hrsg.]: *Handbuch der Bodenkunde*. 36 S.; Landsberg/L. - (Ecomed).
- JERZ, H. (1982): Paläoböden in Südbayern (Alpen und Alpenvorland). - *Geologisches Jahrbuch, Reihe F*, Bd. 14: 28-43.
- JIM, C.Y. (1986): Experimental study of soil microfabrics induced by anisotropic stresses confined swelling and shrinking. - *Geoderma*, 37: 91-112.
- JONGERIUS, A. (1970): Some morphological aspects of regrouping phenomena in Dutch soils. - *Geoderma*, 4: 311-331.
- JONGERIUS, A. & RUTHERFORD, G.K. [Eds.] (1979): *Glossary Supplement for Soil Micromorphology and Soil Classification*. 9 S. Wageningen.
- JUSCHUS, O (2000): Das Jungmoränenland südlich von Berlin. - *Untersuchungen zur Jungquartären Landschaftsentwicklung zwischen Unterspreewald und Nuthe*. Dissertation, HU Berlin; 249 S.
- KAGEYAMA, M., PEYRON, O., PINOT, S., TARASOV, P., GUIOT, J., JOUSSAUME, S. & RAMSTEIN, G. (2001): The Last Glacial Maximum climate over Europe and western Siberia: a PMIP comparison between models and data. - *Climate Dynamics*, 17: 23-43.
- KAINZ, W. (1999a): Karte der Bodenlandschaften Sachsen-Anhalts. In: GEOLOGISCHES LANDESAMT SACHSEN-ANHALT [Hrsg.]: *Bodenatlas Sachsen-Anhalt*, Karte 1; Halle.
- KAINZ, W. (1999b): Zur typgerechten Nutzung der Schwarzerden. - *Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 91: 1033-1036.
- KAINZ, W., KNAUF, C., MÖBES, A., HEILMANN, H., BRANDTNER, W. & BAURIEGEL, A. (1999): Bodenübersichtskarte 1: 200 000, Blatt CC 4734 Leipzig. In: BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE [Hrsg.]: *Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1: 200 000*. Hannover.
- KAISER, K.F. (1993): Beiträge zur Klimageschichte vom späten Hochglazial bis ins frühe Holozän, rekonstruiert mit Jahrringen und Molluskenschalen. - *Physische Geographie*, 36; 203 S., Zürich.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern - Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. - *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 24; 208 S.
- KAISER, K., ENDTMANN, E., BOGEN, C., CZAKÓ-PAP, S. & KÜHN, P. (2001): Geoarchäologie spätpaläolithischer und mesolithischer Fundplätze in der Ueckerländer Heide, Vorpommern. - *Zeitschrift f. Geologische Wissenschaften*, 29: 233-244.
- KAISER, K., ENDTMANN, E. & JANKE, W. (2000): Befunde zur Relief-, Vegetations- und Nutzungsgeschichte an Ackersöllen bei Barth, Lkr. Nordvorpommern. - *Jahrbuch für Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern* (1999), 47: 151-180.
- KAISER, K. & KÜHN, P. (1999): Eine spätglaziale Braunerde aus der Ueckerländer Heide. Geoarchäologische Untersuchungen in einem Dünengebiet bei Hintersee, Kreis Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern. - *Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 91: 1037-1040.
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. *Bochumer Geographische Arbeiten*, 35; 211 S.; Paderborn.
- KASSE, C., HUIJZER, A.S., KRZYSZOWSKI, D., BOHNCKE, S.J.P. & COOPE, G.R. (1998): Weichselian Late Pleniglacial and Late-glacial depositional environments, Coleoptera and periglacial climatic records from central Poland (Belchatów). - *Journal of Quaternary Science*, 13: 455-469.

- KEILHACK, K. (1899): Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des Pommerschen Küstengebietes. - *Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt*, 19: 90-152.
- KEMP, R.A., MCDANIEL, P.A. & BUSACCA, A.J. (1998): Genesis and relationship of macromorphology and micromorphology to contemporary hydrological conditions of a welded Argixeroll from the Palouse in Idaho. - *Geoderma*, 83: 309-329.
- KLIEWE, H. (1968): Periglazialphänomene im Spätglazialgebiet der Weichselvereisung. - *Przeglad Geograficzny*, 40: 351-362.
- KLIEWE, H. (1973): Zur Genese der Dünen im Küstenraum der DDR. - *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 117: 161-168.
- KLIEWE, H. & SCHULTZ, H.-J. (1970): Die periglaziäre Fazies im Jungmoränengebiet nördlich der Pommerschen Eisrandlage. - In: RICHTER, H., HAASE, G., LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. [Hrsg.]: *Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen demokratischen Republik*: 255-263, Gotha - (Haack).
- KLINGER, T. (1995): Mengen- und Spurenelemente in Waldböden über unterschiedlichen Grundgesteinen des Osterzgebirges. Dissertation, TU Dresden; 291 S.
- KLINGER, T. & FIEDLER, H.J. (1996): Zur Spurenelement-Vertikalverteilung in Waldbodenprofilen Ostdeutschlands. - *Chemie der Erde*, 56: 65-78.
- KÖHN, W. (2000): *Versuchsführer 2000*. Institut für Pflanzenbauwissenschaften Versuchsstation; Humboldt-Universität zu Berlin; Landwirtschaftlich-Gärtnerische Fakultät; 190 S.
- KÖSEL, M. (1994): *Bodenkarte von Baden-Württemberg 1 : 25 000*, Blatt 7924, Biberach an der Riß-Süd. Freiburg i. Breisgau.
- KÖSEL, M. (1996): Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, D 1; 147 S.
- KONECKA-BETLEY, K. (1991): Late Vistulian and Holocene fossil soils developed from aeolian and alluvial sediments of the Warsa Basin. - *Zeitschrift f. Geomorphologie*, N. F., Suppl.-Bd. 90: 99-115.
- KOOL, P.B. (1974): De orkaan van 13 november 1972 en het onstan van 'hoefijzervormige' grondsporen. - *Helinium*, 14: 57-65.
- KOPP, D. & STANDORTSERKUNDE-KOLLEKTIV (1969): *Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung in der Deutschen Demokratischen Republik*. 1. Bd., *Die Waldstandorte des Tieflandes*, 1. Lieferung; 141 S.; Potsdam.
- KOPP, D. (1970): Periglaziäre Umlagerungs- (Perstruktions-)zonen im nordmitteleuropäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung. - *Tagungsberichte der Dt. Akademie der Landwirtsch. Wiss.*, 102: 55-81.
- KOPP, D. & KOWALKOWSKI, A. (1972): Study on litho- and morphogenesis of mother rocks of soil in Sternebeck exposure. - *Folia Quaternaria*, 4: 37-56.
- 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.
- KOWALKOWSKI, A. (1967): Eigenschaften und Entstehung der Böden auf Sandlöß in den Dalkauer Bergen im Katzengebirge. - *Albrecht Thaer Archiv*, 11: 483-501.
- KOWALKOWSKI, A. (1989): Genese der Braunerden und Schwarzerden nach Untersuchungen in der Mongolischen VR und in der VR Polen. - *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 133: 7-22.
- KOWALKOWSKI, A. (1990): Evolution of holocene soils in Poland. - *Quaestiones Geographicae*, 11/12: 93-120.
- KRASNOSHCHIKOV, Y.N., SOROKIN, N.D., BESKOROVAINAYA, I.N. & YASHIKHIN, G.I. (2001): Genetic peculiarities of northern taiga soils in the Yenisei region of Siberia. - *Eurasian Soil Science*, 34: 12-20.
- KRIENKE, H.-D. (1996): *Karte der Quartären Bildungen (ÜQK) 1:200 000- Oberfläche bis fünf Meter Tiefe*. Blatt 14: Stralsund. - Schwerin.
- KRIENKE, H.-D. (2001): *Karte der Quartären Bildungen (ÜQK) 1:200 000- Oberfläche bis fünf Meter Tiefe*. Blatt 24/25: Neubrandenburg/Torgelow. - Schwerin.
- KRIENKE, K. (2001): *Südostrügen im Weichselglazial*. Dissertation, Universität Greifswald; 181 S.
- KRONBERG, B.I. & NESBITT, H. W. (1981): Quantification weathering, soil geochemistry and soil fertility. - *Journal of Soil Science*, 32: 453-459.
- KUBIĚNA, W.L. (1938): *Micropedology*. 243 S.; (Collegiate Press) - Ames, Iowa.
- KUBIĚNA, W.L. (1948): *Entwicklungslehre des Bodens*. 215 S.; Wien - (Springer).
- KUBIĚNA, W.L. (1970): *Micromorphological features of Soil Geography*. 254 S.; New Brunswick - (Rutgers University Press).
- KUBIĚNA, W.L. (1972): On the micromorphology of soils of the arctic of North Alaska. In: KOWALINSKI, S. & DROZD, J. [Eds.]: *Soil micromorphology*. Proc. 3rd Int. Work. Meet. Soil Micromorphology, Wroclaw, Poland, 22-28. Sept. 1969: 235-243; Panstwowe Wydawnictwo Naukowe, Poland.
- KUBIĚNA, W.L. (1986): *Grundzüge der Geopedologie und der Formenwandel der Böden*. 128 S.; Wien - (Österreichischer Agrarverlag).

- KUHN, R. (2000): Vergleichende Untersuchungen der Optisch (Grün) Stimulierten Lumineszenz und der Thermolumineszenz von Quarz zum Zwecke der Altersbestimmung. Dissertation, Universität Heidelberg; 176 S.
- KÜHN, P. & HILGERS, A. (i. Vorb.): The potential of combined Micromorphology and Luminescence dating studies for the resolution of multiphase Late Glacial/Holocene Pedogenesis - a case study from the Main-Taunus-area, Germany.
- KÜHN, P. (i. Dr. a): Micromorphology and Late Glacial/Holocene Genesis of Luvisols in Mecklenburg-Vorpommern (NE-Germany). - *Catena*.
- KÜHN, P. (i. Dr. b): Besonderheiten pedogenetischer Prozesse in fluvialen und kolluvialen Sedimenten im Mamertal bei Mersch (Luxemburg). - *Bulletin de la Société Préhistorique Luxembourgeoise*, 23.
- KÜHN, P. (2001a): Lößhaltige Sedimente und Paläoböden in der Region Mersch, Großherzogtum Luxemburg. - *Bulletin de la Société Préhistorique Luxembourgeoise*, 20/21 (1998-1999): 33-76.
- KÜHN, P. (2001b): Grundlegende Voraussetzungen bodengenetischer Vergleichsuntersuchungen: Theorie und Anwendung. - *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 23: 133-153.
- KÜHN, P., JANETZKO, P. & SCHRÖDER, D. (2002): Zur Mikromorphologie und Genese lessivierter Standorte im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 51: 74-92.
- KÜHN, P. & KÖSEL, M. (2000): Spätglaziale Boden- und Substratgenese: Mikromorphologisch-stratigraphische Befunde aus dem südwestdeutschen Alpenvorland. - *Trierer Bodenkundliche Schriften*, 1: 51-57.
- KÜHN, P. & SCHRÖDER, D. (2001): Mikromorphologisch-stratigraphische Befunde zur spätglazialen Bodengenese in NO-Deutschland. - *Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 96: 523-524.
- KUENEN, P.H. (1960): Experimental Abrasion. 4. Aeolian action. - *Journal of Geology*, 68: 427-449.
- KUNDLER, P. (1957): Zur Charakterisierung der und Systematik der Braunen Waldböden. - *Zeitschrift f. Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenkunde*, 78: 209-233.
- KUNDLER, P. (1961a): Untersuchungen über die Bodenbildung aus Geschiebemergel und aus Sand unter Wäldern des norddeutschen Tieflandes. *Habil.-Schrift*. 206 S.; Eberswalde
- KUNDLER, P. (1961b): Lessivés (Parabraunerden, Fahlerden) aus Geschiebemergel der Würm-Eiszeit im norddeutschen Tiefland. - *Zeitschrift f. Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenkunde*, 95: 97-110.
- KUNTZE, H., ROESCHMANN, G. & SCHWERDTFEGER, G. (1994): *Bodenkunde*. 5. neubearb. u. erw. Aufl.; 424 S.; Stuttgart - (UTB).
- KWAAD, F.J.P.M. & MÜCHER, H.J. (1977): The evolution of soils and slope deposits in the Luxembourg Ardennes near Wiltz. - *Geoderma*, 17: 1-37.
- KWASNIOWSKI, J. (2000): Boden- und Reliefanalyse zur Abschätzung anthropogener Landschaftsveränderungen im Naturschutzgebiet Eldena (Vorpommern). - *Diplomarbeit, Geogr. Institut, Universität Greifswald*; 94 S.
- KWASNIOWSKI, J. (2001): Die Böden im Naturschutzgebiet Eldena (Vorpommern). - *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 23: 227-240.
- LAATSCH, W. (1934): Die Bodentypen um Halle (Saale) und ihre postdiluviale Entwicklung. - *Jahrbuch des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze und ihre Verwertung*, Bd. 13, NF: 57-112.
- LAATSCH, W. (1957): *Dynamik der mitteleuropäischen Böden*. - 4. Aufl., 280 S.; Dresden - (Steinkopff).
- LACELLE, B., TARNOCAL, C., WALTMAN, S., KIMBLE, J., SWANSON, D., NAUMOV, YE.M., JACOBSEN, B. & BROLL, G. (1998): *Northern Circumpolar Soil Map*. - Agriculture and Agri-Food Canada, V.V. Dokuchayev Soil Institute, Institute of Geography - University of Copenhagen, Institute of Landscape Ecology, University of Muenster.
- LANGOHR, R. (1983): The extension of permafrost in Western Europe in the period between 18,000 and 10,000 years B.P. (Tardiglacial): information from soil studies. In: *Proc. 4th Internat. Conf. Permafrost*: 683-688; Washington D.C - (National Academy Press).
- LANGOHR, R. (1993): Types of tree windthrow, their impact on the environment and their importance for the understanding of archeological excavation data. - *Helinium*, 33: 36-49.
- LANGOHR, R. & PAJARES, G. (1983): The chronosequence of pedogenic processes in Fraglossudalfs of the Belgian loess belt. In: BULLOCK, P. & MURPHY, C.P. [Eds.]: *Soil micromorphology*; Vol. 1-2: 503-510; Berkhamsted - (AB Academic Publishers).
- LAVES, D. (1969): Beitrag zur mikromorphologischen, chemischen und mineralogischen Kennzeichnung von korndifferenzierten Böden (vor allem Fahlerden) unter besonderer Berücksichtigung der Ton- und Tonmineralanalyse. Dissertation Eberswalde. Deutsche Akademie der Landwirtschaftswissenschaften Berlin; 2 Bde.

- LAVES, D. (1972): Beitrag zur Mikromorphologie und Mikromorphogenese von Fahlerden (Lessivés). In: KOWALINSKI, S. & DROZD, J. [Eds.]: Soil micromorphology. Proc. 3rd Int. Work. Meet. on Soil Micromorphology. Sept. 1969: 323-335; Wrocław.
- LAVES, D. & THIÈRE, J. (1970): Mikromorphologische, chemische und mineralogische Untersuchungen zur Entstehung körnungsdifferenzierter Böden im Jungmoränengebiet der DDR. - Albrecht-Thaer-Archiv, 14: 691-699.
- LEIGH, D.S. (1998): Evaluating artifact burial by eolian versus bioturbation processes, South Carolina Sandhills, USA. - *Geoarchaeology*, 17: 91-114.
- LEMDAHL, G. (1991): A rapid climatic change at the end of the Younger Dryas in south Sweden - palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstructions based on fossil insect assemblages. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 83: 313-331.
- LIEBEROTH, I. (1982): *Bodenkunde*. 3. überarb. Aufl., 431 S.; Berlin.
- LIEBEROTH, I. u. Mitarbeit v. CRONEWITZ, E., GONDEK, H. & AUTORENKOLLEKTIV (1971): Hauptbodenformenliste mit Bestimmungsschlüssel für die landwirtschaftlich genutzten Standorte der DDR. 71 S. + Anhang; Eberswalde.
- LIEDTKE, H. (1993): Phasen periglaziär-geomorphologischer Prägung während der Weichseiszeit im Norddeutschen Tiefland. - *Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd.* 93: 69-94.
- LINDSAY, W.L. (1988): Solubility and redoxequilibria of iron compounds in soils. In: STUCKI, J.W., GOODMAN, B.A. & SCHWERTMANN, U. [Eds.]: Iron in soils and clay minerals. (NATO ASI series c; mathematical and physical sciences, vol. 217): 37-62; Dordrecht.
- LITT, T., BRAUER, A., GOSLAR, T., MERKT, J., BAŁAGA, K., MÜLLER, H., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., STEBICH, M. & NEGENDANK, J. F.W. (2001): Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. - *Quaternary Science Reviews*, 20: 1233-1249.
- LORENZ, S. (2002): Die Uferstrukturen des Krakower Sees in Mecklenburg - Naturräumliche Analyse und jungquartäre Paläohydrologie. - Diplomarbeit, Geogr. Institut, Universität Greifswald; 139 S.
- LORENZ, S., ROTHER, H. & KAISER, K. (2002): Die jungquartäre Gewässernetzentwicklung im Gebiet der Krakower Seen und der Nebel (Mecklenburg) - erste Ergebnisse. - *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 26: 79-82.
- LOVELAND, P.J. (1988): The assay for iron in soils and clay. In: STUCKI, J.W., GOODMAN, B.A. & SCHWERTMANN, U. [Eds.]: Iron in soils and clay minerals. (NATO ASI series c; mathematical and physical sciences, vol. 217): 99-140; Dordrecht.
- LUCKERT, J. & THIEKE, H.U. (2000): Der Mineralbestand brandenburgischer Grundmoränen als lithostratigraphischer Indikator - erste Ergebnisse der Röntgenphasenanalyse der Tillmatrix < 63 µm. - *Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge*, 7: 101-113.
- LULL, H.W. & RUSHMORE, F.M. (1961): Influence of forest cover on snow and frost Adirondaks. - *Eastern Snow Conference Proc. 18th Annual Meeting*: 69-71.
- MACKAY, J. R. (1983): Downward water movement into frozen ground, western arctic coast, Canada. - *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 120-134.
- MACPHAIL, R. (1986): Paleosols in archeology: their role in understanding Flandrian pedogenesis. In: WRIGHT, V.P. [Ed.]: *Paleosols: their recognition and interpretation*: 263-290; Princeton, New Jersey.
- MAGNY, M., GUIOT, J. & SCHOELLAMMER, P. (2001): Quantitative reconstruction of Younger Dryas to mid-Holocene paleoclimates at Le Locle, Swiss Jura, using pollen and lake-level data. - *Quaternary Research*, 56: 170-180.
- MAILÄNDER, R. & VEIT, H. (2001): Periglacial cover-beds on the Swiss Plateau: indicators of soil, climate and landscape evolution during the Late Quaternary. - *Catena*, 45: 251-272.
- MARION, G.M. & MILLER, P.C. (1982): Nitrogen mineralization in a tussock tundra soil. - *Arctic and Alpine Research*, 14: 287-293.
- MCKEAGUE, J.A., ACTON, C.J. & DUMANSKI, J. (1974): Studies in soil micromorphology in Canada. In: RUTHERFORD, G.K. [Ed.]: *Soil microscopy. Proc. of the 4th Int. working meeting on soil micromorphology. 27th 31st Aug. 1973*; Kingston, Ontario: 84-100.
- MEHRA, O.P. & JACKSON, M.L. (1960): Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. - *Clays Clay Minerals*, 7: 317-327.
- MENZIES, J. (2000): Micromorphology analyses of microfabric and microstructures indicative of deformation processes in glacial sediments. In: MALMAN, A.J., HUBBARD, B. & HAMBREY, M.J. [Eds.]: *Deformation of Glacial Materials*. - Geological Society of London, Special Publications, 176: 245-257; London.
- MEYER, B. & KALK, E. (1964): Verwitterungs-Morphologie der Mineral-Spezies in mitteleuropäischen Holozän-Böden aus pleistozänen und holozänen Lockersedimenten. In: JONGERIUS, A. [Ed.]: *Soil Micromorphology*: 109-130; Amsterdam - (Elsevier).

- MEYER, T. & TESMER, M. (2000): Ermittlung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildungsrate in Südost-Holstein nach verschiedenen Verfahren unter Verwendung eines Geoinformationssystems. Dissertation FU Berlin; 201 S.
- MIEDEMA, R. (1987): Soil formation, microstructure and physical behaviour of Late Weichselian and Holocene Rhine deposits in the Netherlands. 339 S.; Wageningen.
- MIEDEMA, R. (1997): Applications of Micromorphology of Relevance to Agronomy. - *Advances in Agronomy*, 59: 119-169.
- MIEDEMA, R., KOULECHOVA, I.N., GERASIMOVA, M.I. (1999): Soil formation in Greyzems in Moscow district: micromorphology, chemistry, clay mineralogy and particle size distribution. - *Catena*, 34: 315-347.
- MIGALA, K. (1993): Role of climate on active layer variations, Svalbard. In: *Permafrost. 6th International Conference in Beijing, China, Proc., Vol. 1: 919-922*; (South China University of Technology Press).
- MILLER, D.E. (1971): Formation of Vesicular Structure in Soil. - *Soil Science Society America, Proc.*, 35: 635-637.
- MIOTKE, F.-D. (1974): Der CO₂-Gehalt der Bodenluft in seiner Bedeutung für die aktuelle Kalklösung in verschiedenen Klimaten. - *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften Göttingen, Math.-Physik.-Kl. 3 F.*, 29: 51-67.
- MIOTKE, F.-D. (1979): Die Formung und Formungsgeschwindigkeit von Windkantern in Victoria-Land, Antarktis. - *Polarforschung*, 49: 30-43.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C. (1997): *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. 2nd ed.; 378 S.; Oxford.
- MOROZOVA, T.D. (1965): Micromorphological Characteristics of Pale Yellow Permafrost Soils of Central Yakutia in Relation to Cryogenesis. - *Soviet Soil Science*, 7: 1333-1342.
- MOSS, A.J. (1991): Rain-impact soil crust. I. Formation on a granite-derived soil. - *Australian Journal of Soil Science*, 29: 271-289.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1936): Die Bodentypenwandlungen des norddeutschen Flachlandes und besondere Beobachtungen von Bodentypenwandlungen in Nordniedersachsen. - *Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt*, 1935: 460-516.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1956): Typologische Bodenentwicklung und Bodenfruchtbarkeit. - *Arbeitsgemeinschaft für Forschung des Landes Nordrhein-Westfalen*, 60: 37-67; Köln.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1957): Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland, dargestellt in 60 farbigen Bodenprofilen mit Erläuterungen. 146 S.; Frankfurt/M.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1993): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. 4. erg. Aufl.; 579 S.; Frankfurt/M.
- MÜLLER, H.M. (1965): Vorkommen spätglazialer Tuffe in Nordostdeutschland. - *Geologie*, 14: 1118-1123.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1992), revised edition.
- MURAD, E. (1978): Yttrium and zirconium as geochemical guide elements in soil and stream sediment sequences. - *Soil Science*, 29:219-223.
- MURAD, E. & FISCHER, W.R. (1988): The geochemical cycle of iron. In: STUCKI, J.W., GOODMAN, B.A. & SCHWERTMANN, U. [Eds.]: *Iron in soils and clay minerals*. (NATO ASI series c; mathematical and physical sciences, vol. 217): 1-18; Dordrecht.
- MURAWSKI, H. (1998): *Geologisches Wörterbuch*. 10. neu bearb. u. erw. Aufl. 278 S.; Stuttgart - (Enke).
- MURTON, J.B., WORSLEY, P. & GOZDZIK, J. (2000): Sand veins and wedges in cold aeolian environments. - *Quaternary Science Reviews*, 19: 899-922
- NELLE, O & J. KWASNIOWSKI (2001): Untersuchungen an Kohlenmeilerplätzen im NSG Eldena - Ein Beitrag zur Erforschung der jüngeren Nutzungsgeschichte. - *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 23: 209-225.
- NEUMEISTER, H. (1966): Die Bedeutung der äolischen Sedimente und anderer Periglazialerscheinungen für die Bodenentwicklung in der Umgebung von Leipzig. Dissertation, Universität Leipzig. 2 Bde.
- NISSEN, T.C. & MEARS, B.JR. (1990): Late Pleistocene Ice-wedge Casts and Sand-wedge Relics in the Wyoming Basins, USA. - *Permafrost and Periglacial Processes*, 1: 201-219.
- OLSON, J. S. (1958): Rates of succession and soil changes on southern Lake Michigan sand dunes. - *Botanical Gazette*, 119: 125-170.
- PARFENOVA, E.I. & YARILOVA, E.A. (1965): *Mineralogical Investigations in Soil Science*. Translated from Russian by Israel Programme for Scientific Translations (Russian: Moskva, 1962). 178 S. Jerusalem.
- PAWLUK, S. & BAL, L. (1985): Micromorphology of Selected Mollic Epipedons. In: DOUGLAS, L.A. & THOMPSON, M.L. [Eds.]: *Soil Micromorphology and Soil Classification*. (SSSA Special Publication Number 15): 63-83; Madison.
- PAWLUK, S. & DUDAS, M.J. (1982): Floralpedoturbations in black chernozemic soils of the Lake Edmonton Plain. - *Canadian Journal of Soil Science*, 62: 617-629.

- PAYTON, R.W. (1992): Fragipan formation in Argillic brown earths (Fragiudalfs) of the Milfield Plain, north-east England: I. Evidence for a periglacial stage of development. - *Journal of Soil Science*, 43: 621-644.
- PAYTON, R.W. (1993a): Fragipan formation in Argillic brown earths (Fragiudalfs) of the Milfield Plain, north-east England: II. Post-Devensian developmental processes and the origin of Fragipan consistence. - *Journal of Soil Science*, 44: 703-723.
- PAYTON, R.W. (1993b): Fragipan formation in Argillic brown earths (Fragiudalfs) of the Milfield Plain, north-east England: III. Micromorphological, SEM and EDXRA studies of Fragipan degradation and the development of glossic features. - *Journal of Soil Science*, 44: 725-739.
- PEACOCK, E. & FANT, D.W. (2002): Biomantle formation and artifact translocation in upland sandy soils: An example from the Holly Springs National Forest, North-Central Mississippi, USA. - *Geoarchaeology*, 17: 91-114.
- PEARCE, F. (1989): Methane locked in permafrost may hold key to global warming. - *New Scientist*, 4: 28.
- PÉWÉ, T.L. (1979): Permafrost - and its Affects on Human Activities in Arctic and Subarctic Regions. - *GeoJournal*, 3.4: 333-344.
- PLASS, W. (1966): Braunerden und Parabraunerden in Nordhessen. - *Zeitschrift f. Planzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, Bd. 114, H. 1: 12-27.
- PLASS, W. (1980): Böden. - Erläuterungen zur Geologische Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 5917 Kelsterbach, 3. neu bearb. Aufl.: 117-134; Wiesbaden.
- PREECE, R.C., KEMP, R.A. & HUTCHINSON, J.N. (1995): A late-glacial colluvial sequence at Watcombe Bottom, Ventor, Isle of Wight, England. - *Journal of Quaternary Science*, 10: 107-121.
- RAWLING, J.E. (2000): A review of lamellae. - *Geomorphology*, 35: 1-9.
- REINHARD, H. (1954): Kliffranddünen und Brandungshöhlen der Insel Hiddensee. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mat.-nat. Reihe*, 3 (1953/54): 595-605.
- RENSSEN, H. & ISARIN, R.F.B. (1998): Surface temperature in NW Europe during the Younger Dryas: AGCM simulation compared with temperature reconstructions. - *Climate Dynamics*, 14: 33-44.
- REUTER, G. (1957/58): Bodentypen in Mecklenburg. - *Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Rostock, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe*, 7: 663-669.
- REUTER, G. (1962a): Tendenzen der Bodenentwicklung im Küstenbezirk Mecklenburgs. *Wissenschaftliche Abhandlungen der DAL*, 49; 128 S; Berlin.
- REUTER, G. (1962b): Lessivé-Braunerde-Interferenzen auf Geschiebemergel. - *Zeitschrift f. Planzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, 98: 240-246.
- REUTER, G. (1964): Zur Mikromorphologie lessivierter Böden in verschiedenen Klimagebieten. In: JONGERIEUS, A. [Ed.]: *Soil Micromorphology*: 213-218; Amsterdam - (Elsevier).
- REUTER, G. (1990): Disharmonische Bodenentwicklung auf glaziären Sedimenten unter dem Einfluß der postglazialen Klima- und Vegetationsentwicklung in Mitteleuropa. - *Ernst-Schlichting-Gedächtniskolloquium, Tagungsband*: 69-74; Hohenheim.
- REUTER, G. (2000): A logical system of paleopedological terms. - *Catena*, 41: 93-109.
- REUTER, G. (2001): Durch holozäne Klimaänderung induzierte disharmonische Bodentyp-Interferenzen im mittleren Europa. - *Ergänzung III zu Nova Acta Leopoldina*, NF 88, 331: 1-5.
- REUTER, G., JORDAN, E., LEINWEBER, P. & CONDO, A. (1995): Eigenschaften, Entwicklungstendenzen und Altersunterschiede von Moränenböden in den bolivianischen Anden. - *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 139: 259-282.
- ROESCHMANN, G. (1963): Zur Entstehungsgeschichte von Parabraunerden und Pseudogleyen aus Sandlöß südlich von Bremen. - *Neues Jahrbuch Geologisch Paläontologische Abhandlungen*, 117: 286-302.
- ROESCHMANN, G. (1968): Besonderheiten der Ton- und Eisenverlagerung in Parabraunerden aus Sandlöß. - *Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 8: 277-282.
- ROHDENBURG, H. (1978): Zur Problematik der spätglazialen und holozänen Bodenbildung in Mitteleuropa. - *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. (Festschrift J. Fink)*: 467-471; Wien.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? - *Göttinger Bodenkundliche Berichte*, 6: 127-212.
- ROGAAR, H., LOTHAMMER, H., VAN DER PLAS, L., JONGMANS, A.G. & BOR, J. (1993): Phaeozem and Luvisol Development in relation to relief and climate in Southwestern Rheinhessen, Germany. - *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, 22: 227-246.
- ROSE, J., LEE, J.A., KEMP, R.A. & HARDING, P.A. (2000): Palaeoclimate, sedimentation and soil development during the Last Glacial Stage (Devensian), Heathrow Airport, London UK. - *Quaternary Science Reviews*, 19: 827-847.
- ROTHER, H. (1999): Analyse und Interpretation von Leitböden des Forstreviers Jägerhof. Projektarbeit, Geogr. Institut, Universität Greifswald; 28 S.

- RÜHBERG, N., SCHULZ, W., VON BÜLOW, W., MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., BREMER, F. & DANN, T. (1995): Mecklenburg-Vorpommern. - In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 95-115; Berlin - (Borntraeger).
- RUSSOW, F. & HEINRICH, J. (2001): Jungholozäne Überprägungen von quartären Deckschichten und Böden des Mittelgebirgsraumes durch biomechanische Prozesse in Mitteleuropa. - *Geoöko*, 22: 37-58.
- SAUER, D. (2002): Genese, Verbreitung und Eigenschaften periglaziärer Lagen im Rheinischen Schiefergebirge - anhand von Beispielen aus Westerwald, Hunsrück und Eifel. *Boden und Landschaft*, 36; 294 S.; Gießen.
- SCHAETZL, R.J., BURNS, S.F., JOHNSON, D.L. & SMALL, T.W. (1990): Tree uprooting: a review of types and patterns of soil disturbance. - *Physical Geography*, 11: 277-291.
- SCHAETZL, R.J. & SORENSON, C.J. (1987): The concept of „buried“ versus „isolated“ paleosols: Examples from northeastern Kansas. - *Soil Science*, 143: 426-435.
- SCHALICH, J. (1988): Boden- und Landschaftsgeschichte. In: BOELICKE, U. et al.: Der bandkeramische Siedlungsplatz Langweiler 8. Gemeinde Aldenhoven, Kreis Düren. - *Rheinische Ausgrabungen*, Bd. 28: 17-29; Köln.
- SCHAEFFER/SCHACHTSCHABEL (2002): Lehrbuch der Bodenkunde. 15. neu bearb. u. erw. Aufl., 593 S.; Heidelberg: (Spektrum).
- SHELLMANN, G. (1998): Spätglaziale und holozäne Bodenentwicklungen in einigen mitteleuropäischen Tälern unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen. - *GeoArchaeoRhein*, 2: 153-193; Münster.
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. - *Berliner Geographische Arbeiten*, 76; 161 S.
- SCHLAAK, N. (1998): Der Finowboden - Zeugnis einer begrabenen weichselspätglazialen Oberfläche in den Dünengebieten Nordostbrandenburgs. - *Münchener Geographische Abhandlungen*, A49: 143-148.
- SCHLICHTING, E. & BLUME, H.-P. (1961): Art und Ausmaß der Veränderung des Tonmineralbestandes typischer Böden aus jungpleistozänem Geschiebemergel und ihre Horizonte. - *Zeitschrift f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, 95: 227-239.
- SCHLICHTING, E. & BLUME, H.-P. (1962): Art und Ausmaß des Bestandes mobiler Oxide in Böden aus jungpleistozänen Geschiebemergeln und ihren Horizonten. - *Zeitschrift f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, 96: 144-156.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. 2. Neubearb. Auflage; 295 S.; Berlin - (Parey).
- SCHLYTER, P. (1995): Ventifacts as Palaeo-Wind Indicators in Southern Scandinavia. - *Permafrost and Periglacial Processes*, 6: 207-219.
- SCHMIDT, R. (1982): Die Struktur der Bodendecke der Grundmoränengebiete der DDR. - *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 126: 153-170.
- SCHNEIDER, R. & KÜHN, P. (2000): Böden des Karlshofes in Groß Methling, Mecklenburg-Vorpommern. - *Trierer Bodenkundliche Schriften*, 1: 66-71.
- SCHÖNHALS, E. (1960): Spät- und nacheiszeitliche Entwicklungsstadien von Böden aus äolischen Sedimenten in Westdeutschland. In: 7th International Congress of Soil Science, Madison, Wisconsin, USA, Bd. 4: 283-290.
- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. 257 S.; Stuttgart - (Schweizerbart).
- SCHRÖDER, D. (1979): Bodenbildung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehmen des Niederrheins. *Habil. Schrift*; Bonn. 296 S.
- SCHRÖDER, D. & SCHNEIDER, R. (1996): Eigenschaften und spätglaziale/holozäne Entwicklung von Böden unterschiedlicher Nutzung aus Decksand über Geschiebemergel in Nord-Ost-Mecklenburg. - *LANDESAMT F. NATUR U. UMWELT D. LANDES SCHLESWIG-HOLSTEIN [Hrsg.]: Böden als Zeugen der Landschaftsentwicklung*; 37-47; Kiel.
- SCHRÖDER, D., SCHNEIDER, R. & KÜHN, P. (1997): Entwicklung und Eigenschaften von Böden aus Decksand über Geschiebemergel in NE-Mecklenburg. - *Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 85: 1243-1246.
- SCHRÖDER, H., KNAUF, C. & KAINZ, W. (1995a): Die Bodenübersichtskarte 1:400000 des Landes Sachsen-Anhalt. - *Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 76: 1189-1192.
- SCHRÖDER, H., KNAUF, C. & KAINZ, W. (1995b) Die Übersichtskarte der Böden von Sachsen-Anhalt 1:400000. - *Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt*; Halle.
- SCHUMANN, A. & MÜLLER, J. (1995): Klimatologische Kennzeichnung des mitteldeutschen Trockengebietes. *Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG in Halle. - Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 77: 43-48.
- SCHWERTMANN, U. (1964): Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch photochemische Extraktion mit saurer Ammonium-Oxalat-Lösung. - *Zeitschrift Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, 105: 194-202.

- SCHWERTMANN, U. (1988): Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. In: STUCKI, J.W., GOODMAN, B.A. & SCHWERTMANN, U. [Eds.]: Iron in soils and clay minerals. (NATO ASI Series c; mathematical and physical sciences, 217): 267-308; Dordrecht.
- SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R.M. (1977): Iron oxides. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. [Eds.]: Minerals in soil environments: 145-180; Madison.
- SEMMELE, A. (1968): Die Lößdecke im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden-Biebrich. - Mainzer naturwissenschaftliches Archiv, 6: 360-368.
- SEMMELE, A. (1969): Verwitterungs- und Abtragungerscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lapland und Spitzbergen). - Würzburger geographische Arbeiten, 26; 82 S.
- SEMMELE, A. (1980): Periglaziale Deckschichten auf weichselzeitlichen Sedimenten in Polen. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 30: 101-108.
- SEMMELE, A. (1993): Grundzüge der Bodengeographie. 3. überarb. Aufl. 127 S.; Stuttgart - (Teubner).
- SEMMELE, A. (1995): Die quartären Deckschichten im Dyckerhoff-Steinbruch am Kinzenberg westlich Wiesbaden-Erbenheim. - Geologisches Jahrbuch Hessen, 123: 133-137.
- SEMMELE, A. (1997): Referenzprofile des Würmlösses im Rhein-Main-Gebiet. - Jahresberichte der wetterauischen Gesellschaft für die gesamte Naturkunde zu Hanau, 148: 37-47.
- SEMMELE, A. (1999): Die paläopedologische Gliederung des älteren Würmlösses in Mitteleuropa. - Zeitschrift f. geologische Wissenschaften, 27: 121-133.
- SEMMELE, A. (2001): Zum oberflächennahen Untergrund entlang der ICE-Trasse Köln/Rhein-Main im Taunusvorland - Geologisches Jahrbuch Hessen, 128: 107-114.
- SEMMELE, A. (2001b): In memoriam: Die Phäno-Parabraunerde. - Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 96: 561-562.
- SEMMELE, A. (2002a): Die periglaziale Hauptlage - Genese, Alter und anthropogene Veränderung. - Terra Nostra, 2002/6: 342-348.
- SEMMELE, A. (2002b): Hauptlage und Oberlage als umweltgeschichtliche Indikatoren. - Zeitschrift f. Geomorphologie, 46: 167-180.
- SEMMELE, A. & PLASS, W. (1965): Spätkaltzeitliche Umlagerungen in Parabraunerde-Profilen. - Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, Bd. 4: 33-40.
- SEMMELE, A. & POETSCH, TH. (1996a): Bodenentwicklung auf einem hallstattzeitlichen Hügelgrab. - Frankfurter geowiss. Arb., Serie D, 20: 71-73.
- SEMMELE, A. & POETSCH, TH. (1996b): Bodenentwicklung auf einer Flurwüstung a, Eselsweg westlich Hofheim a. Ts. - Frankfurter geowiss. Arb., Serie D, 20: 79-83.
- SHUBAYEVA, V.I. & KARPACHEVSKIY, L.O. (1983): Soil-windfall complexes and pedogenesis in the siberian stone pine forests of the maritime territory. - Soviet Soil Science, (N.S.) 15: 50-57.
- SHUGALEI, L.S. (1998): Ecological Features of Gray Forest Soils in the Forest-Steppe Zone of Central Siberia. - Eurasian Soil Science, 31: 209-218.
- SHUR, Y.L. (1988): The Upper Horizon of Permafrost Soils. In: SENNESET, K. [Ed.]: Proceedings of 5th International Conference on Permafrost: 867-871; Trondheim - (Tapir Publishers).
- SLAGER, S. & VAN DE WETERING, H.T.J. (1977): Soil formation in archaeological pits and adjacent soils in southern Germany. - Journal of Archaeological Science, 4: 259-267.
- SLETTEN, R.S. (1988): The formation of pedogenic carbonates on Svalbard: the influence of cold temperatures and freezing. In: SENNESET, K. [Ed.]: Proc. of 5th International Conference on Permafrost, Vol.1: 467-472; Trondheim - (Tapir Publishers).
- SMOLIKOVA, L. (1968): Mikromorphologie und Mikromorphometrie der pleistozänen Bodenkomplexe. - Rozpr. Českoslov. Akad. Věd, Řada Matemat. a Přírod. Věd, Ročník 78, Sešit 2: 47 S.; Praha.
- SOIL SURVEY STAFF (1996): Keys to Soil Taxonomy. 7th ed.; NRCS - USDA; 644pp; Washington.
- SOIL SURVEY STAFF (1998): Keys to Soil Taxonomy. 8th ed.; NRCS - USDA; 326pp; Washington.
- SOIL SURVEY STAFF (1999): Soil Taxonomy. 2nd ed.; NRCS - USDA, Agriculture Handbook, 436; 871pp; Washington.
- SOLOMATIN, V.I. (1994): Water Migration and Ice Segregation in the Transition Zone between Thawed and Frozen Soil. - Permafrost and Periglacial Processes, 5: 185-190.
- STÄBLEIN, G. (1970): Untersuchung der Auftauschicht in Spitzbergen. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 21: 47-57.
- STÄBLEIN, G. (1985): Permafrost. - Geographische Rundschau, 37: 322-329.
- STEPHAN, H.-J. (1995): Schleswig-Holstein. In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 1-13; Berlin - (Borntraeger).
- STEPHAN, S. (1981): Zur Mikromorphologie der Tonverlagerung im Alluvium des Niederrheins. - Sonderveröffentlichung des Geologischen Institutes der Universität Köln, 41: 243-247.

- STEPHAN, S. (1983): Der Boden in der Entwicklung der Ökosysteme. - Verhandlungen der Gesellschaft für Ökologie, 10: 229-236.
- STEPHAN, S. (1993): Mikromorphologie und Genese von Böden auf den Niederterrassen des Niederrheingebietes und der Kölner Bucht. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 43: 67-86.
- STEPHAN, S. (2000): Bt-Horizonte als Interglazial-Zeiger in den humiden Mittelbreiten: Bildung, Mikromorphologie, Kriterien. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 50: 95-106.
- STOOPS, G. [Ed.] (1990): Multilingual translation of the terminology used in the "Handbook for Soil Thin Description". In: DOUGLAS, L.A. [Ed.]: *Soil Micromorphology: A basic and applied science. - Developments in Soil Science*, 19: 245-255; Amsterdam
- STOOPS, G. (1999): Guidelines for Soil Thin Description. Lecture notes prepared for Intensive Course on Soil Micromorphology. 22.3. - 2.4.1999. ITC Gent. 120 S.
- STREMME, H.E. (1936): Bodenkarte des Deutschen Reiches und der Freien Stadt Danzig. - *Petermanns Geographische Mitteilungen, Erg.-H.* 226, Tafel 15.
- STUBBE, M. (1971): Wald-, Wild- und Jagdgeschichte des Havel. - *Archiv für Forstwesen*, 20: 115-204.
- SUDOM, M.D. & ARNAUD, R.J.St. (1971): Use of quartz, zirconium and titanium as indices in pedological studies. - *Canadian Journal of Soil Science*, 51: 385-396.
- SVENSSON, H. (1992): Wind-blasted erratics in southern Sweden. In: BILLWITZ, K. [Hrsg.]: *Jungquartäre Landschaftsräume: Genese, Dynamik und Diagenese*: 105-109; Berlin, Heidelberg.
- SWETT, K. (1974): Calcrete Crusts in an Arctic Permafrost Environment. - *American Journal of Science*, 274: 1059-1063.
- TARNOCAL, C. & SMITH, C.A.S. (1989): Micromorphology and development of some central Yukon paleosols, Canada. - *Geoderma*, 45: 145-162.
- THIERE, J. (1968): Vergleichende Untersuchungen an Wald- und Ackerböden des Jungmoränegebietes der DDR. Inaug. Dissertation, DAL zu Berlin, Sektion Bodenkunde und Pflanzenernährung Eberswalde; 1. Teil 250 S., 2. Teil 201 S.
- THIERE, J. (1970): Ergebnisse geländebodekundlicher Untersuchungen an Staugley-Toposequenzen im Jungmoränegebiet der DDR. - *Albrecht-Thaer-Archiv*, 14: 701-712.
- THIERE, J. & LAVES, D. (1968): Untersuchung zur Entstehung der Fahlerden, Braunerden und Staugleye im norddeutschen Jungmoränegebiet. - *Albrecht-Thaer-Archiv*, 12: 659-677.
- TRASK, P.D. (1932): Origin and environment of source pediments of petroleum. 323 S.; Houston/Texas.
- TRUMBORE, S.E., CHADWICK, O.A. & AMUNDSON, R. (1996): Rapid exchange of soil carbon and atmospheric CO₂ driven by temperature change. - *Science*, 272: 393-396.
- TURSINA, V.V. (1989): Genesis and lithologic homogeneity of texturally differentiated soils. - *Soviet Soil Science*, 21: 25-39.
- TYLER A.N., CARTER, S., DAVIDSON, D.A., LONG, D.J. & TIPPING, R. (2001): The extent and significance of bioturbation on ¹³⁷Cs distributions in upland soils. - *Catena*, 43: 81-99.
- VAN BREEMEN, N. & BUURMAN, P. (1998): Soil formation. 377 S.; Dordrecht.
- VAN BREEMEN, N. & PROTZ, R. (1988): Rates of calcium carbonate removal from soils. - *Canadian Journal of Soil Science*, 68: 449-454.
- VAN DEN BOGAARD, P. & SCHMINCKE, H.-U. (1985): Laacher See Tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. - *Geological Society of America Bulletin*, 96: 1554-1571
- VAN DER MEER, J.J.M. (1996): Micromorphology. In: MENZIES, J. [Ed.]: *Past Glacial Environments. (Glacial Environments, Vol. 2)*: 335-355; Oxford.
- VAN RANST, E. & DE CONINCK, F. (1983): Evolution of glauconite in imperfectly drained sandy soils of the Belgian Campine. - *Zeitschrift f. Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 146: 415-426.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1976): Traces de ségrégation de glace en lentilles associées aux sols et phénomènes périglaciaires fossiles. - *Biuletyn Peryglacialny*, 26: 41-55.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1982): Structures et microstructures associées de glace de ségrégation: Leurs conséquences. In: FRENCH, H.M. [Ed.]: *Proc. 4th Canadian Permafrost Conference*: 116-122; Ottawa.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1985): Frost Effects in Soils. In: BOARDMAN, J. [Ed.]: *Soils and quaternary landscape evolution*: 117-158; Chichester - (J. Wiley).
- VAN VLIET-LANOË, B. (1987): Interactions entre l'activité biologique et la glace de ségrégation en lentilles. In: FEDOROFF, N., BRESSON, L.M. & COURTY, M.A. [Eds.]: *Micromorphologie des sols. Proc. 7th International Working Meeting on Soil Micromorphology. Paris-July 1985*: 337-343; Association Française pour le Étude du Sol - Paris.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1988): La rôle de la glace de segregation dans les formations superficielles de l'europe de l'ouest. *Processus et heritages. 2 Bde. These de doctorat d'état. Université de Paris I - Sorbonne*; 854 S.

- VAN VLIET-LANOË, B. (1998): Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy. - *Catena*, 34: 157-183.
- VAN VLIET-LANOË, B., COUTARD, J.P. & PISSART, A. (1984): Structures caused by repeated freezing and thawing in various loamy sediments: A comparison of active fossil and experimental data. - *Earth Surface Processes and Landforms*, 9: 553-565.
- VAN VLIET-LANOË, B., FAGNART, J.P., LANGOHR, R. & MUNAUT, A. (1992): Importance de la succession des phases écologiques anciennes et actuelles dans la différenciation des sols lessivés de la couverture loessique d'Europe occidentale: argumentation stratigraphique et archéologique. - *Science du Sol*, 30: 75-93.
- VAN VLIET, B. & LANGOHR, R. (1981): Correlation between fragipans and permafrost with special reference to silty Weichselian deposits in Belgium and Northern France. - *Catena*, 8: 137-154.
- VAN VLIET, B. & LANGOHR, R. (1983): Evidence of disturbance of pore ferriargillans in silty soils of Belgium and Northern France. In: BULLOCK, P. & MURPHY, C.P. [Eds.]: *Soil micromorphology*, Vol. 2: 515-518; Berkhamsted - (AB Academic Publishers).
- VÖLKEL, J. & LEOPOLD, M. (2001): Zur zeitlichen Einordnung der jüngsten periglazialen Aktivitätsphase im Hangrelief zentraleuropäischer Mittelgebirge. - *Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F.*, 45: 273-294.
- VOLK, O.H. & GEYGER, E. (1970): "Schaumböden" als Ursache der Vegetationslosigkeit in ariden Gebieten. - *Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F.*, 14: 79-95.
- VOSSMERBÄUMER, H. (1976): Granulometrie quartärer äolischer Sande in Mitteleuropa - ein Überblick. - *Zeitschrift f. Geomorphologie*, 20: 78-96.
- WAGENBRETH, O. & STEINER, W. (1990): *Geologische Streifzüge*. 4. unver. Aufl., 203 S.; Leipzig - (Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie).
- WALKER, A.L. (1983): The effects of magnetite on oxalate- and dithionite-extractable iron. - *Soil Science Society America Journal*, 47: 1022-1026.
- WALKER, M.J.C. (2001): Rapid climate change during the last glacial-interglacial transition; implications for stratigraphic subdivision, correlation and dating. - *Global and Planetary Change*, 30: 59-72.
- WALTHER, M. (1990): Untersuchungsergebnisse zur jungpleistozänen Landschaftsentwicklung Schwansens (Schleswig-Holstein). - *Berliner geographische Abhandlungen*, 52; 143 S.
- WASHBURN, A.L. (1979): *Geocryology*. 2. Aufl.; 406 S.; London - (Arnold).
- WATSON, E. & LUCKMAN, B.H. (2001): Dendroclimatic reconstruction of precipitation for sites in the southern Canadian Rockies. - *The Holocene*, 11: 203-213.
- WEBER, L. & BLÜMEL, W.D. (1992): Methodische Probleme bei bodenchemischen Untersuchungen an Böden aus dem Liefdefjord/Bockfjord-Gebiet (NW-Spitzbergen). - *Stuttgarter Geographische Arbeiten*, 117: 207-216.
- WEIR, A.H., CATT, J. & MADGETT, P.A. (1971): Postglacial soil formation in the loess of Pegwell Bay, Kent (England). - *Geoderma*, 5: 131-149.
- WICHTMANN, H. (1981): Bodenphysikalische Untersuchungen zum Nachweis der spätpleistozänen Bodenbildung in rheinisch-westfälischen Lößgebieten. - *Zeitschrift f. Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenkunde*, 144: 263-275.
- YADAV, R.R. & PARK, W.K. (2000): Precipitation reconstruction using ring-width chronology of Himalayan cedar from western Himalaya: Preliminary results. - *Proc. of the Indian Academy of Sciences, Earth and Planetary Sciences*, 109: 339-345.
- ZECH, W. & WILKE, B.-M. (1977): Vorläufige Ergebnisse einer Bodenchronosequenzstudie im Zillertal. - *Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 25: 571-586.

10 Verzeichnis der Tabellen, Abbildungen, Farbtafeln und Beilagen

Tabellen

Tab. 3.1: Mittelwerte der Körnungsquotienten (Homogenitätsmaße)	16
Tab. 3.2: Mittelwerte der Quotienten des pedogenen Eisens im Horizontvergleich (n=7)	19
Tab. 3.3: Mittelwerte der Verwitterungsindizes (Einzelwerte siehe Anhang-Tab. 10)	24
Tab. 3.4: Mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktionen, abgeschätzt aus den Röntgenbeugungsdiagrammen auf Grund der relativen Peakintensitäten (Auswertung Dr. S. DULTZ, Braunschweig)	25
Tab. 3.5: Prozentuale relative Tonmineralverteilung der Tonfraktionen in Profil J 2/5 (Analyse und Auswertung von Dipl. Geol. J. LUCKERT, Kleinmachnow)	26
Tab. 3.6: Parameter der Dosisleistungsbestimmung, Ergebnisse der Paläodosiseberechnung und resultierende OSL-Alter (von A. HILGERS, Geographisches Institut, Universität Köln)	59
Tab. 3.7: CaCO ₃ -Lösungsraten bei verschiedenem Carbonatgehalt und unterschiedlicher Lagerungsdichte (Rt)	68

Abbildungen

Abb. 1.1: Korrelation von Palynozonen in Vorpommern mit der Sauerstoffistopenkurve aus dem grönländischen Eiskern (aus BILLWITZ et al. 2000)	10
Abb. 3.1: Lage der Untersuchungsgebiete in Mecklenburg-Vorpommern (Kartengrundlage: RÜHBERG et al. 1995)	15
Abb. 3.2: So/Md-Diagramm der Profile in Mecklenburg-Vorpommern. Einzelwerte sind aus Anhang-Tabelle 4 zu entnehmen	18
Abb. 3.3: Verwitterungsindizes von allen Horizonten (nach KRONBERG & NESBITT 1981)	22
Abb. 3.4: Vergrößerter Ausschnitt aus Abbildung 3.3; Verwitterungsindizes nach KRONBERG & NESBITT (1981)	23
Abb. 3.5: Lage des Untersuchungsgebietes bei Dargun (Kartengrundlage: RÜHBERG et al. 1995)	27
Abb. 3.6: Skizze von Profil M 10	28
Abb. 3.7: Kryoturbation von Lehm und Sand (KRILKOV (1965) aus DIEMANN (1973: Abb. 80))	32
Abb. 3.8: Profilskizzen der mikromorphologisch untersuchten Fahlerde-Braunerden mit Sandkeilen bei Barlin nordöstlich von Dargun)	33
Abb. 3.9: Weitere Sandkeile im Aufschluss Bar 200 bei Barlin (nordöstlich von Dargun)	34
Abb. 3.10-a: Dünnschliff aus Bar 100, Bv-Horizont (43 cm): <i>compacted granular structure</i> und Bioturbationsmerkmale	37

Abb. 3.10-b: Dünnschliff aus Bar 100, Übergangszone Bt-Horizont/Sandkeil (64 cm): <i>Lenticular platy structure</i>	37
Abb. 3.11: Lage der Untersuchungsgebiete südlich von Greifswald (Kartengrundlage: RÜHBERG et al. 1995)	40
Abb. 3.12: Kausalprofil (25-fach überhöht) durch den südlichen Teil des Naturschutzgebietes Eldena (verändert aus KWASNIOWSKI 2001)	41
Abb. 3.13: Profilskizze (A) der Fahlerde-Pseudogley-Braunerde (E 106). Der Balken auf der rechten Profilseite in A kennzeichnet die Tiefenlage, in der das Planum (B) angelegt wurde	41
Abb. 3.14: Kausalprofil durch die kuppige Grundmoräne bei Jägerhof südlich von Greifswald (stark verändert aus BILLWITZ & KÜHN 2002). Profil J 2/5 liegt auf einer Flachkuppe im SE des Kausalprofils	46
Abb. 3.15: Skizze von Profil J 2/5	47
Abb. 3.16: Verbreitung der quartären Sedimente in der Ueckermünder Heide (stark vereinfacht nach H.-D. KRIENKE 2001)	49
Abb. 3.17: Verbreitung der Substrat- (A) und Bodentypen (B) im Eggesiner Forst, Revier Lenzen. Fundplatz Mützelburg Forst 9 (MBF 9) kennzeichnet die Lage des Profils von Abb. 3.18	50
Abb. 3.18: Skizze Profil Mützelburg Forst 9 (MBF 9)	51
Abb. 3.19: Skizze von Profil Len 2	52
Abb. 3.20: Kausalprofil (A: Substrat, B: Boden) der kuppigen Grundmoräne im Forstrevier Lenzen, Eggesiner Forst	56
Abb. 3.21: Skizze von Profil Len 4	57
Abb. 3.22: OSL-Modellaltersbereiche (Single-Aliquot Verfahren, Regenerative Bestrahlungstechnik) aus Len 4	59
Abb. 3.23: Einfaches Modell zur spätglazial/holozänen Lessivégenese im Jüngeren Jungmoränengebiet Mecklenburg-Vorpommerns	74
Abb. 4.1: Lage der Profile im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins	79
Abb. 4.2: Skizze von Profil Mielkendorf 1	80
Abb. 4.3: Geologie des Untersuchungsgebietes im mittleren Brandenburg südlich von Ludwigsfelde mit Lage der Profile (vereinfacht aus GÜK 200, Blatt CC 3942 (HERMSDORF et al. 1998))	84
Abb. 4.4: Profilskizze der Fahlerde-Braunerde von Horstfelde	85
Abb. 4.5: a) Schliff aus 76 cm der Fahlerde-Braunerde von Horstfelde b) deutliche Feinsubstanzanreicherung auf der Oberfläche der Mikroplatten	86
Abb. 4.6: Profilskizze der Fahlerde-Braunerde von Thyrow	86
Abb. 4.7: Lage der Profile auf der Äußeren Jugendmoräne in Oberschwaben	92
Abb. 4.8: Schnitt 5 durch Toteishohlform III auf der Jugendmoräne (verändert nach KÖSEL 1996: 41). Profil 5B: R 3553975, H 5319125	93
Abb. 4.9: Mikro-Fotografie aus dem Al-Bv-Horizont (20 cm) von Profil 5B	94
Abb. 4.10: Skizze von Profil Mut	98
Abb. 5.1: Niederschlagsverteilung (A) und Lössverbreitung im Mitteldeutschen Trockengebiet	105

Abb. 5.2: Skizze von Profil KA 51: Fahlerde-Braunerde aus Löss über sehr tiefer Löss-Fließerde	106
Abb. 5.3: Schliff aus Ael-Bv-Horizont (29 cm) von Profil KA 51	109
Abb. 5.4: Skizze von Profil KA 96: humose Braunerde-Fahlerde aus Löss über Löss-Fließerde über Fließerde aus Muschelkalk	112
Abb. 5.5: Schliffe aus dem Bv- (a: 21 cm) und Ael-Horizont (b: 29 cm) von Profil KA 96 mit durch Bioturbation geprägten Gefügemerkmalen	113
Abb. 5.6: Schliffe aus dem Bt-Horizont (a: 43 cm, b: 69 cm) von Profil KA 96 mit überwiegend durch Bioturbation geprägten Gefügemerkmalen	113
Abb. 5.7: Ergebnisse der OSL-Datierung polymineralischer Feinkornproben nach dem Multiple-Aliquot-Verfahren aus dem Profil im „Dyckerhoff-Steinbruch“	117
Abb. 5.8: Modell der pedosedimentären Rekonstruktion der Dolinen- und Dellenfüllung im „Dyckerhoff-Steinbruch“.	121

Farbtafeln

Tafel 1: Mikro-Fotografien von Profil M 10	29
Tafel 2: Mikro-Fotografien der Profile M 10 (1-4) und Bar 100 (5-6)	30
Tafel 3: Mikro-Fotografien der Profile Bar 100 und Bar 200	35
Tafel 4: Mikro-Fotografien von Profil Bar 200	36
Tafel 5: Mikro-Fotografien von Profil E 106	43
Tafel 6: Mikro-Fotografien von Profil J 2/5	44
Tafel 7: Mikro-Fotografien von Profil Len 2	53
Tafel 8: Mikro-Fotografien von Profil Len 4	54
Tafel 9: Mikro-Fotografien von Profil Mie 1	81
Tafel 10: Mikro-Fotografien von Profil Horstfelde (2420184)	87
Tafel 11: Mikro-Fotografien von Profil Thyrow (2420213)	88
Tafel 12: Mikro-Fotografien von Profil 5B (Winterstettenstadt); P = Pore	95
Tafel 13: Mikro-Fotografien von Profil Mut; P = Pore	96
Tafel 14: Mikro-Fotografien von Profil KA 51 (bei Karsdorf)	107
Tafel 15: Mikro-Fotografien von Profil KA 96 (im Hakel)	108
Tafel 16: Mikro-Fotografien vom Profil im Dyckerhoff Steinbruch	119
Tafel 17: Mikro-Fotografien vom Profil im Dyckerhoff Steinbruch	120

Beilage

Beilage: Legende zu den Skizzen der Bodenprofile

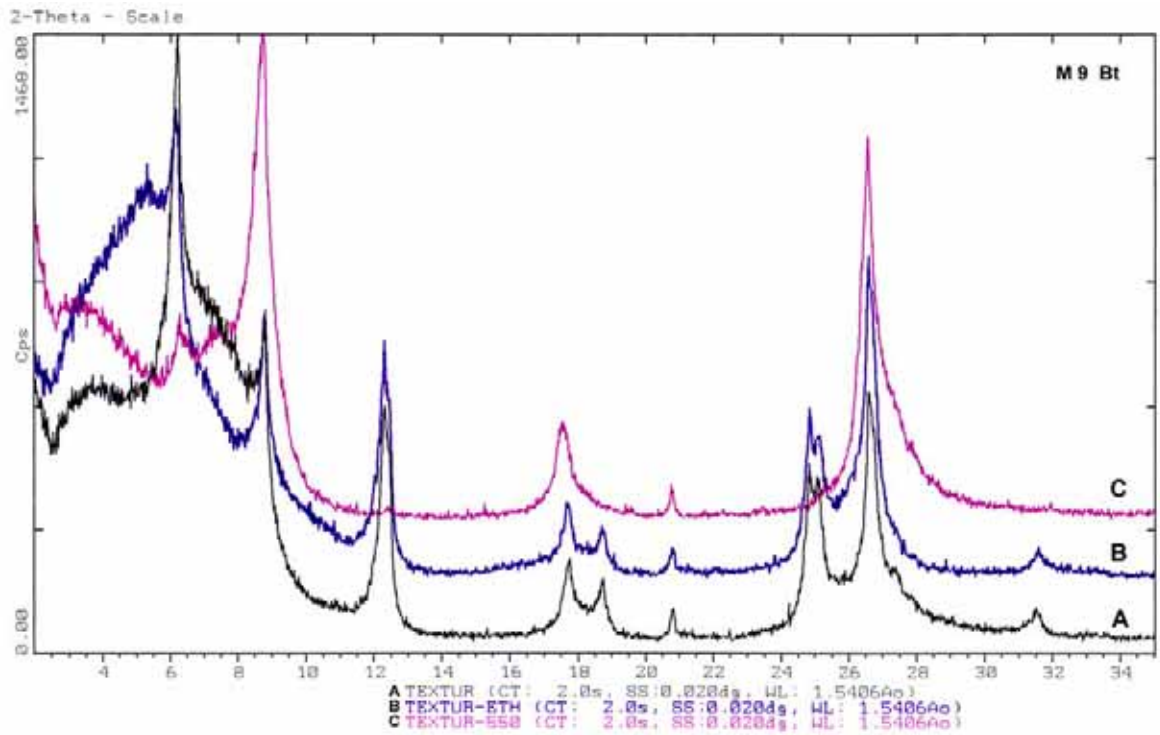
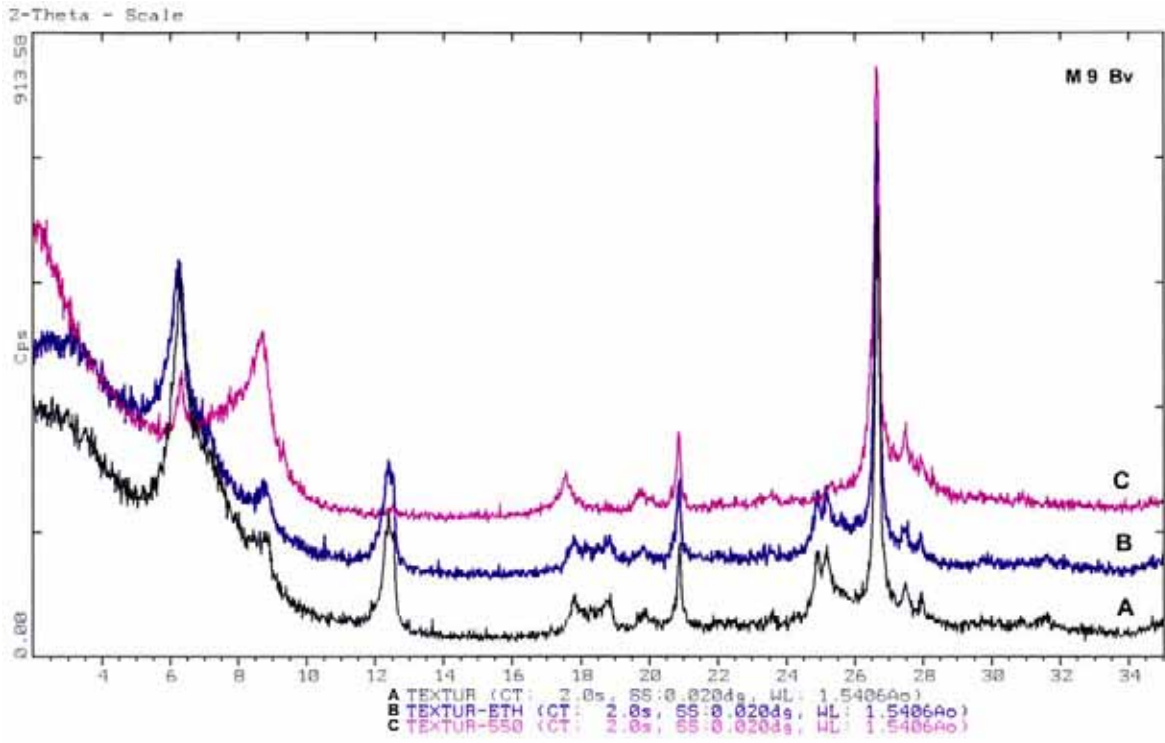
Anhang

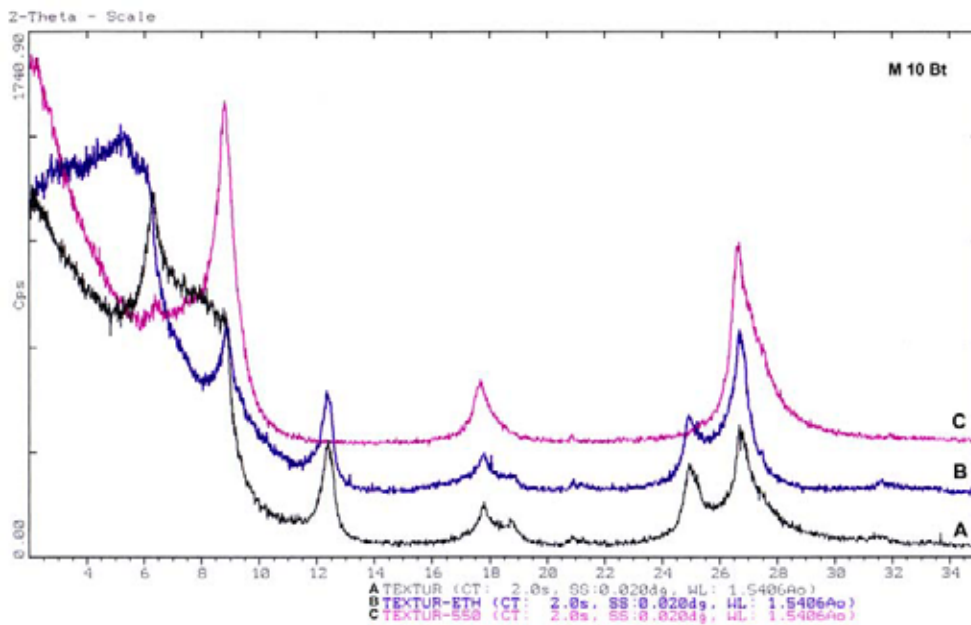
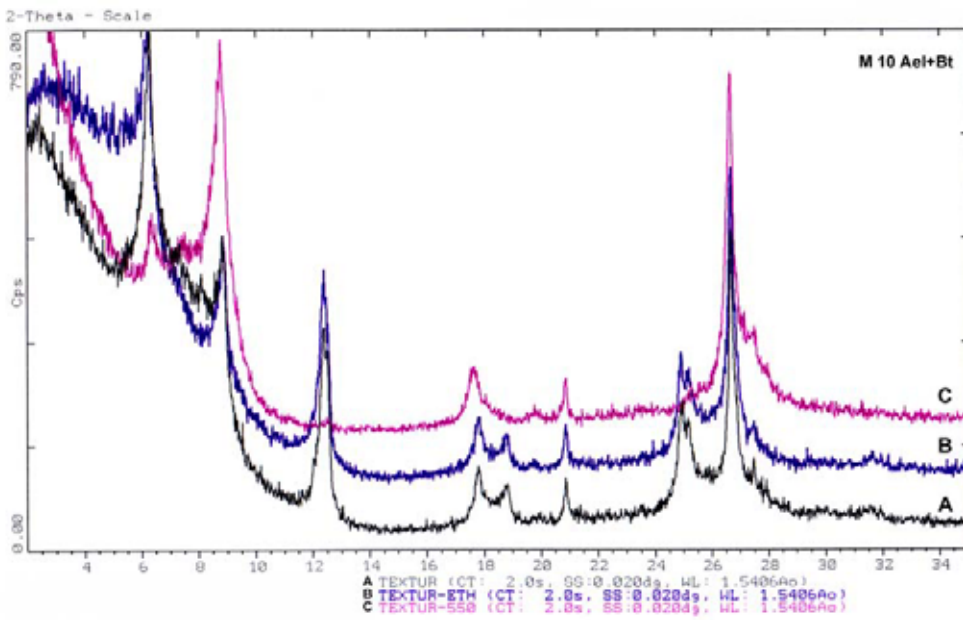
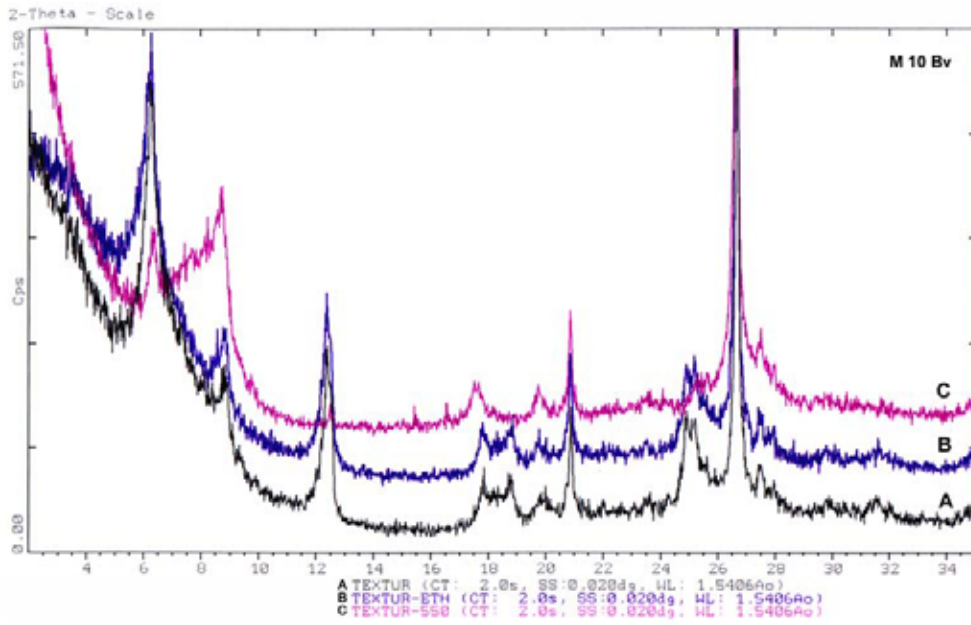
Verzeichnis der Abbildungen

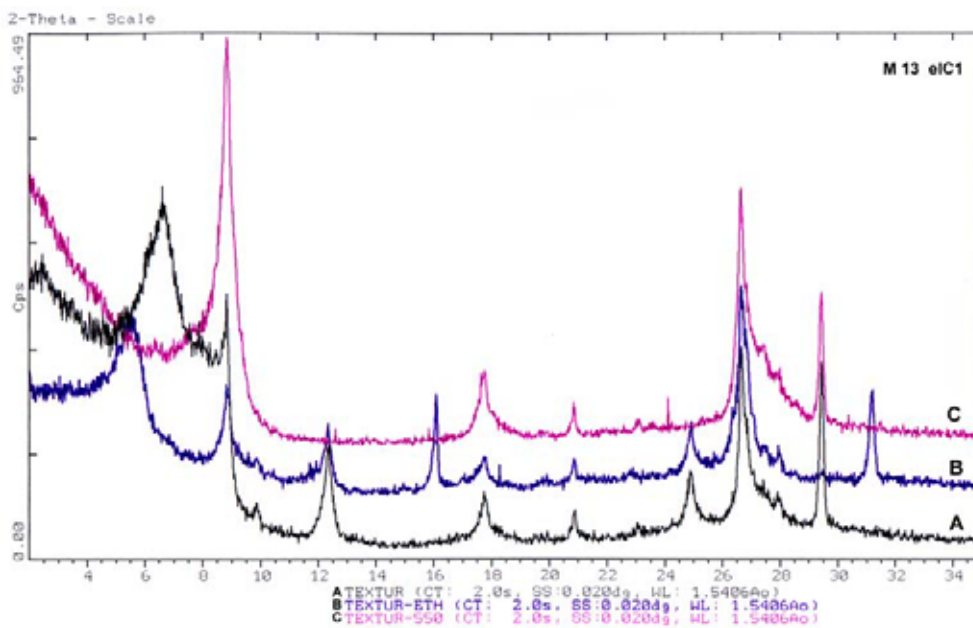
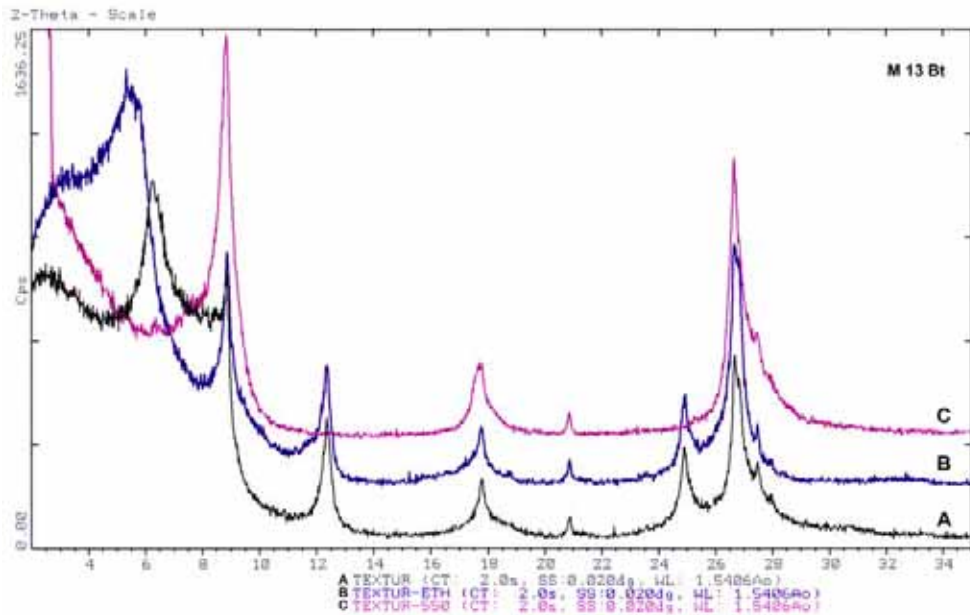
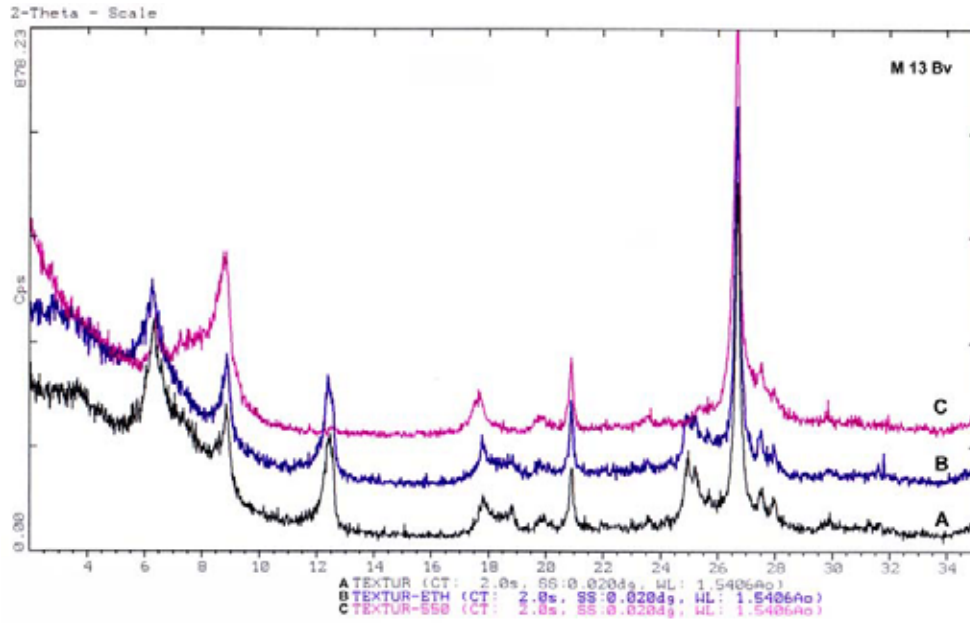
Abb. 1: Röntgendiffraktogramme von Profil M 9 (Bv- und Bt-Horizont)	3
Abb. 2: Röntgendiffraktogramme von Profil M 10 (Bv-, Ael+Bt- und Bt-Horizont)	4
Abb. 3: Röntgendiffraktogramme von Profil M 13 (Bv-, Bt- und elC1-Horizont)	5
Abb. 4: Röntgendiffraktogramme von Profil J 2/5 (Bv1 und Bt2-Horizont)	6

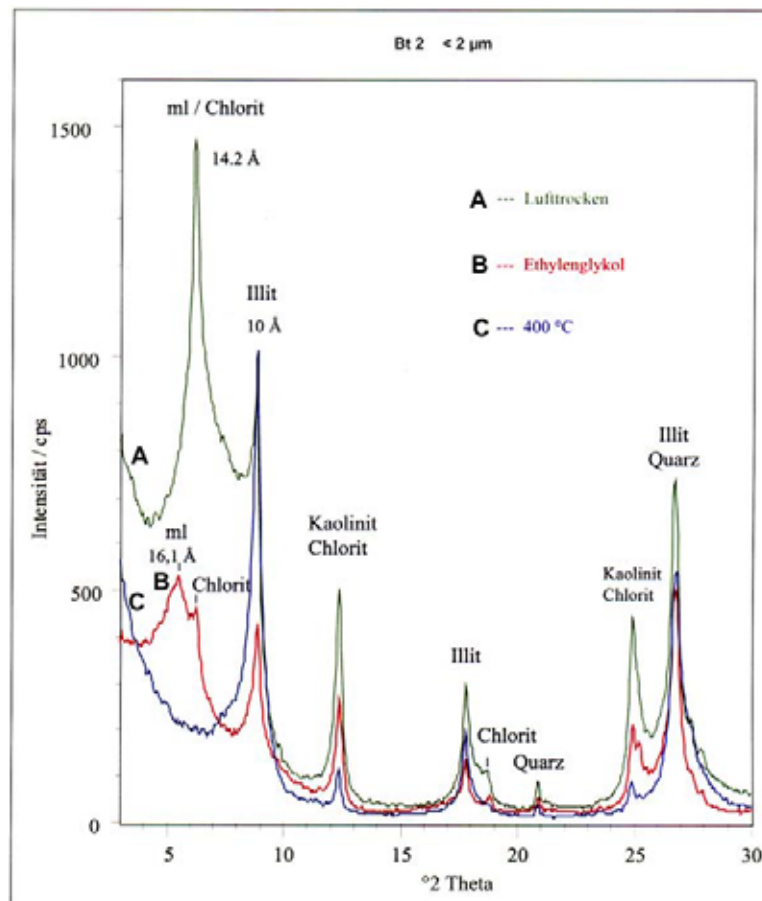
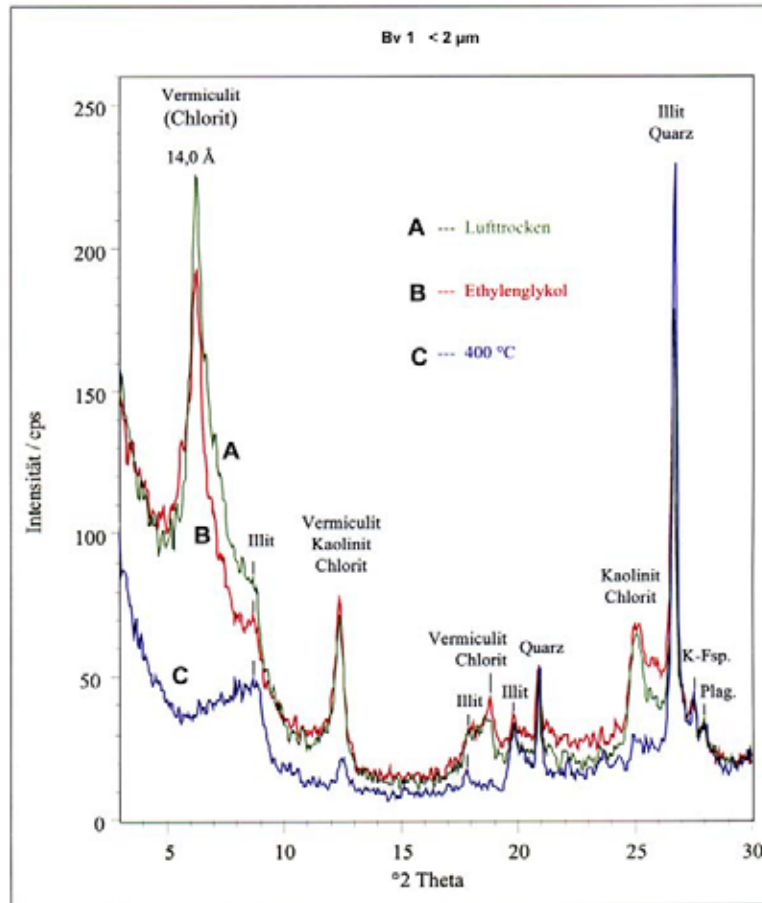
Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1: Befunde zur Lessivierung im Spätglazial der Weichseleiszeit	7
Tab. 2: Lage aller Profile mit jeweiliger Kurzcharakteristik	9
Tab. 3: Sammel-Profilbeschreibungen für Braunerde-Lessivés aus Decksand über Geschiebelehm	11
Tab. 4: Korngrößenparameter der Bodenprofile in M-V	12
Tab. 5: pH-Werte und Gehalte an CaCO_3 , C_{org} , Fe_o , Fe_d und Fe_t der Bodenprofile in M-V	16
Tab. 6: Hauptelementgehalte ausgewählter Bodenprofile in M-V	19
Tab. 7: Relative Anreicherung der Hauptelementgehalte ausgewählter Bodenprofile in M-V	21
Tab. 8: Spurenelementgehalte ausgewählter Bodenprofile in M-V	22
Tab. 9: Relative Anreicherung der Spurenelementgehalte ausgewählter Bodenprofile in M-V	24
Tab. 10: Geochemische Indices	27
Tab. 11: Ausgewählte mikromorphologische Charakteristika der Lessivés in M-V	29
Tab. 12: Kleingeschiebezählung der Profile Len 4 und Len 5 (Ueckermünder Heide)	31
Tab. 13: Ausgewählte Analysedaten zu Profil Mie 1 (Schleswig-Holstein)	32
Tab. 14: Ausgewählte mikromorphologische Charakteristika der Profile in Brandenburg	33
Tab. 15: Ausgewählte Analysedaten der Profile 5B und Mut (Baden-Württemberg)	34
Tab. 16: Ausgewählte Analysedaten der Profile KA 51 und KA 96 (Sachsen-Anhalt)	35
Tab. 17: Ausgewählte Analysedaten des Profils im Dyckerhoff-Steinbruch (Hessen)	36
Tab. 18: Ergebnisse der Lumineszenzdatierung des Profils im Dyckerhoff-Steinbruch	37









Anhang-Tabelle 1: Befunde zur Lessivierung im Spätglazial der Weichseleiszeit

Quelle	Zeitraum der Lessivierung	Region	Substrat	Begründung	Methode
ALTERMANN & MANIA (1968)	Frühholozän	Sachsen-Anhalt (Schadeleben)	Löß; Flugsand	Profil Weinberg : in postallerödzeitlichem Flugsand unter holozänem Flugsand Ausbildung eines Bt-Horizontes	Stratigraphie, Mikromorphologie
ALTERMANN et al. (1977)	vor dem Alleröd	Unterharz	Löß-Fließerde	nach Lößablagerung Fahlerdebildung, dann Bildung der Löß-Fließerde, da Al-Reste in Linsen innerhalb der Löß-Fließerde, die sich bis in die weichselzeitlichen Lößdecken des Vorlandes verfolgen lässt	Stratigraphie
BARGON et al. (1971)	vor Jüngerer Dryas, Spät- u./o. Postglazial	Hessen	Lößlehm	am Rand von Lößlehmflächen geht 'Al'-Horizont in gleichbleibender Mächtigkeit u. Bodenart bei ausdünnendem Bt in das Decksediment der angrenzenden Gesteine über	Stratigraphie
BRUNNACKER (1957, 1959)	Spätglazial; eventuell frühes Postglazial	N-Bayern u. Donautal östl. Straubing	Löß	aus älterem Schwemmlöß Braunerdebildung (Substrat jünger als Oberer Löß); aus Oberem Löß (Würm) kräftige Parabraunerdebildung	Stratigraphie
BUCH (1990)	Spätglazial, überwiegend Holozän	Bayern (Donautal zw. Regensburg u. Straubing)	Sumpflöß unter Flugsand	Bodenbildung Bv/Btv (unter Flugsand mit LST-Schwermineralen) überprägt spätglazialen Sumpflöß u. greift zapfenartig in NT-Schotter der Donau ein	Stratigraphie, Schwermineralogie, TL-Datierung
BUSSEMER (1994)	Präholozän	Brandenburg (Barnim)	u.a. Grundmoräne (Frankfurter Stadium)	kaltzeitliche Verlagerung von Bt-Resten; Kryoturbationen an Al/Bt-Grenze: Tonverlagerung vorher	Stratigraphie
CATT & STAINES (1998)	Spätglazial & Holozän	SE-England (Holywell Coombe)	spätglaziale Kalklehme	schwach ausgebildete Toncutane unter sekundär ausgefalltem Carbonat in begrabenem Horizont	Geoarchäologie, Mikromorphologie
HARTWICH et al. (1975)	Spätglazial (?) & Holozän	Mecklenburg-Vorpommern (Pisede bei Malchin)	glazilimnische Sedimente, Solifluktionsdecken	zweigeteilter Bt; Entstehungszeit älterer Bt von Spätglazial bis Neolithikum; in jüngerem bBt Silexartefakte ohne Störung der Bt-Bänder (holozän)	Archäologie, Stratigraphie
JERZ (1982)	Spätglazial	Bayern (Alpenvorland)	Niederterrassen u. Jungmoränen	Bt-Horizonte sind kryoturbat verzogen; Eiskeilpseudomorphosen mit lehmigem Material verfüllt	Stratigraphie
KEMP et al. (1998)	Spätglazial & Holozän	Idaho (USA)	Löß (Wisconsin - Holocene) mit eingeschalteten Tephren	Tephrenreste unterschiedlichen Alters i.V. m. mikromorphologischen Schlüsselmerkmalen belegen mindestens zwei Lessivierungsphasen	Mikromorphologie, Stratigraphie
KOPP (1969, 1970)	im periglazialen Milieu	nordmitteleuropäisches Tiefland	Geschiebemergel	aufgrund des Zusammenfallens der versch. Perstruktionszonen mit einzelnen Bodenhorizonten; Steinsohle	Stratigraphie
KÖSEL (1996), BIBUS & KÖSEL (1997)	Spätglazial, Holozän	Baden-Württemberg (Oberschwaben)	Deckschutt über Mittelschutt	unter jung-dryaszeitlicher Deckzone (mit holozänen Tonverlagerungsmerkmalen) Parabraunerdebildung aus lößlehmreichen Mittelschutt ü. Würm-Geschiebemergel	Stratigraphie
KOWALKOWSKI (1967)	Spätglazial u. Präboreal	Polen (Dalkauer Berge)	Sandlöß	im Bereich der aktiven Frostzone Begünstigung der Entkalkung durch niedrige Temperatur und hohe Feuchtigkeit	Bodengenetisch
KUNDLER (1961b)	Spätglazial (?) & Holozän	Uckermark	Geschiebemergel	keine eigenen Befunde zur spätglazialen Lessivierung; frische Wurzelröhrenverfüllung aus Ton, die durch Schwundrisse zwischen Aggregaten nicht unterbrochen sind: rezente Lessivierung	Feldbodenkunde
NEUMEISTER (1966)	Spätglazial und Holozän	Sachsen, Sachsen-Anhalt	Sandlöß (Jüngere Dryas) über Löß (Weichsel)	kryoturbate Überprägung (Frosttaschen) der im weichselzeitlichen Löß gebildeten Parabraunerden; im hangenden Sandlöß: Braunerde	Stratigraphie

Anhang-Tabelle 1: Befunde zur Lessivierung im Spätglazial der Weichseleiszeit

QUELLE	Zeitraum der Lessivierung	Region	Substrat	Begründung	Methode
PLASS (1966)	vor dem Holozän	Nordhessen	Fließerden	über den Bt-Horizonten liegen Braunerden aus jungtundrenzeitlichem Deckschutt	Stratigraphie
ROESCHMANN (1963)	in der Weichseleiszeit	Niedersachsen (südlich Bremen)	Geschiebemergel	im Bt mit Oberbodenmaterial gefüllte Frostspalten; darüber Sandlöß mit Braunerde; zw. Sandlöß und Geschiebemergel i.d.R. Steinsohle	Stratigraphie
ROSE et al. (2000)	Spätglazial & Holozän	S-England (Themsetal)	Langley Silt Complex (äolisch, slope wash, fluvial)	vertikale Abfolge umgelagerter und <i>in situ</i> -Merkmale im Dünnschliff belegen zwei Lessivierungsphasen	Mikromorphologie, Stratigraphie
SCHÖNHALS (1960)	Spätglazial bis Präboreal & Holozän	Rheinland-Pfalz (Eifel)	Löß	in 75 cm Tiefe unter „Gehängelehm“ & LST begrabener Bt, Intensität jedoch unklar	Stratigraphie, mikromorphologisch
SCHRÖDER & SCHNEIDER (1996)	vor der jüngeren Dryas	Mecklenburg-Vorpommern	Geschiebemergel (Weichsel)	unter jungdryaszeitlichem Decksand durch Steinanreicherung getrennter Bt im Geschiebelehm	Stratigraphie
SEMMELE & PLASS (1965)	Spätglazial	Hessen (Mittelgebirge)	Fließerden	keine nennenswerte Tonverlagerung aus Deckschutt; Farbunterschiede der Toncutane, wenn Deckschutt über Tonsteinen: <i>Phänoparabraunerde</i>	Stratigraphie
LAVES (1969), THIÈRE & LAVES (1968); LAVES & THIÈRE (1970)	Spätpleistozän und Frühholozän	Mecklenburg-Vorpommern	Geschiebemergel (Weichsel)	primäre Korndifferenzierung unter periglazialen Bedingungen; rezent nur noch innerhalb der Bt-Horizonte	Mikromorphologie
VANVLIET-LANOË (1990,1991)	v.a. im Bölling, teilw. im Boreal	NW-Frankr.; BE; NL; S-Polen	Löß; Dünen (Weichsel)	Bt-Horizonte im Fragipan, der im Spätglazial entstanden ist	Stratigraphie, Mikromorphologie
WICHTMANN (1981)	Spätglazial	Rheinland; Nordrhein-Westfalen	Löß	Porenvolumen (Gefügestruktur) über dem Ausgangsmaterial im unteren Bereich der Bt-Horizonte)	Bodenphysik

Anhang-Tabelle 2: Lage aller Profile mit jeweiliger Kurzcharakteristik

Profil	TK 25	RW	HW	Bodentyp	Substratsubtyp	Besonderheiten
				Zur Klassifikation siehe Kap. 6.3	Zur Bildung der Bodenform ist der Substrattyp nach ALTERMANN & KÜHN (1998) abzuleiten	Über die Sammelbeschreibung in Anhang-Tabelle 3 hinausgehende Merkmale
Mecklenburg-Vorpommern (M-V)						
M 9	2043	4555900	5981425	BB-LL	pky-(k2)us(Sp)/pfl-(k4)ls(Lg)	Schluffpuder auf Bt-Aggregaten
M 10	2043	4555850	5981350	LF-BB	pky-(k2)us(Sp)/pfl-(k4)sl(Lg)	
M 11	2043	4557000	5976250	BB-LF	pky-(k2)ls(Sp)/gm-(k4)ll(Lg)	
M 12	2043	4556825	5975800	LF-BB	pky-(k2)ls(Sp)/gm-(k4)ll(Lg)	
M 13	2043	4556850	5975025	BB-LF	pky-(k2)ls(Sp)/gm-(k4)sl(Lg) ///fg-ss(Sgf)	Steinsohle im Bv
M 14	2043	4556950	5975800	LL-BB	pky-(k2)ls(Sp)/gm-(k4)sl(Lg)	
M 15	2043	4557025	5975975	LF-BB	pky-(k2)us(Sp)/gm-(k4)sl(Lg)	
M 17	2043	4555350	5981525	LF-BB	pky-(k2)ls(Sp)/gm-(k4)ll(Lg)	deutlich ausgebildete Ael-Zungen; Bt-Schmitzen
Bar 100	2043	4557400	5976750	LL-BB	pky-(k2)us(Sp)/gm-(k4)sl(Lg)	Sandkeil an Bt-Obergrenze einsetzend
Bar 200	2043	4557450	5976900	LF	pky-(k2)ls(Sp)\gm-(k4)sl(Lg) ///gm-(k4)cls(Mg)	Sandkeil an Bt-Obergrenze einsetzend
Muh 100	2142	4553925	5973375	LF-BB	pky-(k2)ls(Sp)/gm-(k2)ll(Lg)	Steinanreicherung Untergrenze Bv
Dar 100	2143	4556650	5970975	BB-LF	pky-(k2)ls(Sp)/gm-l(Lg) ///fg-ss(Sgf)	Steinanreicherung Untergrenze Bv
Dar 400	2143	4556450	5971000	BB-LF	pky-(k2)ls(Sp)/gm-(k4)ll(Lg) ///gm-(k2)csl(Mg)	
Nek 200	2142	4551725	5963975	SS-LL-BB	pky-(k2)ls(Sp)/ge-(k4)ls(Lg) //ge-(k4)csl(Mg)	Boden oberhalb der Fahlerde umgelagert
E 106	1946	4595950	5993825	BB-LL-SS	pky-(k2)ls(Sp)/gm-sl(Lg) ///fg-cls(Sgf)	Spalten bis 180 cm; Schluffpuder auf Bt-Aggregaten; Ael-Zungen
J 2/5	1947	5411475	5991200	LF-BB	pky-(k2)ls(Sp)/gm-(k4)sl(Lg) ///gm-(k4)cls(Mg)	Steinanreicherung Untergrenze Bv
Len 2	2451	5452375	5938750	LF-BB	pky-(k2)us(Sp)/gm-(k4)sl(Lg) //fgl-us(b)	steilgestellte Steine im Decksand, Windkanter
Len 4	2451	5452175	5937525	BB/LF	a-as (Sa)/pky-(k2)ls(Sp) //gm-(k4)ls(Lg) ///gm-(k2)-ls(Mg)	fBt unter spätglazial / frühholozänem Flugsand
Len 5	2451	5452100	5937575	BB-LF	pky-(k2)us(Sp)/gm-(k4)ls(Lg) //gm-(k4)us(Mg)	Bt-Schmitzen
Len 6	2451	5452150	5937550	BB-LF	pky-(k2)us(Sp)/gm-(k4)ls(Lg) //fgl-us(b)	
MBF 9	2451	5452200	5939450	PP/BB	a-as (Sa)//fgl-(k2)ss(b)	Finowboden in 150 cm
Len 3	2451	5452450	5939475	PP/BB	a-as(Sa)/fgl-(k2)ss(b)	Jungholozäne Düne über reliktischem Ap
Schleswig-Holstein (S-H)						
Mie 1	1726	3567825	6016575	SS-LF-BB	pky-(k2)ls(Sp)//gm-(k4)ll(Lg)	deutlich ausgebildete Ael-Zungen
Brandenburg (BB)						
2410155	3845	4608898	5832144	sLF	pky-ls(Sp)/pky-ll(Lg) ///gm-cls(Mg)	Bt-Schmitzen
2420184	3846	4594495	5789368	BB-LF	pky-(k2)ls(Sp)/pfl-sl(Lg) //fg-ss(vs)	Bt-Schmitzen; Sandkeile in Nachbarschaft
Baden-Württemberg (B-W)						
5B	7924	3553975	5319125	BB/LL	pky-(k2)lu(De) /pfl-tu(Lol)//ge-kcl(Sg)	De = Decklage (Bezeichnung LGRB B-W), die mit der Hauptlage nach KA 4 gleichzusetzen ist; begrabene LL unter Hauptlage
Mut	7924	3553500	5321300	BB/LL	pky-(k2)lu(De) /pfl-tu(Lol)//fg-kcl(Sgf)	dito

Anhang-Tabelle 2: Lage aller Profile mit jeweiliger Kurzcharakteristik

Sachsen-Anhalt (S-A)						
KA 51	4736	4477825	6582125	LF-BB	ö//fla-ö	
KA 96	4133	4452500	5749120	hBB-LF	ö/gfl-(z)csl	Schwarze Toncutane Untergrenze Bt
Hessen (HE)						
DYC	5915	3447775	5546800	-	-	Spätglazialer Bt-Horizont unter mehreren Kolluvien

Die genauen Horizont-Mächtigkeitenangaben der einzelnen Profile sind den weiteren Tabellen mit den Analysedaten zu entnehmen.

Tab. 3.1: Sammel-Profilbeschreibung für Braunerde-Fahlerde

Horizont	Tiefe (cm)	Eigenschaften
Ap/(Ah)	0 - 30 (10)*	Schwach/mittel schluffiger Sand; dunkelbraun 10 YR 4/4, (10 YR 3/2-3/3); krümelig bis subpolyedrisch, klumpig (nie klumpig)*; schwach (mittel) humos; stark durchwurzelt; schwach bis mittel skeletthaltig; scharf ebene (deutlich wellige) Horizontuntergrenze
Bv	30 (10) - 45	Schwach/mittel schluffiger bis schwach lehmiger Sand; mittel skeletthaltig; rötlich braun 10 YR 4/4-4/6; subpolyedrisch bei starker Verdichtung feinplattig; schwach (sehr stark) durchwurzelt; an diffus bis deutlich welliger Horizontuntergrenze vereinzelt Steinanreicherung bzw. Steinsohle
II Ael	45 - 50/55	Schwach/mittel schluffiger Sand; schwach bis mittel skeletthaltig; grau gelbbraun 10 YR 7/3; Einzelkorngefüge; sehr schwach durchwurzelt; deutlich wellige Horizontuntergrenze
Ael+Bt/Bt+Ael	50/55 - 60/70	Schwach/mittel schluffiger Sand bis mittel sandiger Lehm; grau gelbbraun 10 YR 5/6; Subpolyeder- bis Einzelkorngefüge; schwach bis mittel skeletthaltig; schwach durchwurzelt; rundlich bis trapezförmige Bt-Schmitzen mit bis zu 10 cm Durchmesser; in trockenem Zustand meist grauweißer Schluffpuder auf Aggregaten; schokoladenbraune Toncutane v.a. in Poren, weniger auf Aggregatoberflächen; scharfe keil-zapfenförmig oder scharfe fleckenförmig wellige Horizontuntergrenze
Bt	60 - 120/180	Mittel/stark lehmiger Sand bis stark sandiger Lehm; braun bis gelblich braun (10 YR 4/4-4/6); polyedrisch; mittel skeletthaltig; in den oberen Dezimetern manchmal Flecken aus Ael-Material; in trockenem Zustand vor allem in den oberen Dezimetern grauweißer Schluffpuder auf Aggregaten; schwache Hydromorphiemerkmale in Form von Fe-Hydroxid-Ausfällungen; schokoladenbraune Toncutane auf Aggregatoberflächen und etwas weniger in Poren deutlich erkennbar bis etwa 100 cm, darunter schwächer ausgebildet; diffuse wellige Horizontuntergrenze; wenn ICv vorhanden; sonst deutlich wellige Horizontuntergrenze zum eCc

*In Klammern gesetzte Bemerkungen und Bezeichnungen betreffen zusätzliche Merkmale der Profile unter Wald.

Tab. 3.2: Sammel-Profilbeschreibung für Braunerde-Parabraunerde

Horizont	Tiefe (cm)	Eigenschaften
Ap/(Ah)	0 - 30 (10)*	Schwach/mittel schluffiger Sand; schwach bis mittel skeletthaltig; 10 YR 4/4, (10 YR 3/2-3/3)*; krümelig bis subpolyedrisch; klumpig (nie klumpig); schwach (mittel) humos; stark durchwurzelt; scharfe ebene (deutlich wellige) Horizontuntergrenze
Bv	30 (10) - 45	Schwach/mittel schluffiger bis schwach lehmiger Sand; mittel skeletthaltig; rötlich braun 10 YR 5/6; subpolyedrisch, bei starker Verdichtung feinplattig; schwach (sehr stark) durchwurzelt; an diffus bis deutlich welliger Horizontuntergrenze vereinzelt Steinanreicherung bzw. Steinsohle
II Al	45 - 60	Schwach bis mittel schluffiger Sand; schwach bis mittel skeletthaltig; grau gelbbraun 10 YR 6/2; Einzelkorn- bis Kohärentgefüge; sehr schwach durchwurzelt; selten Ton-Schlieren im Al vom Bv in den Bt ziehend; deutlich wellige Horizontuntergrenze
Bt	60 - 120/180	Mittel/stark lehmiger Sand bis stark sandiger Lehm; mittel skeletthaltig; braun bis gelblich braun (10 YR 4/6-5/6); polyedrisch; mittel skeletthaltig; schwach durchwurzelt; schwache Hydromorphiemerkmale in Form von Fe-Hydroxid-Ausfällungen; schokoladenbraune Toncutane auf Aggregatoberflächen und in Poren deutlich bis etwa 100 cm, darunter schwächer ausgebildet;

*In Klammern gesetzte Bemerkungen und Bezeichnungen betreffen zusätzliche Merkmale der Profile unter Wald.

Anhang-Tabelle 4: Korngrößenparameter der Bodenprofile in M-V

Profil	Horizont	Tiefe [cm]	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	T	U	S	B.-art [KA 4]	fS/mS	(gU+fS)/ (mS+gS)	So TRASK (1932)	Md [mm]	So 2 - 2000 µm
M 9 Wald	Ap	0-15	2,4	2,5	7,1	23,3	40,3	21,2	3,9	2	33	65	Su3	0,5	2,5	2,21	0,10	2,24
	Bv	15-40	5,7	2,0	5,9	20,6	39,9	21,3	4,6	6	29	66	Su3	0,5	2,3	2,24	0,10	2,39
	II Ael	40-55	3,7	1,8	4,3	17,8	49,9	19,3	3,2	4	24	72	Su2	0,4	3,0	1,82	0,11	1,75
	Bt	55- 160+	9,3	2,0	4,0	9,0	49,8	22,4	3,5	9	15	76	Sl3	0,4	2,3	1,80	0,12	1,97
M 10 Acker (Profil 1)	Ap	0-35	5,4	2,2	6,8	24,6	39,5	18,5	3,0	5	34	61	Su3	0,5	3,0	2,27	0,09	2,21
	Bv	35-55	6,0	2,6	6,9	22,0	38,3	21,0	3,4	6	32	63	Su3	0,5	2,5	2,36	0,09	2,29
	II Ael	55-65	4,2	3,1	6,6	16,0	40,9	25,0	4,3	4	26	70	Su3	0,6	1,9	2,18	0,12	2,19
	Bt	65-95	12,1	3,1	5,9	11,5	41,0	23,0	3,5	12	21	68	Sl4	0,6	2,0	2,63	0,11	1,97
	Bbt/ICv	95- 160+	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.									
M 11 Acker	Ap	0-25	5,2	2,0	5,7	12,5	46,5	23,8	4,3	5	20	75	Sl2	0,5	2,1	1,88	0,12	n.b.
	Bv	25-35	5,8	3,4	6,3	13,3	47,0	19,7	4,6	6	23	71	Sl2	0,4	2,5	1,93	0,11	n.b.
	II Ael+Bt	35-43	5,0	3,5	6,7	12,4	46,2	21,5	4,7	5	23	72	Su2/Sl2	0,5	2,2	1,94	0,11	n.b.
	Bt	43-90+	15,6	3,7	6,2	11,5	41,1	17,6	4,2	16	22	63	Sl4	0,4	2,4	3,20	0,09	n.b.
M 12 Pferde- acker	Ap	0-30	7,8	3,3	6	11,2	41,9	26,5	3,2	8	21	72	Sl2	0,6	1,8	2,15	0,12	2,01
	Bv	30-54	6,9	3,7	6,8	11,9	41,6	24,2	4,8	7	22	71	Sl2	0,6	1,8	2,22	0,12	2,03
	II Ael	54-66	5,5	2,3	6,6	14,1	40,0	27,6	3,9	6	23	72	Sl2	0,7	1,7	2,14	0,12	2,11
	Bt	66-120	19,0	1,8	7,9	11,6	33,2	22,1	4,5	19	21	60	Ls4	0,7	1,7	4,23	0,09	2,29
	III ICn	120- 140+	1,9	0,0	0,1	2,3	44,8	50,9	0,2	2	2	96	mSfs	1,1	0,9	1,67	0,20	1,79
M 13 Pferde- acker	Ap	0-25	7,0	2,6	7,0	11,2	43,0	25,6	3,5	7	21	72	Sl2	0,6	1,9	2,11	0,12	2,04
	Bv	25-50	6,2	3,7	6,2	14,5	39,7	25,2	4,5	6	24	69	Sl2	0,6	1,8	2,28	0,12	2,22
	II Ael	50-60	2,6	6,4	7,5	13,7	41,0	24,4	4,4	3	28	70	Su3	0,6	1,9	2,25	0,11	2,29
	Bt	60-100	16,9	4,8	5,8	11,6	33,5	23,2	4,2	17	22	61	Sl4	0,7	1,6	4,22	0,10	2,23
	Btv	100-120	13,2	4,8	7,7	10,6	35,6	22,3	5,9	13	23	64	Sl4	0,6	1,6	3,54	0,10	n.b.
	eIC1	120-170	10,0	3,9	6,7	14,0	36,8	23,4	5,2	10	25	65	Sl3	0,6	1,8	2,68	0,11	n.b.
	eIC2	170- 220+	7,9	2,3	9,1	24,6	37,3	16,0	2,8	8	36	56	Su3	0,4	3,3	2,44	0,08	n.b.
M 14 Genoss.- Acker	Ap	0-30	5,2	2,8	6,4	15,3	41,3	24,3	4,7	5	25	70	Sl2	0,6	2,0	2,12	0,12	n.b.
	Bv	30-47	5,4	6,5	3,9	10,7	44,1	25,4	4,1	5	21	74	Sl2	0,6	1,9	2,00	0,12	n.b.
	II Ael	47-65	8,3	3,1	7,1	13,9	38,1	24,8	4,8	8	24	68	Sl3	0,7	1,8	2,35	0,11	n.b.
	Bt	65- 110+	16,7	3,1	5,9	12,2	36,1	22,5	3,5	17	21	62	Sl4	0,6	1,9	3,43	0,10	n.b.
M 15 Genoss.- Acker.	Ap	0-30	7,5	2,7	7,2	13,3	41,6	24,8	3,0	8	23	69	Sl2	0,6	2,0	2,23	0,11	2,00
	Bv	30-45	6,0	3,2	6,2	16,6	38,7	24,9	4,5	6	26	68	Su3	0,6	1,9	2,33	0,11	2,28
	II Ael	45-65	4,0	3,3	5,9	14,5	39,5	27,4	5,4	4	24	72	Su2	0,7	1,6	2,16	0,13	2,20
	Bt	65- 120+	13,9	4,1	5,7	11,1	37,1	25,0	3,1	14	21	65	Sl4	0,7	1,7	2,84	0,11	2,08
M 17 Acker	Ap	0-30	5,1	1,8	4,6	12,7	37,8	32,2	5,9	5	19	76	Sl2	0,9	1,3	2,08	0,15	2,14
	Bv	30-40	5,8	2,4	6,8	14,7	39,5	24,5	6,4	6	24	70	Sl2	0,6	1,8	2,23	0,12	2,16
	II Ael-Bv	40-50	3,8	3,4	6,5	14,1	47,4	20,8	4,0	4	24	72	Su2	0,4	2,5	1,94	0,11	1,75
	Ael	50-75	2,2	2,9	6,4	12,8	51,5	20,7	3,6	2	22	76	Su2	0,4	2,6	1,75	0,12	1,92
	Ael+Bt	75-85	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.									
	Bt	85- 140+	19,1	2,5	5,7	9,7	39,6	20,4	3,1	19	18	63	Ls4	0,5	2,1	3,93	0,10	n.b.

Anhang-Tabelle 4: Korngrößenparameter der Bodenprofile in M-V

Profil	Horizont	Tiefe [cm]	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	T	U	S	B.-art [KA 4]	fS/mS	(gU+fS)/ (mS+gS)	So TRASK (1932)	Md [mm]	So 2 - 2000 µm
Bar 100 Acker	Ap	0-35	7,0	3,2	6,5	17,9	38,4	23,1	4,0	7	28	66	Su3	0,6	2,1	2,36	0,10	n.b.
	Bv	35-44	5,4	3,1	10,4	16,0	30,2	31,3	3,6	5	30	65	Su3	1,0	1,3	2,83	0,12	n.b.
	II Ael+Bt	44-50	5,3	3,3	7,6	18,1	41,2	21,0	3,4	5	29	66	Su3	0,5	2,4	2,26	0,10	n.b.
	Bt	50- 110+	13,2	4,1	6,1	11,5	38,6	23,0	3,5	13	22	65	Sl4	0,6	1,9	2,94	0,10	n.b.
	Sandkeil		6,2	2,4	4,7	8,1	39,5	25,1	13,9	6	15	79	Sl2	0,6	1,2	2,17	0,15	n.b.
Bar 200 Acker	Ap	0-30	6,3	3,7	5,6	13,5	41,7	24,0	5,1	6	23	71	Sl2	0,6	1,9	2,14	0,12	n.b.
	II Ael+Bt	30-50	11,9	4,8	6,6	13,3	44,2	15,5	3,7	12	25	63	Sl3	0,4	3,0	2,63	0,09	n.b.
	Bt	50-135	14,7	5,3	6,7	12,4	40,6	16,8	3,5	15	24	61	Sl4	0,4	2,6	3,47	0,09	n.b.
	ICv	135-200	7,6	4,1	6,0	12,5	45,5	20,3	4,0	8	23	70	Sl2	0,4	2,4	2,07	0,11	n.b.
	eIC	200- 270+	6,3	3,7	5,6	13,2	41,7	24,0	5,1	6	23	71	Sl2	0,6	1,9	2,16	0,12	n.b.
	Sandkeil		3,7	1,9	2,6	9,6	56,7	21,2	4,4	4	14	82	Su2	0,4	2,6	1,66	0,13	n.b.
Sandk. II		3,5	1,2	1,8	5,6	54,0	29,3	4,6	4	9	88	fSms	0,5	1,8	1,74	0,15	n.b.	
Muh 100 Wald	Ah	0-14	7,3	3,7	7,8	19,6	42,2	15,9	3,4	7	31	62	Sl3	0,4	3,2	2,29	0,09	n.b.
	Ah-Bv	14-20	8,0	4,1	7,2	19,3	41,0	16,9	3,5	8	31	61	Sl3	0,4	3,0	2,34	0,09	n.b.
	Ael-Bv	20-50	7,0	4,1	7,1	19,0	43,2	16,4	3,3	7	30	63	Su3	0,4	3,2	2,26	0,09	n.b.
	II Ael	50-60	4,4	3,6	6,6	12,9	46,8	20,8	4,9	4	23	73	Sl2	0,4	2,3	1,94	0,11	n.b.
	Ael+Bt	60-70	9,7	4,1	6,5	11,0	43,6	20,5	4,5	10	22	69	Sl3	0,5	2,2	2,33	0,11	n.b.
	Bt	70- 120+	17,8	4,3	6,4	12,5	36,7	17,0	5,4	18	23	59	Ls4	0,5	2,2	4,15	0,09	n.b.
Dar 100 Wald	Ah	0-6																
	Bv	6-32	5,5	5,2	3,5	13,8	56,2	12,4	3,3	6	23	72	Sl2	0,2	4,5	1,72	0,11	n.b.
	II Ael	32-45	5,9	4,0	6,1	9,6	52,8	17,8	3,8	6	20	74	Sl2	0,3	2,9	1,75	0,11	n.b.
	Bt	45-90	15,6	0,0	0,6	12,1	71,0	0,4	0,2	16	13	72	Sl4	0,0	138,5	1,64	0,09	n.b.
	Bbt	90-120	2,8	0,1	0,4	11,7	84,8	0,1	0,1	3	12	85	Su2	0,0	482,5	1,41	0,10	n.b.
	ICv1	120-180	1,4	0,3	0,1	8,2	88,5	1,4	0,0	1	9	90	fS	0,0	69,1	1,39	0,11	n.b.
	ICv2	180- 220+	0,5	0,0	0,2	1,7	90,4	7,3	0,0	1	2	98	fS	0,1	12,6	1,35	0,11	n.b.
Dar 400 Wald	Ah	0-10																
	Bv	10-45	5,2	4,2	3,6	7,8	15,2	47,3	16,7	5	16	79	Sl2	0,3	0,4	2,30	0,27	n.b.
	II Ael	45-56	4,3	4,2	7,3	13,4	46,9	19,0	4,9	4	25	71	Su2	0,4	2,5	1,99	0,11	n.b.
	Ael+Bt	56-80	6,7	7,0	6,2	11,0	40,8	20,6	7,7	7	24	69	Sl3	0,5	1,8	2,44	0,11	n.b.
	Bt	80-140	17,7	4,2	6,1	10,6	39,5	17,3	4,4	18	21	61	Ls4	0,4	2,3	4,07	0,09	n.b.
eIC	140- 180+	12,1	5,4	7,2	10,4	36,8	23,4	4,8	12	23	65	Sl4	0,6	1,7	3,26	0,11	n.b.	
Nek 200 Wald	Btv	0-50	17,0	4,7	8,6	13,9	36,0	15,6	4,2	17	27	56	Ls4	0,4	2,5	4,15	0,08	n.b.
	II Sw-Ael	50-70	12,5	4,9	8,3	12,3	39,5	17,7	4,7	13	26	62	Sl4	0,4	2,3	3,22	0,09	n.b.
	Sd-Bt	70-110	21,2	5,1	9,7	13,0	31,6	13,8	5,5	21	28	51	Ls4	0,4	2,3	5,77	0,07	n.b.
eICc	110- 200+	16,9	6,7	10,0	12,4	31,2	16,0	6,9	17	29	54	Sl4	0,5	1,9	4,98	0,08	n.b.	

Anhang-Tabelle 4: Korngrößenparameter der Bodenprofile in M-V

Profil	Horizont	Tiefe [cm]	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	T	U	S	B.-art [KA 4]	fS/mS	(gU+fS)/ (mS+gS)	So TRASK (1932)	Md [mm]	So 2 - 2000 µm	
																			Gew.-%
E 106	Ah	0-12	7,8	4,6	7,4	14,9	41,7	17,9	5,7	8	27	65	Su3	0,4	2,4	2,34	0,10	2,02	
Wald	Ah-Bv	12-20	7,8	4,9	7,0	13,5	40,4	21,1	5,3	8	25	67	Su3	0,5	2,0	2,37	0,11	2,00	
	Bv	20-40	7,6	5,1	7,3	14,4	41,3	17,8	6,5	8	27	66	Su3	0,4	2,3	2,36	0,10	2,01	
	II Sw- Ael+Bt	40-50	3,9	4,1	6,5	13,3	46,3	19,7	6,2	4	24	72	Su2	0,4	2,3	1,93	0,11	1,84	
	Sd-Bt1	50-120	12,1	4,1	6,5	10,8	41,7	20,4	4,4	12	21	67	Sl4	0,5	2,1	2,64	0,10	1,86	
	Sd-Bt2	120-170	12,3	4,8	6,1	12,6	42,3	17,3	4,6	12	24	64	Sl4	0,4	2,5	2,70	0,10	1,85	
J2/5	Ah	0-12	6,4	1,6	4,5	10,9	51,9	19,8	4,9	6	17	77	Sl2	0,4	2,5	1,74	0,12	n.b.	
Wald	Bv1	12-30	5,0	1,4	3,4	9,7	49,6	21,6	9,4	5	15	81	Su2/Sl2	0,4	1,9	1,83	0,13	n.b.	
	Bv2	30-50	5,2	1,4	3,3	8,3	44,8	21,9	15,1	5	13	82	Su2/Sl3	0,5	1,4	2,11	0,15	n.b.	
	II Bt+Ael	50-60	6,3	2,3	6,3	10,9	47,0	20,3	7,0	6	20	74	Sl2	0,4	2,1	1,91	0,12	n.b.	
	Bt1	60-100	15,6	3,7	7,8	11,9	38,7	16,7	6,6	16	23	62	Sl4	0,4	2,2	3,55	0,09	n.b.	
	Bt2	100-155	15,1	3,2	7,5	12,6	40,3	16,1	5,1	15	23	62	Sl4	0,4	2,5	3,21	0,09	n.b.	
	elCc	155+	11,3	3,0	7,6	10,6	38,6	20,8	8,1	11	21	68	Sl3	0,5	1,7	2,67	0,11	n.b.	
Len 2	Ah	0-14	2,6	1,7	2,9	10,8	75,9	4,6	1,5	3	15	82	Su2	0,1	14,2	1,47	0,11	n.b.	
Wald	Bv1	14-35	4,2	1,5	2,3	12,4	74,0	4,4	1,2	4	16	80	Su2	0,1	15,4	1,48	0,10	n.b.	
	Bv2	35-55	4,6	1,8	3,0	14,3	70,1	5,1	1,2	5	19	76	Su2	0,1	13,4	1,52	0,10	n.b.	
	II Bt+Ael	55-70	4,6	2,3	4,7	19,4	58,3	8,7	2,1	5	26	69	Su3	0,1	7,2	1,80	0,09	n.b.	
	Bt	70-100	16,2	3,6	5,4	17,8	46,4	8,1	2,5	16	27	57	Sl4	0,2	6,1	2,71	0,08	n.b.	
	elCc	100-120	5,5	2,1	4,4	21,0	57,2	7,2	2,6	6	28	67	Su3	0,1	8,0	1,83	0,09	n.b.	
	III lCc	120- 180+	4,1	1,4	3,5	21,1	63,0	5,1	1,8	4	26	70	Su3	0,1	12,2	1,70	0,09	n.b.	
Len 4	Ah	0-12																	
Wald	Bv	12-40	2,3	0,6	1,2	7,4	84,1	3,7	0,6	2	9	88	fS	0,0	21,5	1,41	0,11	n.b.	
	lCvo	40-60	2,2	0,7	1,1	8,0	84,1	3,5	0,3	2	10	88	fS/Su2	0,0	24,0	1,41	0,11	n.b.	
	lCvu	60-92	1,6	0,2	0,5	5,6	88,3	3,4	0,4	2	6	92	fS	0,0	24,7	1,38	0,11	n.b.	
	II Ael	92-100	0,9	0,7	1,3	8,3	72,1	13,7	3,0	1	10	89	fSms/Su2	0,2	4,8	1,48	0,12	n.b.	
	Ael+Bt	100-115	10,9	2,3	3,5	9,4	53,4	16,3	4,3	11	15	74	Sl3	0,3	3,1	1,76	0,11	n.b.	
	Bt	115-130	8,7	2,3	3,7	10,1	51,6	19,1	4,5	9	16	75	Sl3	0,4	2,6	1,75	0,11	n.b.	
	elCc	-160+	8,3	3,7	7,6	13,2	38,2	23,4	5,6	8	25	67	Sl3	0,6	1,8	2,42	0,11	n.b.	
Len 5	Aeh	0-10																	
Wald	Ah-Bv	10-23	4,2	2,4	5,1	19,0	56,9	9,9	2,6	4	26	69	Su3	0,2	6,1	1,75	0,10	n.b.	
	Bv	23-32	3,9	2,3	5,2	19,3	55,7	10,7	2,9	4	27	69	Su3	0,2	5,5	1,78	0,10	n.b.	
	II Ael	32-45	3,2	3,3	6,1	18,0	51,5	13,9	3,9	3	27	69	Su3	0,3	3,9	1,87	0,10	n.b.	
	Bt	45- 80/130	15,8	3,6	6,7	14,7	39,4	15,1	4,6	16	25	59	Sl4	0,4	2,7	3,22	0,08	n.b.	
	lCv	80-90	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.										
	elCc	90/130 -220+	6,4	4,0	8,4	15,6	43,9	19,1	2,6	6	28	66	Su3	0,4	2,7	2,33	0,10	n.b.	

Anhang-Tabelle 4: Korngrößenparameter der Bodenprofile in M-V

Profil	Horizont	Tiefe [cm]	T fU mU gU fS mS gS							T U S			B.-art [KA 4]	fS/mS	(gU+fS)/ (mS+gS)	So TRASK (1932)	Md [mm]	So 2-2000µm
			T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	T	U	S						
MBF 9	Ah	0-2	2,3	0,1	1,5	2,5	68,7	24,0	0,9	2	4	94	fSms	0,3	2,9	1,50	0,14	n.b.
Wald	Ae	2-8	2,1	0,5	1,1	2,3	69,8	23,9	0,3	2	4	94	fSms	0,3	3,0	1,49	0,13	n.b.
Düne	Bsh	8-10	3,5	0,0	0,4	1,8	66,9	27,1	0,2	4	2	94	fSms	0,4	2,5	1,53	0,14	n.b.
	Bvs1	10-30	2,2	0,0	0,0	1,1	64,3	32,2	0,2	2	1	97	fSms	0,5	2,0	1,58	0,15	n.b.
	Bvs2	30-60	1,0	0,3	0,0	0,7	68,4	29,6	0,1	1	1	98	fSms	0,4	2,3	1,54	0,15	n.b.
	ICv	60-136	0,8	0,3	0,1	1,5	70,8	26,5	0,1	1	2	97	fSms	0,4	2,7	1,50	0,14	n.b.
	II fBv	136-150	4,3	1,2	0,9	3,3	49,5	39,8	1,0	4	5	90	gSfs	0,8	1,3	1,71	0,17	n.b.
	ICv1	150-174	1,0	0,4	0,4	2,6	39,1	55,4	1,1	1	3	96	fSms	1,4	0,7	1,66	0,22	n.b.
	ICv2	174-184+	0,5	0,3	0,9	0,8	40,9	55	1,7	1	2	98	fSms	1,3	0,7	1,61	0,22	n.b.
Len3	Ah	0-4																
Wald	Aeh	4-12	2,0	0,7	0,6	1,3	55,1	39,9	0,4	2	3	95	fSms	0,7	1,4	1,70	0,17	n.b.
Düne	Bhs	12-20	2,3	0,3	0,2	0,1	52,7	44,0	0,4	2	1	97	fSms	0,8	1,2	1,67	0,18	n.b.
	Bs-ICv	20-50	0,8	0,4	0,1	0,1	57,7	40,8	0,2	1	1	99	fSms	0,7	1,4	1,65	0,17	n.b.
	II fAp	50-59	2,1	1,0	0,6	3,7	55,7	35,9	1,0	2	5	93	fSms	0,6	1,6	1,65	0,16	n.b.
	Bv	59-75	2,3	0,6	0,7	4,3	58,0	33,2	0,9	2	6	92	fSms	0,6	1,8	1,64	0,15	n.b.
	Bv-ICv	75-95	2,0	0,2	0,0	2,9	41,7	52,0	1,2	2	3	95	mSfs	1,2	0,8	1,65	0,21	n.b.

Anhang-Tabelle 5: pH-Werte und Gehalte an CaCO₃, C_{org}, Fe_o, Fe_d und Fe_t der Bodenprofile in M-V

Standort	Horizont	Tiefe [cm]	pH	CaCO ₃	C _{org}	Fe _t	Fe _o	Fe _d	Fe _o /Fe _d	(Fe _d -Fe _o)/Fe _t	Fe _o /Fe _t	(Fe _t -Fe _o)/Fe _d
			[CaCl ₂]	[%]	[Gew. %]	[mg/g]			*10			
M 9 Wald	Ap	0-15	3,0	-	10,5	6,34	0,20	0,40	0,50	0,32	0,63	3,65
	Bv	15-40	3,5	-	1,3	6,65	0,18	0,38	0,47	0,30	0,58	4,24
	II Ael	40-55	4,0	-	0,2	5,91	0,05	0,19	0,26	0,24	0,32	6,78
	Bt	55-160+	3,9	-	0,2	11,20	0,10	0,51	0,20	0,37	0,46	5,45
M 10 Acker	Ap	0-35	4,7	-	0,8	6,32	0,13	0,38	0,34	0,40	0,60	3,97
	Bv	35-55	5,2	-	0,3	6,06	0,09	0,29	0,31	0,33	0,48	5,17
	II Ael	55-65	5,6	-	0,1	5,68	0,04	0,22	0,18	0,32	0,39	6,14
	Bt	65-95	5,4	-	0,2	10,81	0,07	0,47	0,15	0,37	0,44	5,65
	Bbt-ICv	95-160+	n.b.	-	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.				
M 11 Pferdeacker	Ap	0-25	4,7	-	1,0	7,16	0,13	0,35	0,37	0,31	0,49	5,14
	Bv	25-35	4,5	-	0,4	6,71	0,10	0,34	0,29	0,36	0,51	4,93
	II Ael	35-43	5,1	-	0,2	6,32	0,08	0,25	0,32	0,27	0,40	6,03
	Bt	43-90+	5,8	-	0,3	17,48	0,13	0,67	0,19	0,31	0,38	6,17
M 12 Pferdeacker	Ap	0-30	5,2	-	1,2	7,16	0,15	0,33	0,45	0,25	0,46	5,42
	Bv	30-54	5,7	-	0,5	6,26	0,12	0,32	0,38	0,32	0,51	4,92
	II Ael	54-66	5,9	-	0,2	7,16	0,06	0,22	0,27	0,22	0,31	6,94
	Bt	66-120	5,9	-	0,2	18,99	0,13	0,86	0,15	0,38	0,45	5,47
	III ICn	120-140+	7,8	n.b.	-	2,95	0,02	0,13	0,15	0,37	0,43	5,67
M 13 Pferdeacker	Ap	0-25	4,7	-	1,1	6,72	0,15	0,39	0,38	0,36	0,58	4,18
	Bv	25-50	4,5	-	0,5	6,66	0,12	0,34	0,35	0,33	0,51	4,93
	II Ael	50-60	4,8	-	0,2	7,40	0,08	0,28	0,29	0,27	0,38	6,22
	Bt	60-100	5,3	-	0,2	17,02	0,10	0,69	0,14	0,35	0,41	5,94
	Btv	100-120	7,7	-	-	11,28	0,05	0,42	0,12	0,33	0,37	6,28
	elC1	120-170	7,7	n.b.	-	9,73	0,06	0,38	0,16	0,33	0,39	6,08
	elC2	170-220+	7,7	n.b.	-	2,48	0,02	0,11	0,18	0,36	0,44	5,60
M 14 Genoss. Acker	Ap	0-30	5,7	-	0,7	6,18	0,13	0,33	0,39	0,32	0,53	4,68
	Bv	30-47	6,1	-	0,2	5,69	0,09	0,26	0,35	0,30	0,46	5,44
	II Ael	47-65	6,2	-	0,1	8,65	0,10	0,28	0,36	0,21	0,32	6,78
	Bt	65-120+	6,2	-	0,2	16,52	0,13	0,68	0,19	0,32	0,40	6,00
M 15 Genoss. Acker	Ap	0-30	5,8	-	0,8	6,90	0,15	0,35	0,43	0,29	0,51	4,93
	Bv	30-45	6,1	-	0,4	6,54	0,13	0,31	0,42	0,28	0,48	5,23
	II Ael	45-65	6,4	-	0,1	5,91	0,07	0,26	0,27	0,32	0,44	5,59
	Bt	65-120+	6,6	-	0,1	14,83	0,12	0,67	0,18	0,37	0,45	5,47
M 17 Grünland	Ap	0-30	3,5	-								
	Bv	30-40	4,3	-								
	II Ael-Bv	40-50	4,7	-								
	II Ael	50-75	4,8	-								
	Ael+Bt	75-85	4,8	-								
Bt	85-140+	4,4	-									

Anhang-Tabelle 5: pH-Werte und Gehalte an CaCO₃, C_{org}, Fe_o, Fe_d und Fe_t der Bodenprofile in M-V

Standort	Horizont	Tiefe [cm]	pH	CaCO ₃	C _{org}
			[CaCl ₂]	[%]	[Gew.%]
Bar 100	Ap	0-35	5,5	-	-
Acker	Bv	35-44	6,1	-	-
	II Ael+Bt	44-50	6,1	-	-
	Bt	50-110+	6,1	-	-
	Sandkeil		6	-	-
Bar 200	Ap	0-30	6,6	-	-
Acker	II Ael+Bt	30-50	7	-	-
	Bt	50-135	6,6	-	-
	ICv	135-200	6,7	-	-
	eIC	200-270+	7,2	8,2	-
	Sandkeil		6,6	-	-
	Sandk. II		6,5	-	-
Muh 100	Ah	0-14	3,4	-	-
Wald	Ah-Bv	14-20	3,6	-	-
	Ael-Bv	20-50	4,0	-	-
	II Ael	50-60	3,9	-	-
	Ael+Bt	60-70	3,8	-	-
	Bt	70-120+	4,4	-	-
Dar 100	Ah	0-6	-	-	-
Wald	Bv	6-32	4	-	-
	II Ael	32-45	4,0	-	-
	Bt	45-90	3,7	-	-
	Bbt	90-120	3,9	-	-
	ICv1	120-180	4,5	-	-
	ICv2	180-220+	7	-	-
Dar 400	Ah	0-10	-	-	-
Wald	Bv	10-45	3,8	-	-
	II Ael	45-56	3,9	-	-
	Ael+Bt	56-80	3,8	-	-
	Bt	80-140	4,2	-	-
	eIC	140-180+	7,1	9,1	
Nek 200	Btv	0-50	5,3	-	-
Wald	II Sw-Ael	50-70	4,8	-	-
	Sd-Bt	70-110	5,3	-	-
	eICc	110-200+	7,1	10,1	
E 106	Ah	0-12	3,4	-	3,6
Wald	Ah-Bv	12-20	3,6	-	2,1
	Bv	20-40	3,8	-	1,0
	II Sw-	40-50	3,9	-	0,3
	Ael+Bt				
	Sd-Bt1	50-120	4,3	-	0,0
	Sd-Bt2	120-170	4,7	-	0,0

Anhang-Tabelle 5: pH-Werte und Gehalte an CaCO₃, C_{org}, Fe_o, Fe_d und Fe_t der Bodenprofile in M-V

Standort	Horizont	Tiefe [cm]	pH	CaCO ₃	C _{org}
			[CaCl ₂]	[%]	[Gew. %]
J2/5	Ah	0-12	3,6	-	3,3
Wald	Bv1	12-30	4,3	-	1,1
	Bv2	30-50	4,4	-	1,0
	II Bt+Ael	50-60	4,2	-	0,4
	Bt1	60-100	4,5	-	0,7
	Bt2	100-155	4,7	-	0,6
	elCc	155+	7,8	7,4	1,1
Len 2	Ah	0-14	3,4	-	-
Wald	Bv1	14-35	4,1	-	-
	Bv2	35-55	4,2	-	-
	II Bt+Ael	55-70	4,2	-	-
	Bt	70-100	4,2	-	-
	elCc	100-120	7,3	8,4	-
	III ICc	120-180+	7,7	6,8	-

Anhang-Tabelle 6: Hauptelementgehalte ausgewählter Bodenprofile in M-V

Profil	Horizont	Tiefe [cm]	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgC	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Σ	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / (Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)
			[%]													Mol-Verhältnis
M 9	Ap	0-15	74,1	0,33	4,2	1,2	0,02	0,2	0,4	0,6	1,4	0,1	18,1	100,6	30,3	22,7
Wald	Bv	15-40	87,0	0,36	4,7	1,3	0,02	0,3	0,4	0,7	1,6	0,1	4,0	100,4	31,5	23,7
	II Ael	40-55	89,5	0,33	4,8	1,2	0,02	0,4	0,4	0,7	1,7	0,0	1,4	100,4	31,6	24,4
	Bt	55-160+	85,8	0,35	6,1	2,1	0,03	0,6	0,4	0,6	1,8	0,1	2,6	100,3	23,8	16,9
M 10*	Ap	0-35	85,7	0,40	5,4	1,2	0,05	0,9	0,4	0,7	1,7	0,2	2,8	99,6	26,7	21,2
Acker (Pr. 1)	Bv	35-55	88,4	0,37	5,4	1,2	0,04	0,7	0,4	0,8	1,8	0,2	1,7	100,9	28,0	22,3
	II Ael	55-65	89,1	0,32	4,8	1,0	0,03	0,7	0,3	0,8	1,8	0,1	1,1	100,1	31,3	25,0
	Bt	65-100+	85,9	0,32	6,1	1,7	0,03	0,8	0,4	0,7	1,9	0,1	2,0	100,0	23,9	17,9
M 13*	Ap	0-25	87,9	0,34	5,1	1,3	0,05	0,8	0,4	0,7	1,7	0,3	3,6	102,1	29,3	22,6
Pferde- acker	Bv	25-50	88,3	0,37	5,2	1,3	0,05	0,7	0,3	0,7	1,7	0,3	2,6	101,6	28,7	22,3
	II Ael	50-60	87,8	0,39	5,6	1,3	0,04	0,8	0,3	0,8	1,9	0,1	1,5	100,5	26,8	20,9
	Bt	60-100	79,2	0,43	8,4	2,6	0,05	1,2	0,4	0,6	2,2	0,1	3,4	98,6	16,0	11,7
	Btv	100-120	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.			
	elC1	120-170	73,4	0,37	5,9	1,9	0,05	1,3	7,5	0,6	1,9	0,1	6,4	99,3	21,0	15,3
	elC2	170- 220+	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.			
M 17*	Ap	0-30	83,0	0,34	5,3	1,5	0,03	1,0	0,4	0,7	1,6	0,3	4,3	98,2	26,5	20,0
Grün- land	Bv	30-40	88,6	0,36	5,2	1,4	0,04	0,7	0,4	0,8	1,6	0,1	2,2	101,5	28,9	22,0
	Ael-Bv	40-50	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.			
	II Ael	50-75	89,4	0,34	4,7	0,9	0,03	0,7	0,3	0,8	1,8	0,1	0,9	100,1	32,1	26,0
	Ael+Bt	70-85	85,7	0,42	6,7	1,8	0,03	0,8	0,3	0,8	2,0	0,1	2,0	100,7	21,6	16,5
	Bt	85-140+	78,1	0,41	8,3	2,6	0,04	1,3	0,4	0,6	2,1	0,1	3,4	97,3	15,9	11,6
Bar 100	Ap	0-35	87,3	0,34	4,8	1,2	0,06	0,4	0,5	0,7	1,7	0,1	2,8	99,9	30,7	23,6
Acker	Bv	35-44	88,5	0,35	4,9	1,2	0,04	0,4	0,5	0,7	1,7	0,1	1,4	99,7	30,7	23,8
	II Ael+Bt	44-50	87,9	0,34	4,8	1,1	0,03	0,4	0,4	0,7	1,7	0,1	1,1	98,6	31,0	24,3
	Bt	50-110+	83,7	0,35	6,2	2,2	0,03	0,6	0,5	0,7	1,8	0,1	2,5	98,5	22,9	16,2
	Sandkeil		90,0	0,27	4,3	1,0	0,02	0,3	0,4	0,7	1,5	0,0	0,9	99,6	35,3	21,3
Bar 200*	Ap	0-30	84,8	0,40	6,0	1,5	0,05	0,9	0,6	0,7	1,9	0,2	2,6	99,7	24,0	18,5
Acker	II Ael+Bt	30-50	80,3	0,41	7,8	2,2	0,04	1,1	1,0	0,7	2,2	0,1	2,8	98,7	17,5	13,1
	Bt	50-135	78,1	0,44	8,7	2,6	0,03	1,3	0,5	0,6	2,3	0,1	3,2	97,8	15,3	11,2
	ICv	135-200	83,9	0,36	6,3	1,7	0,04	1,0	0,5	0,7	2,0	0,2	1,8	98,4	22,6	17,1
	elC	200- 270+	75,4	0,34	5,9	1,7	0,04	1,2	6,2	0,6	1,9	0,2	5,2	98,6	21,7	16,2
	Sandkeil		87,8	0,26	4,6	1,0	0,03	0,8	0,3	0,7	1,7	0,1	1,0	98,3	32,5	25,9
Muh 100*	Ah	0-14	81,4	0,41	5,6	1,2	0,04	1,0	0,3	0,6	1,8	0,2	7,7	100,3	24,7	19,6
Wald	Ah-Bv	14-20	88,3	0,41	5,4	1,2	0,05	0,7	0,3	0,8	1,8	0,2	3,3	102,3	27,7	21,8
	Ael-Bv	20-50	86,9	0,41	5,6	1,2	0,06	0,8	0,3	0,7	1,8	0,1	1,9	99,8	26,2	20,9
	II Ael	50-60	88,9	0,36	5,2	1,1	0,03	0,7	0,3	0,8	1,8	0,1	1,1	100,6	28,8	22,9
	Ael+Bt	60-70	86,5	0,40	6,6	1,8	0,04	0,7	0,3	0,8	2,0	0,1	2,3	101,6	22,1	16,7
	Bt	70-120+	77,8	0,46	8,8	2,8	0,04	1,3	0,4	0,6	2,2	0,1	3,6	98,1	15,1	10,9
Dar 400	Bv	10-45	89,8	0,34	4,7	1,1	0,05	0,3	0,4	0,7	1,6	0,1	1,9	100,9	32,6	25,3
Wald	II Ael	45-56	90,5	0,35	4,7	1,1	0,04	0,3	0,3	0,7	1,7	0,0	1,1	100,8	32,7	25,8
	Ael+Bt	56-80	87,4	0,35	5,9	1,7	0,03	0,5	0,4	0,7	1,8	0,1	2,1	101,0	25,3	18,8
	Bt	80-140	81,9	0,38	7,4	2,9	0,04	0,7	0,6	0,7	1,9	0,1	3,9	100,6	18,7	12,8
	elC	140- 180+	77,0	0,34	5,9	2,1	0,03	0,7	5,6	0,7	1,8	0,1	6,4	100,5	22,2	15,6

Anhang-Tabelle 6: Hauptelementgehalte ausgewählter Bodenprofile in M-V

Profil	Horizont	Tiefe [cm]	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Σ	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / (Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)
															Mol-Verhältnis	
[%]																
J2/5	Ah	0-12	88,2	0,31	4,2	1,2	0,03	0,3	0,4	0,7	1,4	0,1	4,1	100,8	35,9	26,7
Wald	Bv1	12-30	89,1	0,32	4,9	1,5	0,05	0,3	0,5	0,8	1,5	0,1	2,1	101,0	31,2	22,8
	Bv2	30-50	87,8	0,31	5,5	1,7	0,05	0,4	0,6	0,9	1,6	0,1	1,9	100,8	27,1	19,9
	II Bt+Ael	50-60	87,8	0,33	5,3	1,6	0,04	0,4	0,5	0,8	1,7	0,1	1,4	99,9	28,3	20,7
	Bt1	60-100	83,1	0,42	7,1	2,8	0,05	0,7	0,6	0,8	2,0	0,1	3,1	100,7	19,8	13,5
	Bt2	100-155	83,4	0,40	6,9	2,9	0,04	0,7	0,6	0,8	1,9	0,1	3,0	100,7	20,5	13,7
	elCc	155+	77,7	0,37	6,0	2,4	0,04	0,6	5,2	0,8	1,8	0,1	5,8	100,7	21,9	14,9
Len 2	Ah	0-14	90,6	0,26	3,3	0,7	0,01	0,1	0,3	0,5	1,3	0,0	3,5	100,6	47,1	37,9
Wald	Bv1	14-35	92,5	0,28	3,6	0,7	0,04	0,1	0,3	0,5	1,4	0,0	1,4	100,8	44,1	36,3
	Bv2	35-55	92,2	0,29	3,8	0,7	0,02	0,2	0,3	0,6	1,5	0,0	1,0	100,6	41,1	33,5
	II Bt+Ael	55-70	91,5	0,33	4,3	0,9	0,02	0,2	0,4	0,7	1,7	0,0	0,8	100,7	36,2	29,2
	Bt	70-100	84,4	0,41	6,5	2,4	0,03	0,5	0,5	0,7	1,9	0,1	3,1	100,5	22,0	15,2
	elCc	100-120	81,7	0,31	4,4	1,2	0,03	0,5	5,1	0,6	1,6	0,1	5,1	100,6	31,8	23,8
	III ICc	120- 180+	84,2	0,31	4,1	1,1	0,02	0,5	4,0	0,6	1,6	0,1	4,1	100,5	34,7	26,4

* Gehalte wurden an Pulverpresslingen bestimmt (siehe Kap. 2.2.5)

Die Bezugsgröße für die relative Anreicherung ist der Profildurchschnitt. Der Profildurchschnitt berechnet sich als Mittelwert des Gehaltes eines Elementes über alle Horizonte für das jeweilige Profil (KLINGER 1995, KLINGER & FIEDLER 1996).

Werte <1 charakterisieren Horizonte in denen die Elementkonzentration unterhalb des Profildurchschnittes liegen. Bei Werten >1 liegt die Elementkonzentration über dem Profildurchschnitt. Letztere sind in der Tabelle schwarz umrahmt.

Profil	Horizont	Tiefe [cm]	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
M 9 Wald	Ap	0-15	0,9	1,0	0,8	0,8	0,8	0,6	1,0	0,9	0,9	1,7
	Bv	15-40	1,0	1,1	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0
	II Ael	40-55	1,1	1,0	1,0	0,8	0,9	1,0	1,0	1,1	1,0	0,6
	Bt	55-160+	1,0	1,0	1,2	1,4	1,4	1,6	0,9	1,0	1,1	0,8
M 10* Acker (Pr. 1)	Ap	0-35	1,0	1,1	1,0	0,9	1,4	1,1	1,1	0,9	1,0	1,5
	Bv	35-55	1,0	1,1	1,0	0,9	1,0	0,9	1,0	1,1	1,0	0,9
	II Ael	55-65	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,9	0,9	1,0	1,0	0,7
	Bt	65-100+	1,0	0,9	1,1	1,3	0,9	1,1	1,0	0,9	1,0	0,9
M 13* Pferde- acker	Ap	0-25	1,1	0,9	0,8	0,8	1,1	0,8	0,2	1,0	0,9	1,6
	Bv	25-50	1,1	1,0	0,9	0,8	1,1	0,8	0,2	1,1	0,9	1,3
	II Ael	50-60	1,1	1,0	0,9	0,8	0,8	0,8	0,2	1,2	1,0	0,6
	Bt	60-100	1,0	1,1	1,4	1,6	1,0	1,2	0,2	0,9	1,2	0,7
	Btv	100-120										
	eIC1	120-170	0,9	1,0	1,0	1,1	1,0	1,4	4,2	0,9	1,0	0,7
eIC2	170-220+											
M 17* Grünland	Ap	0-30	1,0	0,9	0,9	0,9	1,0	1,1	1,0	0,9	0,9	1,8
	Bv	30-40	1,0	1,0	0,9	0,8	1,3	0,8	1,1	1,1	0,9	1,0
	Ael-Bv	40-50										
	II Ael	50-75	1,1	0,9	0,8	0,6	0,8	0,8	0,9	1,1	1,0	0,7
	Ael+Bt	70-85	1,0	1,1	1,1	1,1	0,9	0,9	0,9	1,1	1,1	0,7
	Bt	85-140+	0,9	1,1	1,4	1,6	1,0	1,4	1,1	0,8	1,2	0,8
Bar 100* Acker	Ap	0-35	1,0	1,0	1,0	0,9	1,6	0,9	1,1	1,0	1,0	1,8
	Bv	35-44	1,0	1,1	1,0	0,9	1,1	0,9	1,0	1,0	1,0	0,9
	II Ael+Bt	44-50	1,0	1,0	1,0	0,8	0,8	0,9	1,0	1,0	1,0	0,7
	Bt	50-110+	1,0	1,1	1,2	1,6	0,9	1,4	1,1	1,0	1,1	0,9
	Sandkeil		1,0	0,8	0,9	0,8	0,6	0,8	0,9	1,0	0,9	0,6
Bar 200* Acker	Ap	0-30	1,0	1,1	0,9	0,8	1,3	0,9	0,4	1,0	1,0	1,5
	II Ael+Bt	30-50	1,0	1,1	1,2	1,2	1,0	1,0	0,7	1,0	1,1	0,9
	Bt	50-135	1,0	1,2	1,3	1,5	0,9	1,2	0,3	0,9	1,1	0,8
	ICv	135-200	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	0,9	0,3	1,1	1,0	1,0
	eIC	200-270+	0,9	0,9	0,9	1,0	1,1	1,2	4,1	0,9	1,0	1,0
	Sandkeil		1,1	0,7	0,7	0,6	0,7	0,8	0,2	1,1	0,8	0,8

Anhang-Tabelle 7: Relative Anreicherung der Hauptelementgehalte in ausgewählten Bodenprofilen in M-V

Profil	Horizont	Tiefe [cm]										
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Muh 100*	Ah	0-14	1,0	1,0	0,9	0,8	0,8	1,1	1,0	0,8	0,9	1,5
Wald	Ah-Bv	14-20	1,0	1,0	0,9	0,8	1,1	0,8	0,9	1,1	0,9	1,1
	Ael-Bv	20-50	1,0	1,0	0,9	0,8	1,4	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0
	II Ael	50-60	1,0	0,9	0,8	0,7	0,7	0,8	0,9	1,1	1,0	0,7
	Ael+Bt	60-70	1,0	1,0	1,1	1,2	1,0	0,8	0,9	1,1	1,0	0,8
	Bt	70-120+	0,9	1,1	1,4	1,8	1,0	1,4	1,4	0,8	1,2	0,9
Dar 400	Bv	10-45	1,1	1,0	0,8	0,6	1,4	0,6	0,3	1,0	0,9	0,7
Wald	II Ael	45-56	1,2	1,0	0,8	0,5	1,1	0,4	0,1	1,0	1,0	0,3
	Ael+Bt	56-80	1,0	1,0	1,0	1,0	0,7	1,0	0,3	1,0	1,0	0,9
	Bt	80-140	1,0	1,1	1,3	1,6	1,0	1,5	0,4	1,0	1,1	1,5
	elC	140-180+	0,9	1,0	1,0	1,2	0,9	1,3	3,8	1,0	1,0	1,4
J2/5	Ah	0-12	1,0	0,9	0,7	0,6	0,8	0,5	0,3	0,8	0,8	1,2
Wald	Bv1	12-30	1,0	0,9	0,9	0,7	1,2	0,7	0,4	1,0	0,9	0,8
	Bv2	30-50	1,0	0,9	1,0	0,8	1,3	0,9	0,5	1,2	0,9	1,0
	II Bt+Ael	50-60	1,0	1,0	0,9	0,8	0,9	0,9	0,4	1,1	1,0	0,7
	Bt1	60-100	1,0	1,2	1,3	1,4	1,0	1,4	0,5	1,0	1,2	1,0
	Bt2	100-155	1,0	1,1	1,2	1,4	1,0	1,4	0,5	1,0	1,1	1,2
	elCc	155+	0,9	1,0	1,1	1,2	0,9	1,3	4,4	1,0	1,1	1,1
Len 2	Ah	0-14	1,0	0,8	0,8	0,6	0,5	0,4	0,2	0,8	0,8	0,9
Wald	Bv1	14-35	1,0	0,9	0,8	0,6	1,7	0,5	0,2	0,9	0,9	0,8
	Bv2	35-55	1,0	0,9	0,9	0,7	0,8	0,6	0,2	1,0	1,0	0,6
	II Bt+Ael	55-70	1,0	1,1	1,0	0,8	0,8	0,7	0,2	1,1	1,1	0,6
	Bt	70-100	1,0	1,3	1,5	2,2	1,1	1,7	0,3	1,2	1,2	1,3
	elCc	100-120	0,9	1,0	1,0	1,1	1,1	1,5	3,3	1,0	1,0	1,5
	III ICc	120-180+	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,6	2,6	1,0	1,0	1,4

Anhang-Tabelle 8: Spurenelementgehalte ausgewählter Bodenprofile in M-V

Profil	Horizont	Tiefe [cm]	Ba	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Pb	Rb	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr
			mg/kg																
M 9 Wald	Ap	0-15	247		24		27		5	7	5	45	52	74	7	23	14	30	293
	Bv	15-40	263		20		30		5	10	3	19	58	67	<3	23	11	21	311
	II Ael	40-55	291		21		26		3	8	3	14	59	67	<3	17	12	16	269
	Bt	55-160+	280		47		35		5	9	7	11	69	64	<3	19	16	27	235
M 10* Acker (Profil 1)	Ap	0-35	280	3,0		3	14	8			8	20							26
	Bv	35-55	283	0,3		3	13	5			4	10							20
	II Ael	55-65	261	2,0		5	10	3			5	10							15
	Bt	65-100+	260	0,7		6	14	13			10	11							27
M 13* Pferde- Acker	Ap	0-25	271	0,2		6	25	10			4	27							31
	Bv	25-50	281	2,0		5	19	7			5	19							28
	II Ael	50-60	295	1,0		7	13	4			5	10							24
	Bt	60-100	294	2,0		11	33	15			16	19							38
	Btv	100-120																	
	eIC1	120-170	243	1,0		7	28	13			11	8							27
M 17* Grün- land	Ap	0-30	259	0,3		4	11	5			8	21							25
	Bv	30-40	256	1,0		4	12	8			4	14							25
	Ael-Bv	40-50																	
	II Ael	50-75	287	0,9		5	8	5			2	11							12
	Ael+Bt	70-85	293	2,0		7	21	10			7	14							23
	Bt	85-140+	292	0,8		6	30	15			15	13							34
Bar 100* Acker	Ap	0-35	322		20		26		6	10	<3	21	63	81	<3	31	13	23	293
	Bv	35-44	280		17		27		5	11	<3	11	63	76	<3	20	13	15	287
	II Ael+Bt	44-50	261		25		29		3	10	<3	8	61	72	<3	18	13	17	274
	Bt	50-110+	286		42		40		6	10	8	15	68	69	<3	28	15	28	228
	Sandkeil		276		<10		23		5	10	<3	9	56	68	<3	<5	9	11	225
Bar 200* Acker	Ap	0-30	312	1,0		6	17	11			11	13							30
	II Ael+Bt	30-50	304	0,2		8	27	13			11	9							31
	Bt	50-135	292	-		9	29	14			17	16							37
	ICv	135-200	293	0,8		7	18	10			10	15							28
	eIC	200- 270+	243	0,1		7	25	10			14	7							27
	Sandkeil		241	-		4	9	6			4	13							16
Muh 100* Wald	Ah	0-14	257	-		3	15	6			11	33							22
	Ah-Bv	14-20	288	0,5		4	14	4			3	20							21
	Ael-Bv	20-50	302	0,6		6	15	4			6	12							17
	II Ael	50-60	303	0,3		7	13	7			3	12							18
	Ael+Bt	60-70	329	0,7		8	19	11			8	14							29
	Bt	70-120+	319	0,3		7	37	15			20	13							42
Dar 400 Wald	Bv	10-45	262		17		26		5	10	<3	13	61	68	<3	19	11	24	273
	II Ael	45-56	297		24		22		5	7	6	11	58	80	7	15	15	22	283
	Ael+Bt	56-80	312		27		30		5	9	5	15	69	70	<3	27	14	24	231
	Bt	80-140	294		32		36		4	8	8	10	66	116	<3	27	18	30	209
	eIC	140- 180+	294		32		35,6		4	8	9	10	66	116	<3	27	18	30	209

Anhang-Tabelle 8: Spurenelementgehalte ausgewählter Bodenprofile in M-V

Profil	Horizont	Tiefe [cm]	Ba	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Pb	Rb	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr
J2/5	Ah	0-12	258		14		22		5	10	4	23	60	61	<3	14	9	18	328
Wald	Bv1	12-30	240		32		24		6	10	3	18	57	74	<3	15	11	24	341
	Bv2	30-50	245		43		27		7	10	5	13	60	83	<3	23	11	28	323
	II Bt+Ael	50-60	305		41		31		6	10	6	16	62	74	<3	22	14	23	263
	Bt1	60-100	312		37		40		7	13	9	19	79	78	<3	38	23	40	267
	Bt2	100-155	279		44		36		7	10	10	15	73	79	5	39	21	52	264
	elCc	155+	287		31		34		5	11	8	16	68	119	5	34	16	33	242
Len 2	Ah	0-14	239		<10		18		4	5	4	20	45	63	6	9	10	20	285
Wald	Bv1	14-35	251		22		19		3	6	8	10	44	66	<3	<5	12	17	304
	Bv2	35-55	259		<10		18		3	6	6	7	47	72	6	<5	11	16	332
	II Bt+Ael	55-70	267		34		23		5	9	16	6	54	77	7	15	14	18	325
	Bt	70-100	289		58		42		8	10	16	17	69	85	9	40	23	34	339
	elCc	100-120	262		<10		24		4	8	7	8	51	111	7	17	18	22	305
	III lCc	120-180+	251		35		25		5	7	5	10	49	105	7	19	17	19	327

* Gehalte wurden an Pulverpresslingen bestimmt (siehe Kap. 2.2.5)

Die Bezugsgröße für die relative Anreicherung ist der Profildurchschnitt. Der Profildurchschnitt berechnet sich als Mittelwert des Gehaltes eines Elementes über alle Horizonte für das jeweilige Profil (KLINGER 1995, KLINGER & FIEDLER 1996).

Werte <1 charakterisieren Horizonte in denen die Elementkonzentration unterhalb des Profildurchschnittes liegen. Bei Werten >1 liegt die Elementkonzentration über dem Profildurchschnitt. Letztere sind in der Tabelle schwarz umrahmt.

Profil	Horizont	Tiefe [cm]	Ba	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Pb	Rb	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr
M 9 Wald	Ap	0-15	0,9		0,9		0,9		1,1	0,8	1,2	2,0	0,9	1,1		1,1	1,0	1,3	1,1
	Bv	15-40	1,0		0,7		1,0		1,2	1,2	0,6	0,8	1,0	1,0		1,1	0,8	0,9	1,1
	II Ael	40-55	1,1		0,8		0,9		0,6	0,9	0,7	0,6	1,0	1,0		0,8	0,9	0,7	1,0
	Bt	55-160+	1,0		1,7		1,2		1,1	1,1	1,5	0,5	1,2	0,9		0,9	1,2	1,2	0,8
M 10* Acker (Pr. 1)	Ap	0-35	1,0	2,0		0,7	1,1	1,1			1,2	1,6							1,2
	Bv	35-55	1,0	0,2		0,7	1,0	0,7			0,6	0,8							0,9
	II Ael	55-65	1,0	1,3		1,2	0,8	0,4			0,7	0,8							0,7
	Bt	65-100+	1,0	0,5		1,4	1,1	1,8			1,5	0,9							1,2
M 13* Pferde- acker	Ap	0-25	1,0	0,2		0,8	1,1	1,0			0,5	1,6							1,0
	Bv	25-50	1,0	1,6		0,7	0,8	0,7			0,6	1,1							0,9
	II Ael	50-60	1,1	0,8		1,0	0,6	0,4			0,6	0,6							0,8
	Bt	60-100	1,1	1,6		1,5	1,4	1,5			2,0	1,1							1,3
	Btv	100-120																	
	eIC1	120-170	0,9	0,8		1,0	1,2	1,3			1,3	0,5							0,9
eIC2	170-220+																		
M 17* Grünland	Ap	0-30	0,9	0,3		0,8	0,7	0,6			1,1	1,4							1,1
	Bv	30-40	0,9	1,0		0,8	0,7	0,9			0,6	1,0							1,1
	Ael-Bv	40-50																	
	II Ael	50-75	1,0	0,9		1,0	0,5	0,6			0,3	0,8							0,5
	Ael+Bt	70-85	1,1	2,0		1,3	1,3	1,2			1,0	1,0							1,0
	Bt	85-140+	1,1	0,8		1,2	1,8	1,7			2,1	0,9							1,4
Bar 100* Acker	Ap	0-35	1,1		0,8		0,9		1,0		1,6	1,0	1,1		1,3	1,0	1,2	1,1	
	Bv	35-44	1,0		0,7		0,9		1,1		0,9	1,0	1,0		0,8	1,0	0,8	1,1	
	II Ael+Bt	44-50	0,9		1,0		1,0		1,0		0,6	1,0	1,0		0,8	1,1	0,9	1,0	
	Bt	50-110+	1,0		1,6		1,4		1,0		1,2	1,1	0,9		1,2	1,2	1,5	0,9	
	Sandkeil		1,0				0,8		1,0		0,7	0,9	0,9			0,7	0,6	0,9	
Bar 200* Acker	Ap	0-30	1,1	1,9		0,9	0,8	1,0			1,0	1,1							1,1
	II Ael+Bt	30-50	1,1	0,4		1,2	1,3	1,2			1,0	0,7							1,1
	Bt	50-135	1,0			1,3	1,4	1,3			1,5	1,3							1,3
	ICv	135-200	1,0	1,5		1,0	0,9	0,9			0,9	1,2							1,0
	eIC	200-270+	0,9	0,2		1,0	1,2	0,9			1,3	0,6							1,0
	Sandkeil		0,9			0,6	0,4	0,6			0,4	1,1							0,6

Anhang-Tabelle 9: Relative Anreicherung der Spurenelementgehalte ausgewählter Bodenprofile in M-V

Profil	Horizont	Tiefe [cm]	Ba	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Pb	Rb	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr		
Muh 100*	Ah	0-14	0,9			0,5	0,8	0,8			1,3	1,9							0,9		
	Wald	Ah-Bv	14-20	1,0	1,0		0,7	0,7	0,5			0,4	1,2							0,8	
		Ael-Bv	20-50	1,0	1,3		1,0	0,8	0,5			0,7	0,7							0,7	
		II Ael	50-60	1,0	0,6		1,2	0,7	0,9			0,4	0,7							0,7	
		Ael+Bt	60-70	1,1	1,5		1,4	1,0	1,4			0,9	0,8							1,2	
		Bt	70-120+	1,1	0,6		1,2	2,0	1,9			2,4	0,8							1,7	
Dar 400	Bv	0-45	0,9		0,6		0,8			1,0	1,0	0,9	0,8			0,7	0,7	0,8	1,2		
	Wald	II Ael	45-56	1,0		0,8		0,7			0,8	0,9	0,9	1,0			0,6	0,9	0,8	1,2	
		Ael+Bt	56-80	1,1		0,9		1,0			1,0	1,2	1,0	0,8			1,1	0,9	0,9	1,0	
		Bt	80-140	1,0		1,4		1,3			1,2	1,0	1,1	0,9			1,3	1,5	1,3	0,9	
		eIC	140-180+	1,0		1,1		1,0			0,9	0,8	1,0	1,4			1,0	1,1	1,1	0,9	
J2/5	Ah	0-12	0,9		0,4		0,7			0,8	1,0	0,6	1,3	0,9	0,8		0,5	0,6	0,6	1,1	
	Wald	Bv1	12-30	0,9		0,9		0,8			1,0	1,0	0,5	1,0	0,9	0,9		0,6	0,7	0,8	1,2
		Bv2	30-50	0,9		1,2		0,9			1,2	0,9	0,8	0,7	0,9	1,0		0,9	0,7	0,9	1,1
		II Bt+Ael	50-60	1,1		1,2		1,0			0,9	0,9	1,0	0,9	0,9			0,8	0,9	0,8	0,9
		Bt1	60-100	1,1		1,2		1,2			1,4	1,2	1,2	1,2	1,2	0,7		1,1	1,4	1,2	1,1
		Bt2	100-155	1,0		1,3		1,2			1,1	0,9	1,5	0,9	1,1	1,0		1,5	1,4	1,7	0,9
		eICc	155+	1,0		0,9		1,1			0,9	1,0	1,2	1,0	1,0	1,5		1,3	1,1	1,1	0,8
	Len 2	Ah	0-14	0,9				0,7			0,9	0,7	0,5	1,8	0,9	0,8		0,5	0,7	1,0	0,9
Wald		Bv1	14-35	1,0		0,6		0,8			0,7	0,8	0,9	0,9	0,9	0,8			0,8	0,8	1,0
		Bv2	35-55	1,0				0,7			0,7	0,8	0,7	0,6	0,9	0,9			0,7	0,8	1,0
		II Bt+Ael	55-70	1,0		0,9		1,0			1,1	1,2	1,8	0,5	1,1	0,9		0,8	0,9	0,9	1,0
		Bt	70-100	1,2		1,7		1,7			1,6	1,4	3,2	1,7	1,4	0,8		2,1	1,4	1,8	1,0
		eICc	100-120	1,0		-		1,0			0,9	1,1	0,8	0,7	1,0	1,3		0,9	1,2	1,1	1,0
	III ICc	120-180+	1,0		0,9		1,0			1,1	1,0	0,6	0,9	1,0	1,3		1,0	1,1	0,9	1,0	

Anhang-Tabelle 10: Geochemische Indices

Profil	Horizont	Tiefe [cm]	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / (Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃) Mol-Verhältnis	Index A* nach KRONBERG & NESBITT (1981)	Index B**	Ba/Zr *10	Ti/Zr
M 9	Ap	0-15	30,3	22,7	0,97	0,44	8,4	6,7
Wald	Bv	15-40	31,5	23,7	0,97	0,43	8,4	7,0
	II Ael	40-55	31,6	24,4	0,97	0,43	10,8	7,4
	Bt	55-160+	23,8	16,9	0,96	0,37	11,9	9,0
M 10*	Ap	0-35	26,7	21,2	0,96	0,41		
Acker	Bv	35-55	28,0	22,3	0,97	0,43		
(Pr. 1)	II Ael	55-65	31,3	25,0	0,97	0,44		
	Bt	65-100+	23,9	17,9	0,96	0,39		
M 13*	Ap	0-25	29,3	22,6	0,97	0,42		
Pferde- acker	Bv	25-50	28,7	22,3	0,97	0,41		
	II Ael	50-60	26,8	20,9	0,96	0,42		
	Bt	60-100	16,0	11,7	0,94	0,33		
	Btv	100-120						
	eIC1	120-170	21,0	15,3	0,96	0,74		
eIC2	170-220+							
M 17*	Ap	0-30	26,5	20,0	0,96	0,39		
Grün- land	Bv	30-40	28,9	22,0	0,97	0,42		
	Ael-Bv	40-50						
	II Ael	50-75	32,1	26,0	0,97	0,45		
	Ael+Bt	70-85	21,6	16,5	0,96	0,37		
	Bt	85-140+	15,9	11,6	0,94	0,32		
Bar 100	Ap	0-35	30,7	23,6	0,97	0,44	11,0	7,0
Acker	Bv	35-44	30,7	23,8	0,97	0,44	9,7	7,3
	II Ael+Bt	44-50	31,0	24,3	0,97	0,44	9,5	7,5
	Bt	50-110+	22,9	16,2	0,96	0,39	12,5	9,1
	Sandkeil		35,3	21,3	0,97	0,45	12,3	7,1
Bar 200*	Ap	0-30	24,0	18,5	0,96	0,42		
Acker	II Ael+Bt	30-50	17,5	13,1	0,95	0,41		
	Bt	50-135	15,3	11,2	0,94	0,33		
	ICv	135-200	22,6	17,1	0,96	0,41		
	eIC	200-270+	21,7	16,2	0,96	0,71		
	Sandkeil		32,5	25,9	0,97	0,44		
Muh 100*	Ah	0-14	24,7	19,6	0,96	0,38		
Wald	Ah-Bv	14-20	27,7	21,8	0,97	0,40		
	Ael-Bv	20-50	26,2	20,9	0,96	0,40		
	II Ael	50-60	28,8	22,9	0,97	0,42		
	Ael+Bt	60-70	22,1	16,7	0,96	0,37		
	Bt	70-120+	15,1	10,9	0,94	0,32		
Dar 400	Bv	10-45	32,6	25,3	0,97	0,43	9,6	7,5
Wald	II Ael	45-56	32,7	25,8	0,97	0,43	10,5	9,0
	Ael+Bt	56-80	25,3	18,8	0,96	0,39	13,5	9,1
	Bt	80-140	18,7	12,8	0,95	0,37	13,5	10,5
	eIC	140-180+	22,2	15,6	0,96	0,69	13,5	9,8

Anhang-Tabelle 10: Geochemische Indices

Profil	Horizont	Tiefe [cm]	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / (Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)	Index A*	Index B**	Ba/Zr	Ba/Zr
					Mol-Verhältnis		*10	
J2/5	Ah	0-12	35,9	26,7	0,97	0,44	7,9	5,6
Wald	Bv1	12-30	31,2	22,8	0,97	0,43	7,0	5,6
	Bv2	30-50	27,1	19,9	0,97	0,43	7,6	5,8
	II Bt+Ael	50-60	28,3	20,7	0,97	0,44	11,6	7,6
	Bt1	60-100	19,8	13,5	0,95	0,38	11,7	9,3
	Bt2	100-155	20,5	13,7	0,95	0,40	10,5	9,1
	elCc	155+	21,9	14,9	0,96	0,68	11,9	9,0
Len 2	Ah	0-14	47,1	37,9	0,98	0,46	8,4	5,4
Wald	Bv1	14-35	44,1	36,3	0,98	0,45	8,3	5,4
	Bv2	35-55	41,1	33,5	0,98	0,45	7,8	5,2
	II Bt+Ael	55-70	36,2	29,2	0,97	0,46	8,2	6,1
	Bt	70-100	22,0	15,2	0,96	0,39	8,5	7,2
	elCc	100-120	31,8	23,8	0,97	0,73	8,6	6,1
	III ICc	120-180+	34,7	26,4	0,97	0,71	7,7	5,7

*Index A: $(\text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

**Index B: $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

Horizon ^a (depth cm)	Groundmass										Pedofeatures										
	Micromass ^b										Hydromorphic features ^c					Translocation features ^d					
	b-fabric										nodule		hypocoating			clay coating			infilling		cap st
	u	ms	ss	gs	s	c	t	n	a	gm	cc	vd	d	l	s-c	f	li-f	c	c-s	s-c	
M 10																					
Bv (37)	x	(x) ^e																			
Ael (47)	x	(x)		(x)																	
Ael (48)	x	(x)		(x)																	
Ael+Bt (56)	x	(x)		(x)																	
Ael+Bt (57)	x	(x)		(x)																	
Ael+Bt (60)	x	(x)		(x)																	
Bt (67)		x																			
Bt (80)		x	x																		
Bt (90)		x																			
Bar 100																					
Bv (43)	x			(x)																	
Bv (46)	x		(x)																		
II Ael+Bt (49)	x		(x)																		
II Ael+Bt (51)		(x)		(x)																	
II Ael+Bt (52)	x	x																			
II Bt (60)		(x)	(x)																		
II Bt+[sw] (64)	x			(x)																	
II Bt (81)		(x)	(x)																		
II Bt (83)			x	(x)																	
II Bt+[sw] (90)	x		(x)																		
Bar 200																					
II Bt+[sw] (47)	x	(x)		(x)																	
II Bt+[sw] (56)	x	(x)																			
[sw] (65)		(x)		(x)																	
II Bt (66)		(x)		(x)																	
II Bt+[sw] (75)		(x)	(x)																		
II Bt+[sw] (90)		(x)																			
II Bt (96)		(x)		(x)																	
II Bt+[sw] (119)			x	x																	
ICv (145)			x	x																	
eICc (152)																					
E 106																					
Bv (36)	x		(x)	(x)																	
II Ael-Sw+Sd-Bt (41)	x																				
II Ael-Sw+Sd-Bt (47)		(x)	(x)																		
II Ael-Sw/Sd-Bt (58-68)	x		(x)	(x)																	
II Sd-Bt1 (57)		x	x		(x)																
II Sd-Bt1 (59)			(x)	(x)																	
II Sd-Bt1 (75)		x	x		(x)																
II Sd-Bt1 (88)		x	x		(x)																
II Sd-Bt1 (113)		x	x		(x)																

^a sw = sand wedge

^b u = undifferentiated, ms = mosaic speckled, pms = partly mosaic speckled, ss = stipple speckled, pss = partly stipple speckled, gs = granostriated, pgs = partly granostriated, s = striated

^c t = typical, n = nucleic, a = aggregate; gm = groundmass, cc = clay coating

^d vd = very dusty, d = dusty, li = limpid, s-c = silt-clay, f = fragment; li-f = limpid fragment; c = clay, c-s = clay-silt, s-c = silt-clay; cap = capping, st = Bt-streak

^e (x) = occurring partly

Horizon ^a (depth cm)	Groundmass						Pedofeatures														
	Micromass ^b b-fabric						Hydromorphic features ^c nodule hypocoating				Translocation features ^d clay coating infilling cap st										
	u	ms	ss	gs	s	c	t	n	a	gm	cc	vd	d	l	s-c	f	li-f	c	c-s	s-c	
J 2/5																					
Bv (36)	x					(x) ^e				x	x										(x)
II Bt+Ael (56)	x					(x)				x	x										x
II Bt+Ael/Bt (61-71)	x	(x)		x	(x)					x	x			x	x	x				x	x
II Bt (82)		(x)		x	(x)					x	x			x	x	x				x	x
II Bt (93)		x		(x)	(x)					x	x			x	x	x				x	
II Bt (106)		x		(x)						x	x			x	x	x				x	
II Bt (130)				x	x					x				x	x	x					
elCc (157)				(x)										x							
Len 2																					
Bv2 (34-44)	x	(x)				(x)															(x) x
II Ael+Bt (59)	x	(x)		(x)						x				x	x	x				x	x
II Bt (65-75)		x			x					x	(x)			x	x	x				x	
II Bt (72)		x			(x)									x	x					x	
II Bt (80)	(x)	x		(x)						x	x	x									x
II Bt/elCc (94)		x		x	x									x	x					x	x
II Bt (108)	(x)	x									x	x		x	x						
III elCc (106)				(x)	(x)																x
Len 4																					
ICv (86)		(x)																			
II Ael (98)		x		(x)																	x x
II/III Ael+Bt (102-112)	(x)	x		x	(x)									x	x	x				x	x
III Bt (122)		(x)		(x)	x									(x)	x						
III elCc (142)				(x)		(x)															x

^a sw = sand wedge

^b u = undifferentiated, ms = mosaic speckled, ss = stipple speckled, gs = granostriated, s = striated; c = crystallitic

^c t = typical, n = nucleic, a = aggregate; gm = groundmass, cc = clay coating

^d vd = very dusty, d = dusty, li = limpid, s-c = silt-clay, f = fragment; li-f = limpid fragment; c = clay, c-s = clay-silt, s-c = silt-clay; cap = capping, st = Bt-streak

^e (x) = occurring partly

LUNG Geologischer Dienst M-V			Formblatt 1 TGL 25 232 Blatt 5				
Zählprotokoll einer Einzelprobe							
Bohrung / Aufschluß: Schurf Lenzen 1/00			Len 4		Mtbl.-Nr. 2451		
Teufe: 1,5 m					(= m über Basis des GM-Horizontes)		
Probenart: Schurf					Probenzustand:		
Lithologie: GM					Masse des Aufgabegutes: 5 kg		
Untersuchte Fraktion: 4 - 10 mm					Probenehmer und Datum: Krienke, 24.7.00		
Probennummer: Kr. / 2000							
Gruppe	Stück	%	Untergruppe und ergänzende Bemerkungen				
NK	69	34,8					
PK	70	35,4					
PS	5	2,5					
D	0	0					
F	3	1,5					
MK	3	1,5					
S	21	10,6					
O	22	11,1					
SO	5	2,5					
Summe	198		Allgemeine Bemerkungen:				
XY							
NB	Fe: 3						
G/k	40,2						
Quotienten		Ffr - PS - PK - Werte					
NK/PS	13,8		Stück	%		Stück	%
NK/D		Ffr	3	3,8	Ffr • 10	30	20,0
NK/PK	0,99	PS	5	6,4	PS • 10	50	33,3
Ffr/PK	0,04	PK	70	89,7	PK	70	46,7
F/NK		Summe	78			150	
PK _{gr} /PK _r + sz	7,8	Stratigraphische Einstufung: W 3					
PK + D/S	3,3						
PK + D/PS + S	2,7						

LUNG Geologischer Dienst M-V			Formblatt 1 TGL 25 232 Blatt 5				
Zählprotokoll einer Einzelprobe							
Bohrung / Aufschluß: Schurf Lenzen 2/00			Len 5		Mtbl.-Nr. 2451		
Teufe: 1,5 m					(= m über Basis des GM-Horizontes)		
Probenart: Schurf					Probenzustand:		
Lithologie: GM					Masse des Aufgabegutes: 5 kg		
Untersuchte Fraktion: 4 - 10 mm					Probenehmer und Datum: Krienke, 24. 7. 00		
Probennummer: Kr. / 2000							
Gruppe	Stück	%	Untergruppe und ergänzende Bemerkungen				
NK	48	29,3					
PK	90	43,2	3 r				
PS	5	2,4					
D	0	0					
F	1	0,6	fr				
MK	4	2,4	3 Kd. 1 Kdv				
S	10	6,1					
O	1	0,6					
SO	5	3,0	1 Fe. 2 Ph. 2 Schluffstein. ggr				
Summe	164		Allgemeine Bemerkungen:				
XY							
NB	23 ca. 1 fe						
G/kg	37,6						
Quotienten		Ffr - PS - PK - Werte					
NK/PS	9,6		Stück	%		Stück	%
NK/D		Ffr	1	1,0	Ffr • 10	10	6,7
NK/PK	0,53	PS	5	5,2	PS • 10	50	33,3
Ffr/PK	0,01	PK	90	93,8	PK	90	60,0
F/NK		Summe	96			150	
PK _{gr} /PK _r + sz	29,0	Stratigraphische Einstufung: (TGL: S 2) W 3					
PK + D/S	9,0						
PK + D/PS + S	6,0						

13a: Korngrößen und bodenchemische Kenndaten von Profil Mie 1

Horizont	Tiefe [cm]	P.-tiefe [cm]	Korngrößenverteilung											Bodenchemische Kenndaten		
			T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	S	U	T	B.-art [KA 4]	pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [%]	KAK [mval/100g]
Aeh	0-12	2-7	11,8	3,1	10,0	14,9	28,0	24,9	7,2	60	28	12	Sl3	3,1	-	19,7
Bv	12-47	15-29	11,1	3,8	9,7	15,9	30,3	22,8	6,4	60	29	11	Sl3	3,4	-	13,6
		35-40	11,1	3,0	9,9	15,6	29,1	22,7	8,6	60	29	11	Sl3	4,0	-	8,7
Ael-Bv	47-55	48-54	9,8	3,6	9,6	14,8	28,2	24,5	9,6	62	28	10	Sl3	4,2	-	6,2
Bt+Sw-Ael	55-66	54-66	7,1	3,9	8,5	15,6	31,5	26,1	7,3	65	28	7	Su3	4,1	-	4,5
II Sd-Bt	66-85	70-80	19,2	6,0	8,2	15,6	29,4	15,6	6,0	51	30	19	Ls4	n.b.	n.b.	n.b.
Bt-Sd	85-116	100-105	18,3	5,4	9,6	13,6	29,8	18,9	4,4	53	29	18	Ls4	4,6	-	14,1
Sd	116-147	130-135	18,2	5,6	8,9	12,4	28,9	20,2	5,7	55	27	18	Ls4	5,5	-	13,1
Sd-lCv	147-180+	150-155	18,3	6,8	4,4	20,1	26,0	17,4	7,1	51	31	18	Ls3	6,2	-	11,9
		180-190	14,2	2,8	9,5	14,4	28,6	24,2	6,4	59	27	14	Sl4	7,4	-	9,7

13b: Ausgewählte mikromorphologische Charakteristika von Profil Mie 1

Horizon (depth cm)	Groundmass						Pedofeatures														
	Micromass ^a						Hydromorphic features ^b				Translocation features ^c										
	b-fabric						nodule	hypocoating			clay coating			infilling			cap	st			
	u	ms	ss	gs	s	c	t	n	a	gm	cc	vd	d	l	s-c	f	li-f	c	c-s	s-c	
Bv (33)	x		(x) ^d		(x)						x										
Ael-Bv (52)	x			(x)	(x)						x										
Bt+Sw-Ael (63)	x		(x)	(x)	(x)																
	(64-74)	x		(x)		(x)															
Sd-Bt (81)		x																			

^a u = undifferentiated, ms = mosaic speckled, ss = stipple speckled, gs = granostriated, s = striated; c = crystallitic

^b t = typical, n = nucleic, a = aggregate; gm = groundmass, cc = clay coating

^c vd = very dusty, d = dusty, li = limpid, s-c = silt-clay, f = fragment; li-f = limpid fragment; c = clay, c-s = clay-silt, s-c = silt-clay; cap = capping, st = Bt-streak

^d (x) = occurring partly

14a: Korngrößen und bodenchemische Kenndaten von Profil 2420213, die freundlicherweise von Dipl. agr. Ing. A. BAURIEGEL (LGR Brandenburg) zur Verfügung gestellt wurden. Für Profil 2420184 existieren noch keine Analysedaten

Horizont	Tiefe [cm]	Korngrößenverteilung										Quotienten		Bodenchemische Kenndaten		
		T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	T	U	S	B.-art [KA 4]	fS/mS	(gU+fS)/(mS+gS)	pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [%]
rAp1	0-20	7,4	1,5	2,7	3,5	35,7	44,2	5,0	7,4	7,7	84,9	Su2	1,2	0,8	4,2	n.b.
rAp2	20-40	8,4	2,1	4,2	6,0	37,9	36,9	4,4	8,4	12,3	79,2	Su2	1,0	1,1	5,0	n.b.
Bv	40-50	7,8	2,9	5,4	5,3	37,0	35,5	6,0	7,8	13,6	78,5	Su2	1,0	1,0	5,1	n.b.
Bv-Ael	50-70	6,2	2,4	6,8	9,5	34,6	35,0	5,6	6,2	18,7	75,2	Su2	1,0	1,1	4,7	n.b.
Ael	70-105	5,9	2,7	4,3	4,0	37,9	38,8	6,3	5,9	11,0	83,0	Su2	1,0	0,9	4,6	n.b.
II Ael+Bt	105-125	17,8	3,3	5,7	4,0	31,8	31,9	5,6	17,8	13,0	69,3	Sl4	1,0	1,0	5,9	n.b.
Bt	125-160	21,4	5,3	7,0	4,7	28,5	27,0	6,0	21,4	17,0	61,5	Ls3	0,9	1,0	7,5**	1,9**
elCc	160-200+	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.				Sl3*			7,9	7,2

* Fingerprobe; ** Verunreinigungen durch C-Material

14b: Ausgewählte mikromorphologische Charakteristika von Profil Horstfelde (Profil 2420184) und Profil Thyrow (Profil 2420213)

Horizon (depth cm)	Groundmass						Pedofeatures														
	Micromass ^a						Hydromorphic features ^b				Translocation features ^c										
	b-fabric						nodule		hypocoating		clay coating			infilling			cap	st			
	u	ms	ss	gs	s	c	t	n	a	gm	cc	vd	d	l	s-c	f	li-f	c	c-s	s-c	
Hor (2420184)																					
Bv (35)	x	(x) ^d	x	x																	x
Ael+Bt/Bt (46-56)	x	x				x			x			x	x	x	x	x	x				x
Bt (66)		x		x			x			x			x	x							x
Bt (76)		x	x	x			x		x				x	x							x
Bt (85)		x		x	x				x	x	x		x	x							
Bt (98)		x		x			x		x				x	x	x						x
Bv (113)		x	x	x			x			x			x	x					x		x
Bv (137)			x	x				x	x	x											
ilCv/Bt-Band		x		x					x				x	x							
Thy (2420213)																					
Bv (56)		x						x		x											(x)
Bv-Ael (68)		x	(x)							x			x								x
Ael mit Bt-Schmitze (80)		x		(x)					x	x			x	x		x	x				x
Ael-/Bt-Grenze (88)		x	x	x	x			x		x			x	x		x	x				x
Ael+Bt (87-97)		x		x	x			x		x	x		x	x	x		x				x
Bt (103)		x	x						x	x			x	x	x	(x)	(x)				x
Bt (116)		x				x			x	x			x	x							x
Übergang Bt/elCc (137)			x			x	x		x						x						

^a u = undifferentiated, ms = mosaic speckled, ss = stipple speckled, gs = granostriated, s = striated; c = crystallitic

^b t = typical, n = nucleic, a = aggregate; gm = groundmass, cc = clay coating

^c vd = very dusty, d = dusty, li = limpid, s-c = silt-clay, f = fragment; li-f = limpid fragment; c = clay, c-s = clay-silt, s-c = silt-clay; cap = capping, st = Bt-streak

^d (x) = occurring partly

15a: Korngrößenverteilung von Profil 5B (aus KÖSEL 1996: 140)

Horizont	Tiefe [cm]	Kies Gew.-[%]	Korngrößenverteilung										Quotienten		
			T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	S	U	T	B.-art	fS/mS	(gU+fS)/ (mS+gS)
			[%]										[KA 4]		
Ah	0-4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	Uls*			
Al-Bv	4-30	6	16,6	8,1	16,8	31,9	18,0	7,2	1,4	27	57	17	Uls	0,4	5,8
II Btv	30-50	8	16,2	7,6	15,5	30,0	18,5	8,6	3,6	31	53	16	Uls	0,5	4,0
III Btv-fAh	50-70	1	17,2	8,5	18,1	37,0	14,4	4,1	0,8	19	64	17	Lu	0,3	10,5
III fS-Btv	70-85	1	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.				Lu*		
III Btv	85-105	1	24,3	7,8	17,1	35,6	11,5	2,9	0,8	15	61	24	Lu	0,3	12,7
IV Bvt	105-135	1	22,7	6,5	12,1	31,3	21,5	5,5	0,4	27	50	23	Lsu	0,3	8,9

*Fingerprobe

15b: Ausgewählte mikromorphologische Charakteristika von Profil 5B (Winterstettenstadt) und Profil Mut (Muttensweiler)

Horizon (depth cm)	Groundmass										Pedofeatures									
	Micromassa ^a					Hydromorphic features ^b					Translocation features ^c									
	b-fabric					nodule hypocoating					clay coating					infilling cap st				
	u	ms	ss	gs	s	c	t	n	a	gm	cc	vd	d	l	s-c	f	li-f	c	c-s	s-c
5B																				
Al-Bv (20)	x						x													
II Btv (38)	x		(x) ^d				x	x		x		x								
III Btv-fAh (60)	x		x				x		x			x								
III fS-Btv (72)			(x)	(x)	(x)		x					x	x	x						
III Btv (80)			x	x	(x)		x		x			x	x	x						x
Mut																				
Bv1 (16)	x						x													
Bv1 (27)	x		(x) ^d				x													
Bv2 (36)	x		x					x												
Bv/II fAh (47)	x		(x)				x					x					x			x
Bv/II fAh (52)	x		(x)				x					x					x			x
II fAh (57)	x		x				x					x	x							x
II fAh (66)	x		x					x				x	x							x
II fAh/Sw (70)			x				x	x				x	x				x			x
II fAh-hell (74)	x		x				x					x	x				x			x
III fSw (80)			x				x					x	x				x			x
II fAh/Sw/Btv (74-84)		x			x		x		x	x		x	x				x			x
III Bt (92)			x		x			x				x	x				x			x
III Bt (104)			x				x					x	x				x			x
III Bt (114)		x	x					x				x	x				x			x

^a u = undifferentiated, ms = mosaic speckled, ss = stipple speckled, gs = granostriated, s = striated; c = crystallitic

^b t = typical, n = nucleic, a = aggregate; gm = groundmass, cc = clay coating

^c vd = very dusty, d = dusty, li = limpid, s-c = silt-clay, f = fragment; li-f = limpid fragment; c = clay, c-s = clay-silt, s-c = silt-clay; cap = capping, st = Bt-streak

^d (x) = occurring partly

16a: Korngrößen und bodenchemische Kenndaten von Profil KA 51 bei Karsdorf, die freundlicherweise von Dipl. Geol. W. KAINZ (GLA Sachsen-Anhalt) zur Verfügung gestellt wurden. Für KA 96 existieren noch keine Analysedaten

Horizont	Tiefe [cm]	Korngrößenverteilung							Quotienten			Bodenchemische Kenndaten				
		T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	T	U	S	B.-art [KA 4]	fS/mS	(gU+fS)/(mS+gS)	pH	CaCO ₃ [%]
rAp	0-20	7	9	23	53	4	3	1	7	75	8	Uu	0,8	14,3	7,6	8,3
Ael-Bv	20-40	9	8	24	52	3	3	1	9	74	7	Ut2	1,0	13,8	7,6	0,2
Bt+Ael	40-50	14	6	22	51	3	3	1	14	79	7	Ut3	1,0	13,5	7,5	0
II Ael+Bt	50-70	26	5	15	44	5	4	1	26	64	10	Lu	0,8	9,8	n.b.	n.b.
Bt	70-105	25	4	10	49	6	6	0	25	63	12	Lu	1,0	9,2	n.b.	n.b.
III Bv-ICc	105-125	13	7	16	59	3	2	0	13	82	5	Ut3	0,7	31,0	7,5	9,1
ICc	125-160	15	6	22	52	3	2	0	15	80	5	Ut3	0,7	27,5	7,8	10,7
Sg-ICc	160-200+	12	6	17	56	6	2	1	12	79	9	Ut3	0,3	20,7	7,9	n.b.

16b: Ausgewählte mikromorphologische Charakteristika der Profile KA 51 (Karsdorf) und KA 96 (Hakel)

Horizon (depth cm)	Groundmass										Pedofeatures										
	Micromassa ^a b-fabric					Hydromorphic features ^b nodule					Translocation features ^c clay coating					infilling cap st					
	u	ms	ss	gs	s	c	t	n	a	gm	cc	vd	d	l	s-c	f	li-f	c	c-s	s-c	
KA 51																					
Ael-Bv (29)	x	(x) ^d		(x)						x						x				x	
Ael-Bv (39)	x	x								x	x		x	x		x					
Bt+Ael/II Ael+Bt (49)				x	(x)					x			x	x		x	x			x	
II Ael+Bt (53)			x	x	(x)					x			x	x		x				x	
II Ael+Bt (57)	(x)			x	(x)					x			x	x		x				x	
II Ael+Bt (64)	x	x	x							x			x	x		x				x	
II Ael+Bt (56-66)	x	(x)		(x)						x			x	x		x				x	
II Bt (69)		(x)	x	(x)						x			x	x		x				x	
II Bt (87)		(x)		(x)							x		x	x		x				x	
II Bt (101)				(x)	x					x			x	x		x				x	
III Bv-/ICc (116)		(x)				x				x										x	
III ICc-Steinsohle (127)						x		x													
III ICc (137)						x					x										
III Sg-ICc (190)				(x)		x		x													
KA 96																					
Bv (18)	x	(x) ^d								x						x					
Bv/Ael (21)	x	x		(x)						x						x				x	
Ael (32)	x	x	x							x						x	x				
Ael (35)	(x)	x	x	(x)						x						x	x				
Bv+Ael+Bt (25-35)	(x)		x							x						x	x			x	
Bt+Ael (39)	(x)			(x)	x					x						x					
Bt+Ael/Bt (43)			x	x						x						x				x	
Bt (51)	(x)			x	x					x						x	x			(x)	
Bt (59)			x	x						x						x	x			x	
II Bt (69)				x						x						x				x	
II Bt/III ICc (79)			x	x		x			(x)							x				x	
III ICc (96)			x			x										x				x	

^a u = undifferentiated, ms = mosaic speckled, ss = stipple speckled, gs = granostriated, s = striated; c = crystallitic

^b t = typical, n = nucleic, a = aggregate; gm = groundmass, cc = clay coating

^c vd = very dusty, d = dusty, li = limpid, s-c = silt-clay, f = fragment; li-f = limpid fragment; c = clay, c-s = clay-silt, s-c = silt-clay; cap = capping, st = Bt-streak

^d (x) = occurring partly

17a: Korngrößen des Profils im Steinbruch der Dyckerhoff AG (freundlicherweise von Prof. Dr. A. SEMMEL zur Verfügung gestellt)

Horizont	Tiefe [cm]	Korngrößenverteilung							Quotienten					
		T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	T	U	S	B.-art	fS/mS	(gU+fS)/ (mS+gS)
		[%]							[KA 4]					
Al	20,1	5,9	16,8	40,1	9,0	5,8	2,3	20	63	17	Lu	0,6	6,1	
Bt	30,7	8,7	15,7	27,0	8,9	5,0	4,0	31	51	18	Tu3	0,6	4,0	
II fBt	31,7	10,1	17,3	31,5	7,0	2,1	0,4	32	59	10	Tu3	0,3	15,4	
II I Bt-fAxh	21,0	17,4	21,9	28,7	8,5	2,2	0,4	21	68	11	Ut4	0,3	14,3	
ICv1	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.							
ICv2	7,2	10,9	25,3	48,7	4,8	2,0	1,1	7	85	8	Uu	0,4	17,3	
IV fBt	20,5	8,7	23,1	43,2	3,2	0,9	0,5	21	75	5	Ut4	0,3	33,1	
IV fBtv	20,7	6,4	22,2	46,7	3,6	0,4	0,0	21	75	4	Ut4	0,1	125,8	
IV ICc	14,4	6,7	22,4	50,9	12,7	0,5	0,0	14	80	13	Ut3	0,0	127,2	

17b: Ausgewählte mikromorphologische Charakteristika des Dyckerhoff-Profiles

Horizon (depth cm)	Groundmass						Pedofeatures													
	Micromass ^a						Hydromorphic features ^b				Translocation features ^c									
	b-fabric						nodule		hypocoating		clay coating		infilling		cap	st				
	u	ms	ss	gs	s	c	t	n	a	gm	cc	vd	d	l	s-c	f	li-f	c	c-s	s-c
Dyc																				
M(-Al) (56)			x						x			x						x	x	
M(-Al) (67)			x						x						(x)			(x)		
M(-Bt) (78)	x			x					x	x					(x)			x		
M(-Al-Bt) (89)			x						x				x					(x)		
M(-Al-Bt) (103)			x		x				x				x	x						
M(-Al-Bt) (113)			x						x				x					x	x	
II M-Bt (134)			x						x	x	x		x	x						x
M-Bt (154)			x						x		x		x	x						x
III fAxh (169)			x						x					x						x
fAxh (181)			x						x		x			x						x
fAxh (195)			x						x					x						x
fICv1 (210)			x						x	x					(x)					x
fICv2 (fAl?) (216)			x						x				x	x	(x)			x	x	
fICv2/fBt(224-235)			x	(x)					x	x	x		x	x	x			x	(x)	
IV fBt (248)			x						x	x	x	x		x	x	x		x	x	
fBt (258)	x		x						x		x	x		x	x			x		x
fBt (273)			x		x				x	x				(x)	x			x	x	
fBt (287)			x						x	x	x			x	x					
fBtv (300)			x						x	x	x			x	x					
fBtv (314)			x		x				x	x	x			x						(x)
fBtv (325)			x						x	x	x			x						
fA(x)h (?) (355)			x						x					x						
ICc (370)														x						
ICc (393)														x						

^a u = undifferentiated, ms = mosaic speckled, ss = stipple speckled, gs = granostriated, s = striated; c = crystallitic

^b t = typical, n = nucleic, a = aggregate; gm = groundmass, cc = clay coating

^c vd = very dusty, d = dusty, li = limpid, s-c = silt-clay, f = fragment; li-f = limpid fragment; c = clay, c-s = clay-silt, s-c = silt-clay; cap = capping, st = Bt-streak

^d (x) = occurring partly

Parameter der Dosisleistungsberechnung, Ergebnisse der Paläodosismetrisierung und resultierende OSL-Modellalter (von A. HILGERS, Geographisches Institut, Universität Köln)

Labor-Nr.	Probe	Uran (ppm)	Thorium (ppm)	Kalium (%)	Wassergehalt ¹ (Gew.-%)	Tiefe u. GOK (m)	Dosisleistung ² (Gy ka ⁻¹)	Paläodosismetrisierung		OSL-Alter (ka) ²	OSL-Alter (ka) ²	Max. Altersbereich unter Annahme schwankender H ₂ O-Gehalte ⁴	
								MAA ³	MAR ³				
C-L1028	DD1	2,78±0,31	13,3±0,7	2,37±0,12	20,2	0,58	4,63±0,31	18,0±4,2	20,8±4,8	3,89±0,94	4,50±1,08	2,8-5,3	3,2-6,1
C-L1029	DD2	2,39±0,26	14,1±0,7	2,42±0,12	19,6	1,00	4,62±0,30	24,9±2,7	22,1±6,3	5,40±0,67	4,79±1,40	4,5-6,7	3,2-6,8
C-L1030	DD3	2,20±0,24	14,7±0,7	2,66±0,13	22,5	1,48	4,66±0,29	33,6±3,3	29,6±2,6	7,21±0,83	6,35±0,68	5,9-8,6	5,3-7,5
C-L1031	DD4	1,98±0,30	15,5±0,8	2,94±0,15	26,0	1,80	4,72±0,29	39,8±5,0	42,6±2,9	8,42±1,18	9,02±0,83	6,5-10,0	7,4-10,2
C-L1032	DD5	2,10±0,23	15,4±0,8	2,63±0,13	30,7	2,15	4,32±0,27	53,9±5,6	28,3±3,1	12,5±1,5	6,55±0,82	9,4-14,0	4,9-7,4
C-L1033	DD6	3,14±0,25	13,3±0,7	2,35±0,12	23,0	2,35	4,58±0,30	43,7±4,5	38,0±3,5	9,56±1,16	8,30±0,94	7,7-11,4	6,8-9,9
C-L1034	DD7	3,02±0,24	13,2±0,7	2,02±0,10	21,5	2,50	3,26±0,12	SAR ³ -Quarz: 42,9±2,0	SAR ³ -Quarz: 42,9±2,0	SAR ³ -Quarz: 13,2±0,8	SAR ³ -Quarz: 13,2±0,8	SAR ³ -Quarz: 11,5-14,8	SAR ³ -Quarz: 11,5-14,8
C-L1035	DD8	2,75±0,30	12,8±0,6	1,96±0,12	24,2	3,50	4,32±0,30	k. A.	61,3±7,3	k. A.	14,2±2,0	k. A.	11,5-17,5
C-L1036	DD9	2,81±0,31	10,9±0,5	1,94±0,12	22,5	3,80	3,02±0,11	SAR ³ -Quarz: 47,8±2,2	SAR ³ -Quarz: 47,8±2,2	SAR ³ -Quarz: 15,8±0,9	SAR ³ -Quarz: 15,8±0,9	SAR ³ -Quarz: 14,0-18,1	SAR ³ -Quarz: 14,0-18,1
C-L1038	DD10	3,09±0,25	13,0±0,7	1,56±0,12	19,3	5,40	4,00±0,28	k. A.	58,4±3,8	k. A.	14,6±1,4	k. A.	12,0-16,9
C-L1039	DD11	3,31±0,26	11,5±0,6	1,57±0,13	17,5	6,20	3,87±0,28	57,8±9,7	59,6±2,4	15,0±1,7	15,4±1,3	12,3-17,8	13,1-17,8
C-L1040	DD12	2,80±0,31	10,6±0,5	1,39±0,11	16,1	6,57	3,99±0,31	77,2±6,2	77,0±3,3	19,3±2,1	19,3±1,7	16,4-23,8	16,8-23,2
C-L1041	DD13	2,87±0,32	11,3±0,6	1,33±0,11	20,1	7,45	3,99±0,31	95,2±6,7	---	23,9±2,5	---	20,8-29,7	---
							3,58±0,29	k. A.	---	k. A.	---	k. A.	---
							3,60±0,34	---	185±16	---	51,5±6,5	---	42,7-63,7

¹Aktueller Wassergehalt zum Zeitpunkt der Probenahme im April 2001























²Berechnung der Dosisleistung unter Berücksichtigung der aktuellen Bodenfeuchte und der Entnahmetiefe

³MAA: Multiple-Aliquot Verfahren, Additive Bestrahlungstechnik; MAR: Multiple-Aliquot Verfahren, Regenerative Bestrahlungstechnik, SAR: Single-Aliquot Verfahren für Quarz der Grobkornfraktion (hier 100-200 µm), Regenerative Bestrahlungstechnik

⁴Angabe des Minimal- und Maximalalters infolge der Berechnung der Modellalter unter der Berücksichtigung einer Variation der Bodenfeuchte von 15-30 Gew.-%

---= keine Messung

k. A. = keine Angabe: keine Berechnung möglich

	Mull		Wurzelbahnen
	Moder		Holzkohlebruchstücke
	Ap		Carbonatkonkretionen
	Bv		sekundäre diffuse Carbonatausfällungen
	Ael		Steine, fest
	Bt		Steine, verwittert
	Ae, Aeh		scharfe Grenze
	Bvs		deutliche Grenze
	Sw		diffuse Grenze
	Sd, Marmorierung		Probenahmestelle Mikromorphologie
	ICv		Artefakte

Legende zu den Skizzen der Bodenprofile. Grundlage sind dafür die Signaturen aus BILLWITZ (2000)

Greifswalder Geographische Arbeiten

- Band 1: Geographie – Rekreation – Territorium. V. Greifswalder Geographisches Symposium 02. – 06. 10. 1978 (Red. W. ALBRECHT) 1980, 166 S.
- Band 2: Weltanschauliche Bildung und Erziehung im Geographieunterricht der sozialistischen Schule. IX. Geographisches Symposium 19. – 20. 10. 1982 (Red. P. HAUCK) 1984, 151 S. (vergriffen)
- Band 3: Urbanisierung in agrarstrukturierten Gebieten. VII. Geographisches Symposium 1980 (Red. D. BRUNNER; A. V. KÄNEL; E. WEGNER) 1984, 162 S. (vergriffen)
- Band 4: Gesellschaftliche Determination der Rekreatiogeographie. XI. Geographisches Symposium 04. – 06. 10. 1984 (Red. W. ALBRECHT) 1987, 138 S.
- Band 5: Inhaltliche und methodische Gestaltung des fakultativen geographischen Unterrichts. XII. Greifswalder Geographisches Symposium 23. – 25. 10. 1985 (Red. K. BILLWITZ) 1988, 120 S.
- Band 6: Development and Redistribution of Population and Labore Force in agrarian Regions of European Socialist and Capitalist Countries (Ed. E. WEBER) 1988, 274 S.
- Band 7: Umwelterziehung im Geographieunterricht der DDR und der CSSR. (Red. P. HAUCK) 1989, 54 S.
- Band 8: Methoden landschaftsökologischer Struktur- und Prozeßforschung. Greifswalder Geographische Sommerschule 18. – 30. 07. 1988 (Red. K. D. AURADA) 1990, 146 S.
- Band 9: Komplexe Entwicklung von Küsten- und Agrargebieten. XVII. Greifswalder Geographisches Symposium 10. – 13. 10. 1990 (Red. J. U. GERLOFF) 1992, 201 S. (vergriffen)
- Band 10: Geographie der Meere und Küsten. Beiträge zur 11. Tagung des Arbeitskreises (Hrsg. R. LAMPE) 1994, 207 S.
- Band 11: Beiträge des 10. Kolloquiums für Theorie und quantitative Methoden in der Geographie. Göhren 23. – 26. 02. 1994 (Hrsg. K. D. AURADA), 1994, 174 S.
- Band 12: Die Stadt Puschkin. Zur Regionalentwicklung im südlichen Umland von St. Petersburg. (Hrsg. H. KLÜTER) (noch nicht erschienen)
- Band 13: Beiträge des 25. Deutschen Schulgeographentages: Mecklenburg-Vorpommern, Tor zum Norden und Brücke zum Osten. Greifswald 07. 10. – 11. 10. 1996: Kurzfassungen der Vorträge (Hrsg. Ortsvorstand des 25. Deutschen Schulgeographentages), 1996, 211 S.
- Band 14: Mecklenburg-Vorpommern: Grundzüge der Naturraumausstattung, -erkundung und -bewertung. Beiträge der Fachsitzung 1 anlässlich des 25. Deutschen Schulgeographentages vom 07. 10. – 11. 10. 1996 in Greifswald (Hrsg. K. BILLWITZ), 1997, 162 S.
- Band 15: Die Ostsee und ihr Einzugsgebiet – Wandel des Natur- und Kulturraumes. Beiträge der Fachsitzung 3 anlässlich des 25. Deutschen Schulgeographentages vom 07. 10. – 11. 10. 1996 in Greifswald (Hrsg. K. D. AURADA & J. NEWIG), 1997, 131 S.
- Band 16: Greifswalder Bodden und Oder-Ästuar – Austauschprozesse (GOAP): Synthesebericht des Verbundprojektes. (Hrsg. R. LAMPE) 1998, 490 S.
- Sonderband: Geographische und historische Beiträge zur Landeskunde Pommerns: Eginhard Wegner zum 80. Geburtstag. (Hrsg. I. ASMUS, H. T. PORADA & D. SCHLEINERT) Schwerin: Thomas Helms Verlag, 1998, 334 S.
- Band 17: H. HELBIG: Die spätglaziale und holozäne Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. 1999, 110 S., Anhang
- Band 18: R. RÖDEL: Die Auswirkungen des historischen Talsperrenbaus auf die Zuflußverhältnisse der Ostsee. 2001, 118 S.
- Band 19: S. UNVERZAGT: Räumliche und zeitliche Veränderung der Gebiete mit Sauerstoffmangel und Schwefelwasserstoff im Tiefenwasser der Ostsee. 2001, 122 S., Anhang
- Band 20: A. HILBIG: Kleinräumige Differenzierung der Bevölkerungsdynamik in Mecklenburg-Vorpommern. 2001, 99 S., Anhang
- Band 21: C. PAULSON: Die Karstmoore in der Kreidelandschaft des Nationalparks Jasmund auf der Insel Rügen. 2001, 296 S.
- Band 22: Historische Geographie und Kulturlandschaftsforschung. Beiträge zum Gedenkkolloquium für Dr. Eginhard Wegner am 4. Mai 2001 in Greifswald. (Hrsg. R. ZÖLITZ-MÖLLER) 2001, 109 S.
- Band 23: Geoökologische und landschaftsgeschichtliche Studien in Mecklenburg-Vorpommern. (Hrsg. K. BILLWITZ) 2001, 296 S.

- Band 24: K. KAISER: Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. 2001, 208 S., Anhang.
- Band 25: BILLWITZ, K. & P. KÜHN (unter Mitarbeit von H. BARTH, A. BAUMGART, S. HELMS, F. HOFMEISTER, K. KAISER, J. LUCKERT, W. OEHMICHEN, H. ROTHER & M. WIRNER): Der Bodenlehrpfad Jägerhof in Vorpommern. 2002, 57 S., Anhang
- Band 26: KAISER, K. (Hrsg.): Die jungquartäre Fluss- und Seegenese in Norddeutschland. Beiträge zur Tagung in Hohenzieritz (Mecklenburg) vom 26.-28. Februar 2002. 2002, 243 S.
- Band 27: LAMPE, R. (Ed.): Holocene Evolution of the South-Western Baltic Coast – Geological, Archaeological and Palaeo-environmental Aspects. Field meeting of INQUA Subcommission V: Sea-level Changes and Coastal Evolution. Western Europe, September 22.-27. 2002, 2002, 224 S.
- Band 28: KÜHN, P.: Spätglaziale und holozäne Lessivégenese auf jungweichselzeitlichen Sedimenten Deutschlands. Diss. 2003. 164 S., Anhang
- Band 29: BILLWITZ, K.: Bodenkundliche und landschaftsgenetische Studien in Mecklenburg-Vorpommern. 2003, 247 S.
- Band 30: SUCCOW, M. & K. BILLWITZ (Hrsg.): Landschaftsökologische Exkursionen in die Greifswalder Umgebung. 2003, 98 S.
- Band 31: TIMMERMANN, T., W. WICHTMANN, M. SUCCOW & K. BILLWITZ (Hrsg.): Alternative Nutzungsformen für Moorstandorte in Mecklenburg-Vorpommern. Beiträge einer Tagung in Greifswald vom 23. November 2002. 2003.
- Band 32: DECKERS, B.: Die raumsstrukturelle Wirkung von Transformation und EU-Osterweiterung. Zur Rolle der ortsansässigen Bevölkerung bei der Regionalisierung im nördlichen deutsch-polnischen Grenzraum. 2004, 179 S.
- Band 33: HOFFMANN, T. & R. RÖDEL: Leitfaden für die statistische Auswertung geographischer Daten. 2004, 114 S.
- Band 34: ZÖLITZ-MÖLLER, R. (Hrsg.): Grünordnungsplan: Mögliche Bedeutung für die städtebaurechtliche Umweltprüfung. 2004, 69 S.