

GREIFSWALDER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Geographisches Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Band 24

Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern

-

Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie

von
Knut Kaiser

GREIFSWALD 2001

ERNST-MORITZ-ARNDT-UNIVERSITÄT GREIFSWALD

Impressum

ISBN: 3-86006-183-6
Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Herausgabe: Konrad Billwitz

Redaktion: Knut Kaiser

Layout: Knut Kaiser

Grafik: Petra Wiese, Knut Kaiser

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

Kontakt: Dr. Knut Kaiser, Ernst-Moritz-Arndt-Universität,
Geographisches Institut, Jahnstraße 16, D-17487 Greifswald,
e-mail: knutkais@uni-greifswald.de

Für den Inhalt ist der Autor verantwortlich.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	5
1. Einführung	7
1.1 Allgemeines	7
1.2 Spezielle Fragestellungen	8
2. Methodik	11
2.1 Geländearbeiten	11
2.2 Laborarbeiten	12
3. Paläoklimatische, stratigraphische und paläogeographische Grundlagen	15
3.1 Spätpleistozäne bis frühholozäne Klimaentwicklung im nördlichen Mitteleuropa	15
3.2 Regionale Stratigraphie und Paläogeographie	16
3.2.1 Stratigraphie	16
3.2.2 Paläogeographie	18
3.3 Regionale Radiokohlenstoffdaten	20
3.3.1 Allgemeines	20
3.3.2 Datenvorlage	22
3.3.3 Auswertung	24
4. Untersuchungen an Becken im nördlichen Mecklenburg-Vorpommern	29
4.1 Endinger Bruch und Umgebung	29
4.1.1 Allgemeines	29
4.1.2 Kenntnisstand	30
4.1.3 Geologisch-bodenkundliche Kartierung	30
4.1.4 Untersuchung von Fundplätzen und Einzelprofilen	39
4.1.5 Sedimentation, Reliefentwicklung und Paläohydrologie im Endinger Bruch	68
4.2 Barthetal	77
4.2.1 Allgemeines	77
4.2.2 Hydrogeographische Charakteristik	77
4.2.3 Analyse von Talquerschnitten und Einzelprofilen	78
4.2.4 Spätpleistozäne bis holozäne Talentwicklung	84
4.3 Barther Heide-Altdarß	89
4.3.1 Allgemeines	89
4.3.2 Kenntnisstand	89
4.3.3 Teilgebiet Barther Heide	94
4.3.4 Teilgebiet Altdarß	105

4.3.5 Die „Heidesandinsel“ auf dem Fischland	118
4.3.6 Spätpleistozäne Sedimentation und Morphogenese im Großbecken Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst	124
4.4 Vergleich der Ergebnisse im nördlichen Mecklenburg-Vorpommern	139
5. Spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern	143
5.1 Allgemeines	143
5.2 Toteisphänomene in Kleinseen und Seen	145
5.3 Genese großer Becken: die glazilimnischen Großbecken	150
5.4 Genese mittelgroßer Becken: die Seen	154
5.5 Genese kleiner Becken: die Kleinseen	160
5.6 Beziehungen zur fluvialen Morphodynamik	163
5.7 Geoarchäologie spätpaläolithischer und frühmesolithischer Fundplätze	166
5.8 Phasen der Gewässernetzentwicklung	170
6. Ausblick	173
7. Zusammenfassung	177
8. Summary	181
9. Literatur	185
10. Verzeichnis der Tabellen und Abbildungen	205
Anhang	

Vorwort

Der vorliegende Band 24 der „Greifswalder Geographischen Arbeiten“ entspricht im wesentlichen meiner im Jahr 2001 an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Greifswald angenommenen Dissertation (KAISER 2001). Veränderungen beziehen sich insbesondere auf erst später verfügbare Lumineszenzdatierungen und auf eine Ausweitung des synthetischen Kapitels 5.

Ausgangspunkt der Untersuchungen war 1993 eine Mitteilung von Herrn Prof. Dr. W. JANKE/ Greifswald an mich über die Existenz eines Greifswalder Sammlungsbestandes von bearbeiteten Riesenhirschresten aus dem Endinger Bruch, Kr. Nordvorpommern. Dieses verband sich einerseits mit archäologischem Interesse, andererseits mit geomorphologischen Forschungsinteressen an Seen. Nach dem „Einlaufen offener Türen“ bei Herrn Dr. T. TERBERGER, Kustos der Vorgeschichtlichen Sammlung der Universität Greifswald, welcher eine archäologische und archäozoologische Bearbeitung der Faunenreste initiierte, ergaben sich in Folge verschiedene Projekte, die schließlich zu dem hier vorgelegten Material beitrugen. Mit beiden Herren verbindet mich eine jahrelange fruchtbare wissenschaftliche Zusammenarbeit.

Neben den zuvor Genannten bin ich vor allem Herrn Prof. Dr. K. BILLWITZ zu großem Dank verpflichtet, als dessen zunächst studentischer, später wissenschaftlicher Mitarbeiter ich einerseits in „Lohn und Brot“ stand und der andererseits diese Arbeit mit fachlichem und technisch-organisatorischem Rat unterstützte. Vielfach vor Ungelegenheiten aller Art bewahrt, erfreute ich mich seiner beständigen Förderung.

Ein Dank für fachliche Diskussion und Unterstützung gilt darüberhinaus den Herren Dr. H. HELBIG, Dr. P. DE KLERK, Dipl. Geogr. P. KÜHN, Prof. Dr. H. KLIEWE, Prof. Dr. R. LAMPE, Dipl. Geol. K. KRIENKE, Dr. H. JOOSTEN, Dipl. Biol. A. KAFFKE, Dipl. Geol. M. MEYER und M.A. J. HELMS/alle Universität Greifswald; Frau Dr. A. KLEINMANN/Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung Hannover; Herrn Dr. J. GÖRSDORF/Deutsches Archäologisches Institut Berlin; Herrn Dr. W. LEMKE/Institut für Ostseeforschung Rostock-Warnemünde; den Herren Dipl. Ing. A. BAUMGART und Dipl. Ing. O. DIECKMANN/Landesamt für Forsten und Großschutzgebiete Mecklenburg-Vorpommern Malchin; dem Geologischen Dienst von Mecklenburg-Vorpommern in Schwerin-Güstrow; Frau Dipl. Geogr. A. HILGERS/Universität Köln; Herrn Dr. A. O. LUDWIG/Potsdam; Frau Dipl. Biol. E. ENDTMANN/Nordhausen; Herrn Dr. C. M. SCHIRREN/Friedrichshof sowie Herrn Dr. M. STREET/Monrepos.

Organisatorische und technische Hilfe verdanke ich Frau H. RABE, Frau P. WIESE, Frau Dipl. Geogr. A. HENNECKE, Frau Dipl. Geogr. J. KWASNIOWSKI, Frau Dr. S. UNVERZAGT, Frau Dipl. Pädag. H. SATTLER sowie den Herren Dipl. Geogr. J. HARTLEIB, Dr. R. RÖDEL, Dr. H. MEYER, Dr. D. ROBINSON und H. ROTHER/alle Universität Greifswald; Herrn Dr. M. WALTHER/Freie Universität Berlin; Herrn Dipl. Päd. S. JARK/Nienhagen; Herrn Dipl. Ing. P. KRÜGER und Mitarbeitern/Forstamt Schuenhagen; Frau Dipl. Ing. A. SCHLABS und Mitarbeitern/Nationalparkamt Vorpommersche Boddenlandschaft Born sowie den Familien BUSE/Neuendorf-Heide und GOSSMANN/Ahrenshoop

G. und M. KAISER ebneten in beständiger Liebe viele Jahre lang meine Wege und P. PRZYBILLA verdanke ich die Kraft und den Frohsinn der vergangenen Jahre.

Diese Arbeit widme ich dem Andenken von E. JANKOWIAK und U. STRECK, die während eines Praktikums in einem der Untersuchungsgebiete bei einem Unfall ums Leben kamen.

Greifswalder Geographische Arbeiten

- 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 Kulturräumes. 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.
- Band 24: K. KAISER: Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. 2001, 208 S., Anhang.

*Ich habe irgendwo einmal gelesen,
bei der Goldgräberei müsse man
für jede Unze Gold drei Tonnen
Schutt umsetzen; wenn das stimmt,
dann hat die Feldforschung große
Ähnlichkeit mit der Goldgräberei.*

NIGEL BARLEY

*Das Verlässlichste sind Natur-
schönheiten. Dann Bücher;
dann Braten mit Sauerkraut.*

ARNO SCHMIDT

1. Einführung

1.1 Allgemeines

Das geowissenschaftliche Interesse an der historischen Entwicklung von Landschaften oder bestimmter Teile von ihnen wird von einer Vielzahl von Zielstellungen bestimmt. Neben den auf die Landnutzung orientierten lagerstättenkundlichen und standortkundlich-ökologischen Fragen stehen Aspekte grundlagenwissenschaftlicher, didaktischer und kultureller Natur, wie z.B. zur Klimaentwicklung oder zu den Mensch-Umwelt-Beziehungen.

Analog zur Erforschung der rezenten Landschaft, mit ihren zwar forschungslogisch voneinander trennbaren, aber nur im funktionalen Zusammenhang „die“ Landschaft ergebenden Bestandteilen Untergrund, Boden, Relief, Wasser, Klima, Vegetation, Tierwelt und Mensch, erfolgt auch bei der historischen Betrachtung eine disziplinbedingte Zerlegung der landschaftlichen Ganzheit. Im Gegensatz zum rezenten Studienobjekt, für das sich die Landschafts- bzw. Geoökologie um eine Re-Integration aller analysierten Bestandteile bzw. um Landschaftsmodelle bemühen (z.B. LESER 1991, BILLWITZ 1997a) fehlt bislang - und fehlt möglicherweise aufgrund der Komplexität des Problems auch zukünftig - ein derartiger Ansatz für die Erforschung der Altlandschaften. So gibt es folglich auch keine landschaftsgeschichtliche „Kernwissenschaft“, sondern nur einen jeweiligen disziplinären Blickwinkel mit der mehr oder weniger starken Berücksichtigung von Nachbarwissenschaften.

Die vorliegende Arbeit ist ein geomorphologisch und geoarchäologisch orientierter Beitrag zur Erforschung der Landschaftsentwicklung innerhalb der „Zeitscheibe“ Spätpleistozän bis Frühholozän im nordmitteleuropäischen Jungmoränengebiet. Den Kern stellt eine regional-geomorphologische Fragestellung zur *Entwicklung von (See-) Becken unterschiedlicher Dimension* dar.

Diese Thematik ergab sich aus einem Forschungsprojekt am Greifswalder Lehrstuhl für Geoökologie von 1995-98 zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsentwicklung Vorpommerns im Rahmen des Schwerpunktprogrammes „Entwicklung der Geo-Biosphäre in den letzten 15.000 Jahren“ der Deutschen Forschungsgemeinschaft (vgl. BILLWITZ 1998a, b, BILLWITZ ET AL. 2000). Neben relief-, sediment- und bodengenetischen Untersuchungen auf Grundmoränenplatten und in -becken (H. HELBIG, K. KAISER), erfolgten paläobotanische (P. DE KLERK, W. JANKE) und archäologische Untersuchungen (T. TERBERGER). Teilweise, wie im Enderinger Bruch/Kr. Nordvorpommern, konnten geomorphologische, paläobotanische und archäologische Arbeiten im Zusammenhang durchgeführt werden. Nach dem Ende des Projekts wurden durch den Autor die Datenerhebungen zur Beckengenese ausgedehnt und Aussagen mit großflächiger Gültigkeit angestrebt.

Von besonderem Interesse an der „Zeitscheibe“ Spätpleistozän-Frühholozän ist aus geomorphologischer Perspektive der gravierende morphodynamische Umbruch am Übergang von der letzten Kaltzeit zur jetzigen Warmzeit im Verlaufe sich rasch abwechselnder und jeweils relativ kurz andauernder Stadiale und Interstadiale (vgl. TAYLOR ET AL. 1993, BJÖRCK ET AL. 1998). Eine Reihe von markanten Bestandteilen des regionalen Reliefs, wie z.B. die meisten Becken, viele Flußtäler sowie großflächige Areale mit Dünen und Flugsanddecken, erfuhren in diesem Zeitraum ihre Bildung bzw. starke Veränderungen. Die sich nach dem Abschmelzen des Inlandeises mit Vegetation und Tieren wiederbelebende Landschaft wurde schließlich auch von Menschen besiedelt (vgl. TERBERGER 1997), deren erste Spuren sich im Zusammenhang mit den vorliegenden Untersuchungen stratigraphisch einbinden ließen.

Durch die neuen geomorphologischen Arbeiten zur „Zeitscheibe“ Spätpleistozän-Frühholozän auf Platten und in Becken konnte an ein traditionelles Forschungsfeld der Greifswalder Physischen Geographie (z.B. T. HURTIG, H. REINHARD, H. KLIEWE, H. BRAMER, W. JANKE) nach ca. 20jähriger Unterbrechung wieder angeknüpft werden. Damit erfolgte auch ein Anschluß an andere, thematisch wesentlich intensiver untersuchte Räume in Mitteleuropa, wie dem Rheinland, Hessen, Mitteldeutschland, Brandenburg und Nordwest-Polen (z.B. KOZARSKI & NOWACZYK 1991, MANIA ET AL. 1993, NITZ ET AL. 1995, MÄCKEL & FRIEDMANN 1998, ZOLITSCHKA 1998, HOUBEN ET AL. im Druck).

1.2 Spezielle Fragestellungen

Von den drei großen regionalen Formengruppen des Festlandes - Platten, Täler und Becken - erfuhren in jüngerer Zeit nur die ersten beiden eine morphogenetische Bearbeitung unter vergleichenden Gesichtspunkten (JANKE 1978a, HELBIG 1999a). Hinzu kommen aktuelle quartärgeologisch orientierte Arbeiten über spezielle Plattenlandschaften, so z.B. auf Rügen (KRIENKE 2001). Zwar liegen ältere monographische Bearbeitungen einzelner glazilimnischer Großbecken wie z.B. der Ueckerländer Heide vor (BRAMER 1964), doch fanden die in Mecklenburg-Vorpommern weit verbreiteten kleineren (Paläo-) Seebecken in den vergangenen Jahrzehnten nur wenig geowissenschaftliche Aufmerksamkeit.

Die unterschiedlich dimensionierten Becken der Region (Kleinseen, Seen, glazilimnische Großbecken, Ostsee-Vorgängerseen) zeichnen sich gegenüber den Platten und Flußtälern vielfach durch eine stetige Ablagerung aus und stellen daher besonders reichhaltige „Archive“ zur jungquartären Landschaftsentwicklung dar. Trotz der z.T. schon frühzeitig formulierten Hypothesen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Beckengenese im nordostdeutschen Jungmoränengebiet (z.B. MARCINEK & BROSE 1972, JANKE 1978a, b, NITZ 1984, KLIEWE 1989) ist die Zahl der wirklich umfassend untersuchten größeren Becken bislang nur auf eines beschränkt geblieben (Biesenthaler Becken ca. 25 km nördlich von Berlin, vgl. NITZ ET AL. 1995 und Abschnitt 5.8).

Grundlegende Fragestellungen zu den regionalen Becken betreffen einerseits die an Phänomene des Eises gebundene Beckenbildung und -erhaltung (z.B. „Toteis“), andererseits die mehr oder weniger klimagesteuerte Sedimentation hinsichtlich Ausprägung und Intensität sowie schließlich die paläohydrologische Entwicklung. Darin jeweils eingeschlossen ist die Identifizierung lokaler, regionaler und überregionaler Phänomene (vgl. KOLSTRUP 1994). Bei entsprechender Befundbasis und in vergleichender Betrachtung sind dann auch allgemeine Fragen wie z.B. zur jungquartären Entwicklung des Gewässernetzes oder zu den landschaftlichen Auswirkungen klimatischer Veränderungen lösbar.

Durch die beispielhafte Untersuchung zweier Beckenlandschaften im nördlichen Vorpommern - das Endinger Bruch als mittelgroßes Becken und die Barther Heide sowie der Altdarß als Bestandteile eines großen Beckens - sollten die oben formulierten Problemstellungen bearbeitet und schließlich durch Berücksichtigung weiteren Materials Grundzüge der spätpleistozänen bis frühholozänen Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern abgeleitet werden (Abb. 1).

Eine Besonderheit im methodischen Herangehen dieser Arbeit besteht in der teilweise sehr engen Verknüpfung von Geomorphologie und Archäologie („Geoarchäologie“). Einerseits liefert die Archäologie durch Ausgrabungen Aufschlüsse und durch Artefakte chronologische Marken, andererseits ermöglicht die Geomorphologie eine Einbindung archäologischer Fundstellen in den landschaftsgeschichtlich-paläogeographischen Zusammenhang und liefert ihrerseits chronologische Indizien.

Aus archäologischer Perspektive, z.B. im Sinne der *contextual archaeology sensu* BUTZER (1982), hat sich im anglo-amerikanischen Sprachraum für die Untersuchung des (geo-) stratigraphischen und landschaftlichen Kontextes archäologischer Fundplätze der Begriff *geoarchaeology* fest etabliert (WATERS 1992, vgl. z.B. auch BROWN 1997, HOLLIDAY 1997). GERLACH (1999: 241) definiert die Geoarchäologie als „... landschafts- und umwelthistorisch orientierten Teilbereich der physischen Geographie, Bodenkunde und Quartärgeologie ...“ mit analoger Aufgabenstellung wie in der vorstehenden Referenz.

Aus Nordostdeutschland sind bislang für den hier interessierenden Zeitraum nur wenige geoarchäologische Untersuchungen verfügbar. Neben stratigraphischen Arbeiten im Bereich des mesolithischen Fundplatzes Hohen Viecheln am Schweriner See in Mecklenburg (GEHL 1961, SCHMITZ 1961) ist die geomorphologische Untersuchung der Fundstelle eines Ur-Skeletts mit archäologischem Befund vom

Übergang Spätglazial/Holozän in Potsdam-Schlaatz zu nennen (WEIßE 1987), desweiteren die bodengenetiche Untersuchung verschiedener spätpaläolithischer Fundstellen in Brandenburg (BUSSEMER 1998) und die geomorphologisch-bodengenetiche Untersuchung spätpaläolithischer und frühmesolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide in Vorpommern (KAISER & KÜHN 1999, KAISER ET AL. 2001b). Ergänzend sei auf die aus paläobotanisch-moorkundlicher Perspektive erfolgte Untersuchung des mesolithischen Fundplatzes Friesack in Brandenburg KLOSS (1987a, b) sowie auf den archäologisch-paläobotanisch bearbeiteten spätpaläolithischen Dünenfundplatz von Groß Lieskow bei Cottbus (BITTMANN & PASDA 1999) verwiesen.

Zusammengefaßt wird im Rahmen dieser Arbeit folgenden Aspekten der spätpleistozänen bis frühholozänen Entwicklung von Beckenlandschaften nachgegangen:

- den Strukturen und einer möglichen Mehrphasigkeit der toteisbedingten Beckenformung,
- der Ausprägung von Sedimenten und der spätglazialen Bodenbildung,
- der paläohydrologischen Entwicklung,
- und der Einbindung spätpaläolithischer und mesolithischer Fundplätze in ihren stratigraphischen und paläogeographischen Zusammenhang.

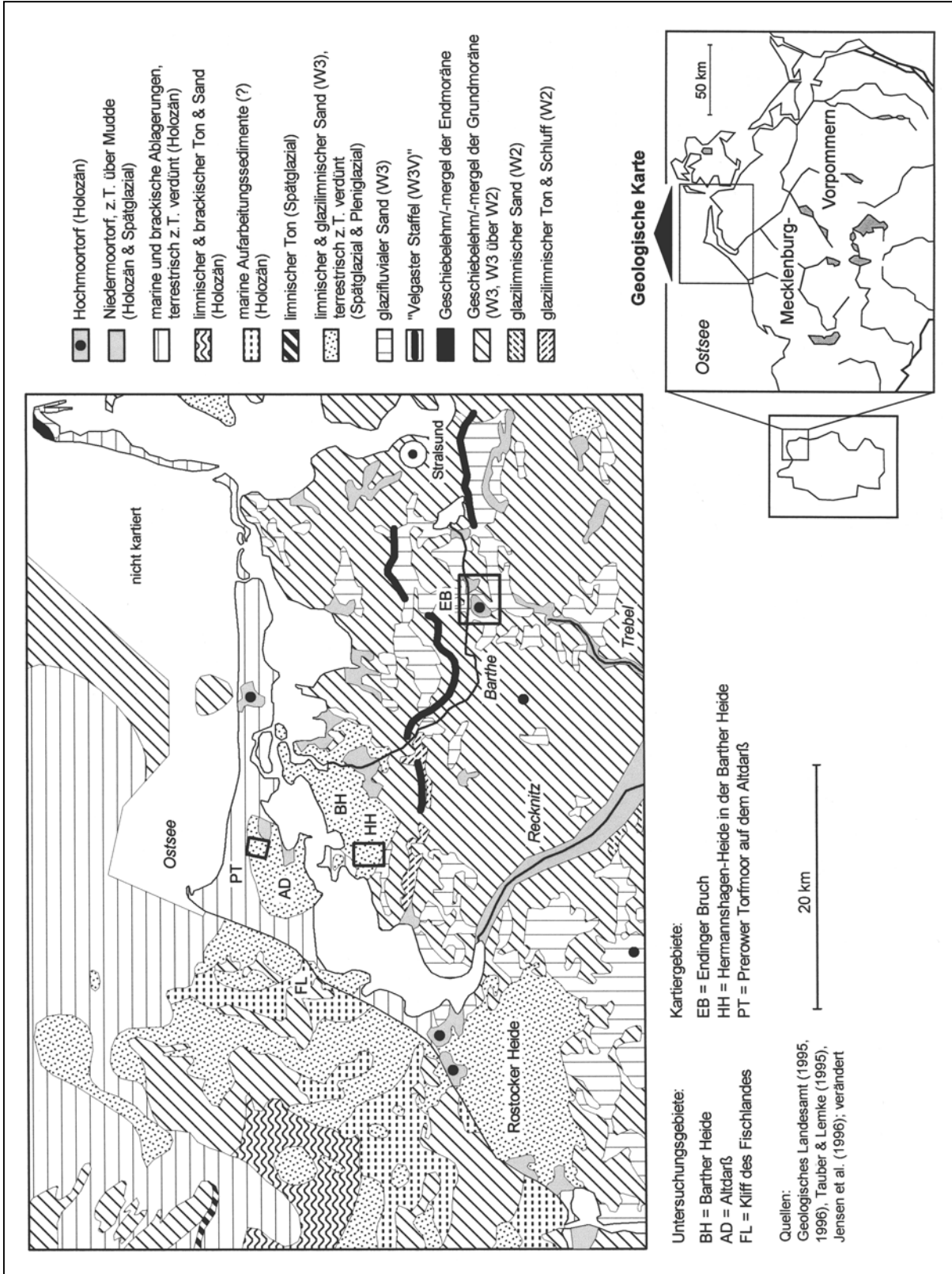


Abb. 1: Geologie im nordöstlichen Mecklenburg-Vorpommern.

2. Methodik

2.1 Geländearbeiten

Kartierung und Profilaufnahme

Methodischer Kernpunkt der vorliegenden Arbeit war die Suche nach und die Analyse von aussagekräftigen Stratigraphien sowie ihre räumliche Konnektierung in drei Untersuchungsgebieten im nördlichen Vorpommern (Abb. 1). Erstmals erfolgten Profilaufnahmen in den Jahren 1993-95 bei Sondierungen auf einem durch den Verfasser entdeckten spätpaläolithischen Fundplatz (Fpl. Nienhagen, vgl. KAISER & TERBERGER 1996). Nachfolgende archäologische Sondierungen im Endinger Bruch während des eingangs erwähnten DFG-Projektes wurden in den Jahren 1995-96 geoarchäologisch begleitet. Daraus erwuchs schließlich das Thema der vorliegenden Arbeit, wobei 1996-97 das Endinger Bruch und Teile des Barthetales, 1998 die Barther Heide und 1999 der Altdarß sowie das Fischland untersucht wurden.

Die Geländekampagnen umfaßten für das Endinger Bruch ca. 8 Wochen, für das Barthetal ca. 2 Wochen, für die Barther Heide ca. 4 Wochen sowie für den Altdarß und das Fischlandkliff zusammen ca. 5 Wochen. Der hohe Kartieraufwand war vor allem dem Fehlen einer großmaßstäbigen geologischen Landesaufnahme in den untersuchten Gebieten geschuldet; vorhandene geologisch-bodenkundliche Unterlagen erwiesen sich als wenig verlässlich.

Für geowissenschaftliche und archäologische Arbeiten in Becken sind durch das ständig oder jahreszeitlich hoch anstehende Grundwasser Beschränkungen der Aufschlußaufnahme gegeben. Teilweise erlaubte jedoch der Einsatz eines transportablen Stromaggregates mit Motorpumpe eine direkte Profiluntersuchung im Endinger Bruch. Für die meisten beprobten Profile im Endinger Bruch, in der Barther Heide und auf dem Altdarß allerdings mußte auf Rammkernsondierungen zurückgegriffen werden (\varnothing 5 cm, Fa. Stitz). Die flächenhafte Kartierung mit einer Regelbohrtiefe von 2 m erfolgte teils in Form von Transekten, teils in einem groben Raster und mittels einer verlängerbaren Nutstange (\varnothing 3 cm, Fa. Stitz). Künstliche Aufschlüsse z.B. in Form von Sandentnahmestellen und Wegeanschnitten waren nur in wenigen Fällen vorhanden. Ein Teil der Profile konnte für nachfolgende Laboruntersuchungen komplett geborgen werden, der überwiegende Teil wurde jedoch bereits im Gelände beprobt.

Insgesamt wurden 809 Profile aufgenommen, wobei auf das Endinger Bruch und Umgebung 400 Profile, auf das Barthetal 57 Profile, auf die Barther Heide 223 Profile und auf den Altdarß sowie auf das Fischland 129 Profile entfallen. Eine Tiefe von 0-2 m erreichen 562 Profile, auf 2-6 m kommen 244 Profile und 3 Profile schließen eine Tiefe von 14-21 m auf.

Die Ansprache der Profilparameter folgt den Empfehlungen der „KA4“ (vgl. AG BODEN 1994); die Ableitung der bodensystematischen und der substratsystematischen Einheit orientiert sich an der „Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands“ (AK BODENSYSTEMATIK 1998). Im Anhang (Tab. 4) findet sich eine Aufstellung der kartierten Substrate und ihrer Abkürzungen.

Die Profile wurden lagenweise mittels der Parameter Tiefe, Bodenart, geologisches Ausgangsmaterial, pedologischer Horizont, Farbe, Feuchte, Humus- und Carbonatgehalt sowie Besonderheiten (z.B. Artefakte) im Gelände beschrieben und die Daten in Verzeichnissen abgelegt (vgl. KAISER 2001). Von den meisten Aufschlüssen liegt zusätzlich eine zeichnerische (vgl. Abschnitt 4) und/oder fotografische Dokumentation (vgl. Anhang-Taf. 2, 4-10) vor.

Für die Beckenmodellierung im Bereich Barther Heide-Darß-Zingst auf der Grundlage von 365 Bohrungen wurden hauptsächlich Archivunterlagen des Geologischen Dienstes Mecklenburg-Vorpommern verwendet.

Geoarchäologische Aspekte

Die Arbeiten im Endinger Bruch und Umgebung waren zu Beginn stark geoarchäologisch orientiert gewesen und dienten insbesondere der Aufnahme von Grabungsstratigraphien an den spätpaläolithischen bzw. mesolithischen Fundplätzen Nienhagen und Endingen I bis VI (vgl. Abschnitt 4.1). Hier

war seitens der Archäologie vor allem eine Einbindung von Fundschichten in datierbare Beckensedimente und von Fundplätzen in den landschaftsgeschichtlichen, insbesondere paläohydrologischen Zusammenhang von Interesse. Die Konzeption, Leitung und Auswertung der Ausgrabungen lag in den Händen von T. TERBERGER/Greifswald, welcher auch die Bestimmung der Artefakte übernahm sowie deren Zeichnung veranlaßte. Da bislang nur eine teilweise und zudem auf ausgewählte Fundplätze orientierte Publikation der Artefakte erfolgte (KAISER & TERBERGER 1996, KAISER ET. AL. 1999, TERBERGER 1996a, b, 1997, 1998), diese aber gewissermaßen als datierende „Leitfossilien“ geowissenschaftlich von Bedeutung sind, erfolgt hier zur Dokumentation eine Abbildung wesentlicher Stücke (Anhang-Taf. 11-18).

Das aufgrund der fruchtbaren interdisziplinären Arbeitsergebnisse im Endinger Bruch wünschenswerte weitere Engagement der Archäologie war, obgleich auch in der Nähe der anderen Untersuchungsgebiete spätpaläolithische und mesolithische Fundplätze bekannt sind (vgl. TAUTE 1968, TERBERGER 1996b), aus finanziellen und personellen Gründen leider nicht möglich,

2.2 Laborarbeiten

Von insgesamt 41 Profilen wurden im Labor Proben zur Sediment- bzw. Bodencharakteristik untersucht. Insbesondere die Sedimente feuchter Milieus waren häufig erst nach Vorliegen des Laborbefundes wirklich sicher anzusprechen. Neunzehn Profile von denen auch biostratigraphische, geochronologische oder archäologische Daten erhoben wurden, sind sowohl graphisch im laufenden Text als auch tabellarisch im Anhang dokumentiert. Die restlichen finden sich in KAISER (2001). Alle Prozent-Angaben der physikalischen und chemischen Bodenanalysen erfolgen in Gewichtsprozent.

Zur Datenbearbeitung, graphischen Darstellung und Textverarbeitung kamen in der vorliegenden Arbeit die EDV-Programme Excel, Sedivision, Surfer, AdobePhotoshop, AtlasGIS, PowerPoint, CorelDraw, CorelPaint und Word zur Anwendung.

Physikalische und chemische Bodenanalysen

Granulometrische Analysen

Zur Bestimmung der Korngrößenverteilung an insgesamt 386 Proben kamen zwei Verfahren zum Einsatz. Für die Proben aus dem Endinger Bruch und Umgebung sowie aus dem Barthetal (n = 224) wurde nach der Humus- und Carbonatzerstörung und Dispergierung mit Natriumpyrophosphat eine modifizierte Pipett- und Schlämmanalyse nach KÖHN durchgeführt (BILLWITZ 1977). Für die Proben aus der Barther Heide, vom Altdarß und vom Fischland (n = 162) wurde nach der Humus- und Carbonatzerstörung ein gegenüber dem herkömmlichen Verfahren schneller arbeitendes laseroptisches System mit integrierter Ultraschall dispergierung zur Messung der Kornverteilung eingesetzt (Laser Partikel Sizer „analysette 22“, Fa. Fritsch).

Nach Erfahrungen im Labor des Geographischen Institutes und eigenen Feststellungen anhand von einigen Parallel- und Wiederholungsmessungen weist die modifizierte Pipett- und Schlämmanalyse nach KÖHN gegenüber dem laseroptischen Verfahren eine höhere Präzision im Ton- und Schluffbereich auf. Auch andere Anwender kamen zu diesem Schluß: „Die Anwendung mehrerer Korngrößenverfahren auf tonige Sedimente zeigte ..., daß die Laser-Methode systematisch im Vergleich zu anderen granulometrischen Verfahren im Mittel 10 bis 15 % höhere Feinstanteile (Ton-Feinschluffbereich) anzeigt.“ (JUNGE 1998: 9). Weitere methodische Studien ergaben hingegen bei tonig-schluffigen Sedimenten gemessen mit laseroptischen Systemen eine Unterschätzung des Feinstanteiles gegenüber einer kombinierten „sieve-pipette-method“ (BEUSELINCK ET AL. 1998). Eine gute Übereinstimmung wiesen hingegen die Grobschluff- und Sandgehalte auf. Bei einem Vergleich der „analysette 22“ (Fa. Fritsch) mit dem Naßsiebungs-Verfahren nach DIN 4188 zeigte sich, „... daß Laser- und Siebmessungen dicht beieinander liegen.“ (REINEMANN & SCHEMMER 1993: 29).

Besondere Sorgfalt muß für repräsentative Ergebnisse mit dem Laserverfahren auf die Probenvorbereitung und -teilung verwendet werden, da nur eine sehr geringe Probenmenge (0,4-3 g) gegenüber der kombinierten Pipett- und Schlämmanalyse (20-50 g) zum Einsatz kommt.

Als einfache Korngrößenparameter wurden anhand der Korngrößenanalysen der Median ($Md = d_{50}$) und die Sortierung nach TRASK ($So = \sqrt{d_{75}/d_{25}}$) bestimmt und zur Charakterisierung der kartierten Sedimente bzw. Substrattypen mit verwendet. Eine weitergehende „parametrische Kabalistik“ erschien im Hinblick auf die bearbeitete Fragestellung nicht sinnvoll. Die Klassifizierung der Sortierung folgte FÜCHTBAUER (1988).

Glühverlustanalysen

Zur Abschätzung des Gehaltes an organischer Substanz dient der Glühverlust nach zweistündigem Erhitzen auf 550 °C. Da höhere Ton- und Sesquioxidgehalte zu einer Abgabe von Kristallwasser führen und der Wert dementsprechend steigt, wurde zusätzlich ein reduzierter Glühverlust (GVR) berechnet, der je 1 % Ton auf einer Subtraktion von 0,1 % des Glühverlustes beruht (vgl. SCHLICHTING ET AL. 1995).

Von einer Bestimmung des Gehaltes an organischem Kohlenstoff (C_{org}) wurde zugunsten der Glühverlustanalysen einerseits aus Kosten- und Aufwandsgründen abgesehen. Andererseits lassen sich anhand der gewählten Methode direkte Vergleiche mit den regionalen Pollendiagrammen vornehmen, für die vielfach ebenfalls engständige Glühverlustanalysen vorliegen.

Carbonatanalysen

Zur Ermittlung des Gehaltes an Carbonaten („Kalkgehalt“) wurde eine Apparatur nach SCHEIBLER eingesetzt (BILLWITZ 1977). Bei dieser Methode wird der CO_3 -Gehalt in $CaCO_3$ umgerechnet, wobei unterstellt wird, daß das CO_3 allein aus Calciumcarbonat stammt und möglicherweise vorhandenes Magnesium- und Eisencarbonat quantitativ zu vernachlässigen ist.

pH-Analysen

An einigen Profilen, insbesondere mit Podsolen, wurden pH-Messungen durchgeführt (vgl. SCHLICHTING ET AL. 1995). Die Messung erfolgte elektrometrisch mit einem „Mikroprozessor-Taschen-pH/mV-Meter pH 325“ der Fa. WTW in $CaCl_2$.

Bestimmung der Boden- und Muddearten

Die Bestimmung der Bodenarten erfolgte anhand der granulometrischen Analysen nach „KA4“ (AG BODEN 1994). Auf Grundlage von Glühverlust- und Carbonatanalysen wurden telmatische und limnische Sedimente angesprochen. Die Klassifizierung folgte, den regionalen Gegebenheiten und einer ausreichenden Differenzierung Rechnung tragend, einem modifizierten Vorschlag von SUCCOW (1988):

Torf:	> 30 % organische Substanz (= Glühverlust),
Organomudde:	> 30 % organische Substanz, < 30 % Carbonat,
Kalkmudde:	< 30 % organische Substanz, > 30 % Carbonat,
Kalk-Organomudde:	> 30 % organische Substanz, > 30 % Carbonat,
Organo-Silikatmudde:	5- 30 % organische Substanz,
Silikatmudde:	< 5 % organische Substanz.

Weitergehende Klassifizierungen von limnischen Ablagerungen, z.B. nach MERKT ET AL. (1971), erwiesen sich als nicht praktikabel. Die Torfe wurden, soweit im Gelände makroskopisch erkennbar, im Hinblick auf dominierende Makroreste näher charakterisiert (z.B. „Braunmoostorf“).

Pollenanalysen

Im Rahmen dieser Arbeit wurde durch Auswahl der Standorte und Beschaffung der Profile bzw. Proben die Bearbeitung von 13 Pollendiagrammen angeregt. Sie dienen der palynostratigraphischen Einordnung der Beckenprofile. Die Probenaufbereitung erfolgte im Labor des Geographischen Institutes mittels Azetolyse-Verfahren und durch eine zusätzliche Behandlung mit Flußsäure. Sechs bislang unveröffentlichte Pollendiagramme von W. JANKE/Greifswald aus der Barther Heide, vom Altdarß und vom Fischland finden sich im Anhang (Anhang-Taf. 19-21); ein Diagramm aus der Umgebung des Endinger Bruchs wurde in JANKE (1996a) publiziert. Zwei der fünf unmittelbar aus

dem Endinger Bruch stammenden und durch P. DE KLERK/Greifswald bearbeiteten Diagramme finden sich in KAISER ET AL. (1999), alle Profile von dort zusammen in DE KLERK (2001). Ein Diagramm von A. KAFFKE/Greifswald aus dem Prerower Torfmoor vom Altdarß wird in einem unpublizierten Bericht für die Verwaltung des Nationalparkes Vorpommersche Boddenlandschaft vorgestellt (KAFFKE 1999) und ist für die Veröffentlichung vorgesehen (KAFFKE & KAISER in Vorb.).

Für die im Anhang abgebildeten und durch W. JANKE analysierten Diagramme wurde als Berechnungsgrundlage der Palynomorphen die Summe aus Baumpollen und Strauchpollen gebildet und gleich 100 % gesetzt. Die Zonierung erfolgt im Hinblick auf die Palynostratigraphie in Vorpommern (DE KLERK 1998, DE KLERK in BILLWITZ 2000, DE KLERK 2001).

Radiokohlenstoffanalysen

An einigen Profilen konnten Radiokohlenstoffanalysen ausgeführt werden. Es wurden 26 Proben von den Labors in Hannover, Utrecht und Zürich gemessen. Zwölf Proben können als plausible Daten, vierzehn Proben müssen als nicht plausible oder fragliche Daten betrachtet werden (Anhang-Tab. 1). Auf das jeweilige Datum wird bei der entsprechenden Profildiskussion näher eingegangen. Der Sammlung, Diskussion und landschaftsgeschichtlichen Auswertung nahezu aller ^{14}C -Daten des Spätpleistozäns und Frühholozäns, welche regional bis 1999 gemessen wurden, ist ein eigenes Kapitel gewidmet (vgl. Abschnitt 3.3).

Die im Rahmen der Profilarbeitungen gemachten Erfahrungen mit Radiokohlenstoff- und Pollenanalysen lassen eindeutig - unter der Voraussetzung, daß die Ablagerungen Pollen führen - die Pollenanalyse als „günstigere“ Datierungsmethode erscheinen. Unter Beachtung des größeren Bearbeitungsaufwandes ist im Bereich der hier interessierenden Zeitscheibe eine stratigraphische Auflösung erzielbar, wie sie mit ^{14}C -Daten allein nicht erreicht werden kann. Hinzu kommen die für eine geologisch-geomorphologische Profilinterpretation wertvollen paläoökologischen Aussagen anhand der Pollenbefunde. Mittels Pollenanalyse werden auch Ablagerungen relativ datierbar (z.B. Silikatmudden), die makroskopisch nahezu keine physikalisch datierbaren organischen Reste wie Holz, Samen oder Holzkohle enthalten. Der hohe Anteil von nicht plausiblen konventionellen und AMS- ^{14}C -Daten gründet sich einerseits auf die Kontamination problematischer Sedimente wie z.B. Mudden infolge des Hartwassereffektes (zu alte Daten, vgl. GEYH 1983) und andererseits auf die Kontamination durch jüngere Pflanzenreste und Huminsäuren (zu junge Daten).

OSL-Analysen

An drei Profilen vom Altdarß wurden insgesamt 23 Datierungen mittels optisch stimulierter Lumineszenz (OSL) der Quarzfraktion durch A. HILGERS/Köln durchgeführt (Abb. 88, Anhang-Tab. 24). Es kam ein sogenanntes „Single-Aliquot-Verfahren“ zur Anwendung. Einen Überblick zur Lumineszenzdatierung liefert z.B. AITKEN (1998).

Allgemein sind OSL-Alter mit *kalibrierten* Radiokohlenstoffaltern annähernd vergleichbar. Für eine Einordnung der hier ermittelten Altersdaten in den chronostratigraphischen Kontext wurde daher eine Einteilung der Chronozonen gewählt, der kalibrierte ^{14}C -Daten und Warvenzählungen aus mitteleuropäischen Seen zugrunde liegen (LITT ET AL. 2001; Abb. 88)

Für eine abschließende Diskussion der Datierungsergebnisse sei auf HILGERS (in Vorb.) verwiesen.

3. Paläoklimatische, stratigraphische und paläogeographische Grundlagen

3.1 Spätpleistozäne bis frühholozäne Klimaentwicklung im nördlichen Mitteleuropa

Aus dem Arbeitsgebiet liegen bislang *keine* Untersuchungen vor, die anhand sicher datierter und höher aufgelöster Stratigraphien numerische Aussagen zum regionalen Paläoklima an der Wende Pleistozän/Holozän treffen. Die vorhandenen biologischen und geomorphologischen „Proxy-Daten“ weisen z.T. Datierungsprobleme auf und wurden i.d.R. noch nicht unter dem Aspekt einer systematischen paläoklimatischen Aussage ausgewertet (z.B. KLIEWE & SCHULTZ 1970, LANGE ET AL. 1986, HELBIG 1999a). Ältere Übersichten mit Angaben zum regionalen Paläoklima gründen sich auf überregionale Ergebnisse und auf Annahmen (z.B. KOPP 1969, GRAMSCH ET AL. 1970, JANKE 1978b, DUPHORN ET AL. 1995).

Zur Charakterisierung der wahrscheinlichen regionalen Paläo-Temperaturverhältnisse können daher z.Z. nur Daten verwendet werden, wie sie in benachbarten mitteleuropäischen Regionen z.B. in Südschweden, Schleswig-Holstein und Polen oder gar in einem noch größeren geographischen Rahmen erhoben wurden. Hauptdatenquelle sind biostratigraphische Untersuchungen an Insektengemeinschaften. Die in Abbildung 2 dargestellten Temperaturrekonstruktionen beziehen sich auf ¹⁴C-Jahre BP. Eine Ausnahme bilden die Ergebnisse vom westpolnischen Untersuchungspunkt Zabinko im Warschau-Berliner-Urstromtal (KOZARSKI & NOWACZYK 1995). Deren sehr grobe Korrelation mit ¹⁴C-Jahren BP mußte zur besseren Vergleichbarkeit auf die Palynozonen in Vorpommern umorientiert werden (vgl. BILLWITZ ET AL. 2000, DE KLERK 2001).

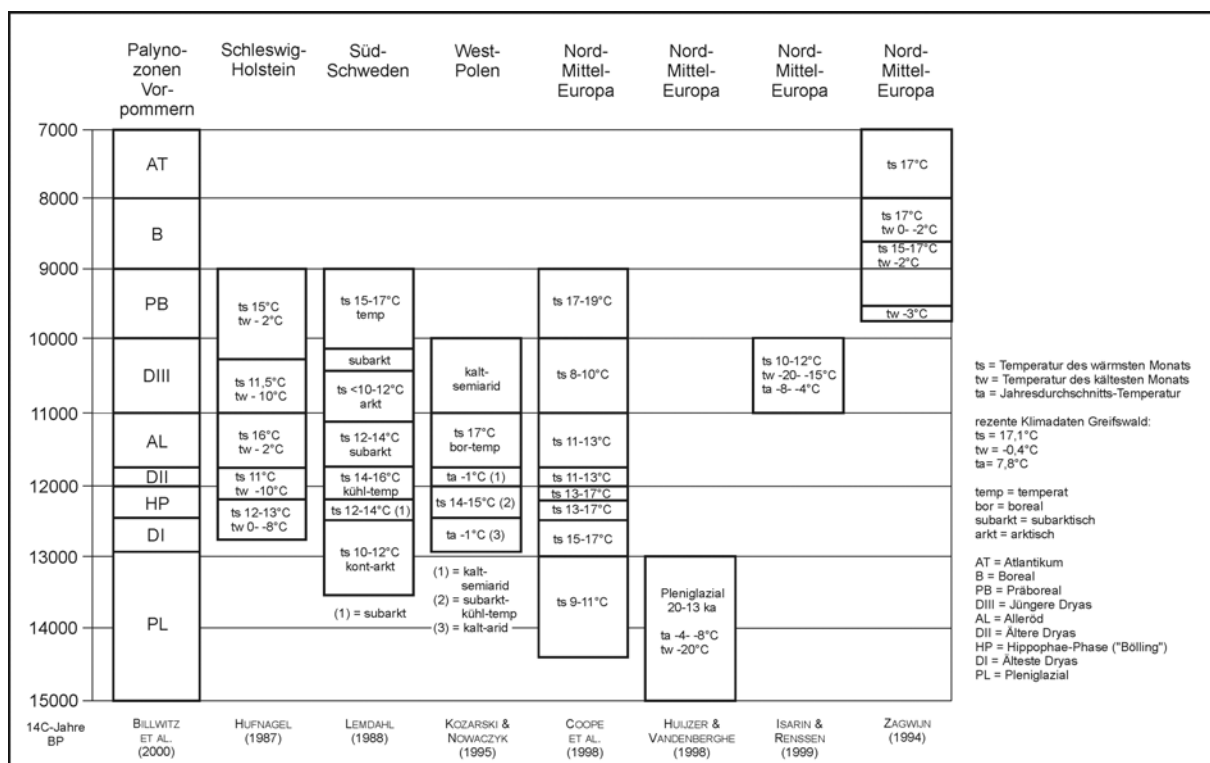


Abb. 2: Übersicht zur Paläotemperaturentwicklung in Mitteleuropa und Südsandinavien.

Bei einem Vergleich der Temperaturdaten fällt auf, daß bei einem Teil der Datenkollektive die höchsten spätglazialen Temperaturen bereits *vor* dem Alleröd erreicht werden, was in Übereinstimmung mit den Befunden zur Klimaentwicklung aus dem grönländischen GRIP-Eisbohrkern und auch mit dem generellen Trend in West- und Mitteleuropa steht (LOWE ET AL. 1994, COOPE & LEMDAHL 1995, BJÖRCK ET AL. 1998). Warum allerdings andere Arbeiten, so z.B. in Schleswig-Holstein und Westpolen, offensichtlich erst *im* Alleröd ein spätglaziales Temperaturmaximum nachweisen, muß offen bleiben. Aus diesem Grund verbietet sich für den Raum von Mecklenburg-Vorpommern die einfache Bildung der „Schnittmenge“ aus schwedischen, polnischen und schleswig-holsteinischen Daten zur Paläotemperatur-Charakteristik! Nur in wenigen Fällen stehen Angaben zu den mittleren

tiefsten jährlichen Temperaturen und zu den Jahresdurchschnittstemperaturen zur Verfügung. So sind folglich auch keine direkten Schlußfolgerungen zur phasenhaften (?) Auflösung des Permafrostes abzuleiten. Hier ist der Nachweis „klassischer“ geomorphologischer Indikatoren unverzichtbar (s.u.).

Unbefriedigend ist bislang die Kennzeichnung der hygrischen Verhältnisse für das Spätpleistozän und Frühholozän in Europa. An der Untersuchung, Korrelation und Regionalisierung von Indikator-Parametern, wie z.B. Seespiegel und fluvialer Paläoafluß, wird zwar bereits seit längerem gearbeitet (z.B. GUIOT ET AL. 1993, HARRISON & DIGERFELDT 1993, YU & HARRISON 1995, YU 1996, HUISINK 1999), doch liegen noch keine auf hinreichende räumliche Maßstäbe bezogenen Daten des Niederschlages und der Verdunstung vor. Damit sind auch resultierende Angaben zur klimatischen Wasserbilanz der Regionen erst in Zukunft zu erwarten.

Das Pleniglazial und die Dryas-Zeiten wurden von vielen Autoren als kalt-aride bzw. kalt-semiaride Phasen charakterisiert. Ein wesentlicher geologisch-geomorphologischer Indikator dafür sind die großflächig in Mitteleuropa nachgewiesenen und vielfältig datierten äolischen Sedimente. Demgegenüber stehen feuchtere Verhältnisse während wärmerer Phasen des Spätglazials und zu Beginn des Holozäns.

Ein besonderes Interesse galt in vielen Regionen der Jüngeren Dryas als letzte, besonders stark ausgeprägte und damit sehr gut nachweisbare Kaltphase des Pleistozäns (z.B. BRAUER ET AL. 1999, ISARIN & RENSSSEN 1999, MOIJSKI 1999). Nach dem geomorphodynamisch mehr oder weniger inaktiven Alleröd, Ausnahmen stellen z.B. die vielfache Beckenbildung durch Toteis-Tieftauprozesse und der Ausbruch des Laacher See-Vulkans dar, folgte in Mitteleuropa während der Jüngeren Dryas eine Aktivitätsphase, die u.a. durch die Belebung fluvialer und äolischer Prozesse gekennzeichnet war. Vielfach wurden in den Jungmoränenlandschaften, insbesondere in Becken, die kurz vorher entstandenen erheblichen Reliefunterschiede deutlich verringert. Viele Binnendünen-Gebiete erfuhren in dieser Zeit ihre entscheidende Prägung (vgl. SCHIRMER 1999).

Unterschiedliche Ansichten bestehen über eine paläoklimatische Differenzierung der Jüngeren Dryas. Für Vorpommern vermuten JANKE (1996a) und DE KLERK (1998) nach pollenanalytischen Befunden das Temperaturminimum am Ende der Jüngeren Dryas. Demgegenüber stehen aus verschiedenen Befundtypen synthetisierte Ergebnisse von ISARIN ET AL. (1998), die für Mittel- und Westeuropa eine feucht-kalte ältere Phase und eine wärmere und trockenere jüngere Phase annehmen.

Nach ISARIN (1997) lag der Raum von Mecklenburg-Vorpommern während der Jüngeren Dryas im Bereich einer Zone mit kontinuierlichem Permafrost. Bislang fehlen zwar im Gegensatz zum benachbarten Schleswig-Holstein eindeutig datierte geomorphologische Nachweise in Form von Spaltenstrukturen oder Kryoturbationen (vgl. CLAUSEN & HARTZ 1988, WALTHER 1992, CLAUSEN 1995, 1997), doch belegen möglicherweise die an den Lokalitäten Bansin/Usedom (HELBIG 1999a), Aufschluß „Hölle“/Rügen (STRAHL & KEDING 1996) und Herthamoor/Rügen (ENDTMANN 1998b, STRAHL 1999) nachgewiesenen Fließerden der Jüngeren Dryas ein Permafrost-Regime. In Mitteleuropa spricht die Orientierung äolischer Formen für dominierende Windrichtungen während der Jüngeren Dryas aus Westen und Südwesten (ISARIN & RENSSSEN 1999).

3.2 Regionale Stratigraphie und Paläogeographie

3.2.1 Stratigraphie

Abbildung 3 zeigt ein Schema mit Angaben zur überregionalen Klima- und Biostratigraphie sowie zur regionalen Bio-/Chrono-, „Geo-/Bio-Event-“ und archäologischen Stratigraphie. Dieses Schema nimmt z.T. die Ergebnisse der weiter unten vorgelegten Untersuchungen vorweg. Es muß darauf hingewiesen werden, daß sich die Korrelation der Chrono-, Klima- und (Palyno-) Biostratigraphie noch in der Diskussion befindet, die begriffliche Fassung der regionalen Biostratigraphie noch keine „endgültige“ Form aufweist und Abweichungen in der Nomenklatur und Zonenbegrenzung zu anderen Räumen in Mitteleuropa bestehen (z.B. USINGER 1985, 1997, LEMDAHL 1988, WOHLFARTH 1996, BÖTTGER ET AL. 1998, KRIENKE & STRAHL 1999, LITT & STEBICH 1999, SCHIRMER 1999). In Bezug zu letzterem sei insbesondere an das „Bölling-Meiendorf-Problem“ erinnert. Allgemein bleibt hierzu die Diskussion einer durch P. DE KLERK/Greifswald für Nordostdeutschland vorgelegten Überarbeitung der regionalen Palynostratigraphie abzuwarten (BILLWITZ ET AL. 2000, DE KLERK 2001).

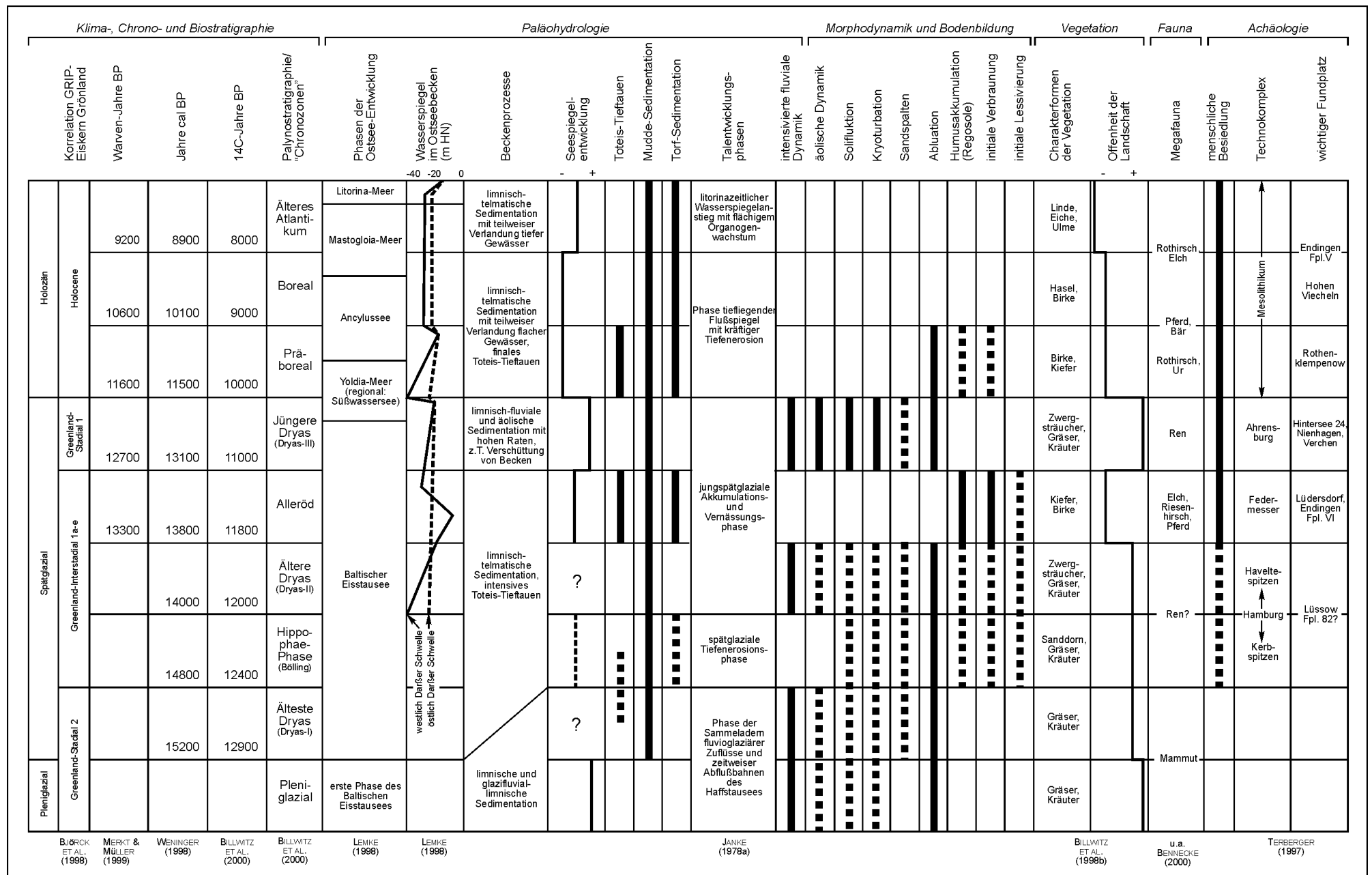


Abb. 3: Übersicht zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung des Spätpleistozäns und Frühholozäns in Mecklenburg-Vorpommern. Gestrichelte Linien bezeichnen Unsicherheiten (Ausnahme: Wasserspiegel im Ostseebecken).

Das Weichsel-Spätglazial im Sinne dieser Arbeit beginnt in der Ältesten Dryas (Dryas-I), d.h. um ca. 12900 BP. Die flächenhafte Deglaziation wird in den Zeitraum davor gestellt und demgemäß als glazigen angesprochene Prozesse dem Weichsel-Pleniglazial zugerechnet. Der Begriff „Pleniglazial“ wird also *nicht* dem Wortsinn entsprechend mit dem Maximum der Weichsel-Vereisung (= Brandenburger Stadium) verbunden (vgl. LESER ET AL. 1992), sondern wird dynamisch auf die Norddrift finaler glazialer Prozesse bezogen.

3.2.2 Paläogeographie

Die Entwicklung der regionalen Becken ist in die großräumigen paläogeographischen Veränderungen Nordmitteleuropas an der Wende vom Pleistozän zum Holozän eingebettet. Zum einen bestimmt der weichselglaziale Inlandeisabbau den Beginn einer mehr oder weniger „subaerischen“ Becken- und Flußnetzentwicklung. Zum anderen ist das Verhältnis des hier interessierenden Festlandgebietes von Mecklenburg-Vorpommern zum Ostsee-Großbecken mit seinen spätglazialen und frühholozänen Ostsee-Vorgängergewässern von Interesse.

Dem phasenhaften Eisabbau von der Pommerschen Eisrandlage bis an die Südküste der heutigen Ostsee wurde regional seit Jahrzehnten eine hohe Aufmerksamkeit gewidmet. Daraus resultierte u.a. das insbesondere auf geomorphologischen Grundlagen fußende Modell einer dichten Scharung von Eisrandlagen zwischen der Mecklenburgischen Seenplatte und Rügen (KLIWE zulezt in DUPHORN ET AL. 1995). Die Struktur und Feindatierung dieses paläogeographischen „Rückgrats“ der Region muß jedoch nach jüngeren quartärgeologischen Hypothesen in Zweifel gezogen werden. Zwar wurde der entsprechende „Endmoränenschwund“ bereits vielfach kartographisch dargestellt, doch fehlt bislang eine umfassende Begründung der neuen Anschauungen (vgl. GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN 1994, 1995, RÜHBERG ET AL. 1995; siehe Abb. 9). Aus diesem Grund wird hier von einer Diskussion diesbezüglicher Details abgesehen, stattdessen soll mit einem allgemeineren Modell nach MEHNERT (1996) der weichselglaziale Eisabbau im nördlichen Mitteleuropa skizziert werden (Abb. 4). Danach wird zwischen 14000 und 13000 BP die Deglaziation im Nordosten des Landes angenommen (vgl. Abschnitt 3.3.2).

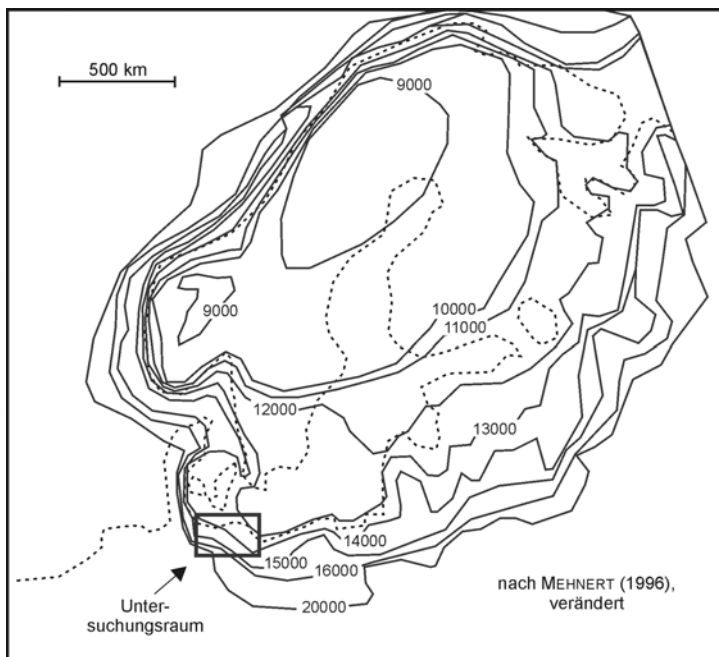


Abb. 4: Deglaziation von Mittel- und Nordeuropa in ^{14}C -Jahren BP.

Der regionale Wissensstand zur Entwicklung von Vorgängergewässern der Ostsee ist durch jüngere meeresgeologische Arbeiten in der Mecklenburger Bucht, auf der Falster-Rügen-Platte und im Arkonabecken stark erweitert worden (z.B. JENSEN ET AL. 1997, 1999, LEMKE 1998, LEMKE ET AL. 2001). Danach konnte zwar die Entwicklung von *Großseen* im Ostseebecken seit der Jüngeren Dryas mit hoher zeitlicher und räumlicher Präzision rekonstruiert werden (vgl. Abb. 5). Für den Zeitraum davor hingegen, d.h. für die initiale und ältere Entwicklung des „Baltischen Eisstausees“ und seine hypothetischen Beziehungen zu den glazilimnischen Großbecken an der nordostdeutschen Ostseeküste, ist die Datenlage noch unsicher (vgl. auch BJÖRCK 1995). In Abbildung 5 wird für diese Phase der chronologisch unscharfe Ausdruck „Prä-Alleröd“ verwendet. Für weitere Zeiträume sind zudem Annahmen über die fluvialen Beziehungen zwischen dem höher gelegenen südlichen Festland und den Großseen vielfach nicht gesichert. Zusammenfassend läßt sich indes eindeutig feststellen, daß im jüngeren Spätglazial und frühen Holozän die Ufer der Großseen z.T. weit nördlich der heutigen Ostseeküste lagen und phasenhaft von größeren Flüssen zerschnittene Landbrücken nach Skandinavien existierten. Die neuen Untersuchungen falsifizieren die ältere Hypothese über eine spätglaziale Meeresingression in das vorpommersche Talsystem (vgl. JANKE & REINHARD 1968 und Abschnitt 5.6).

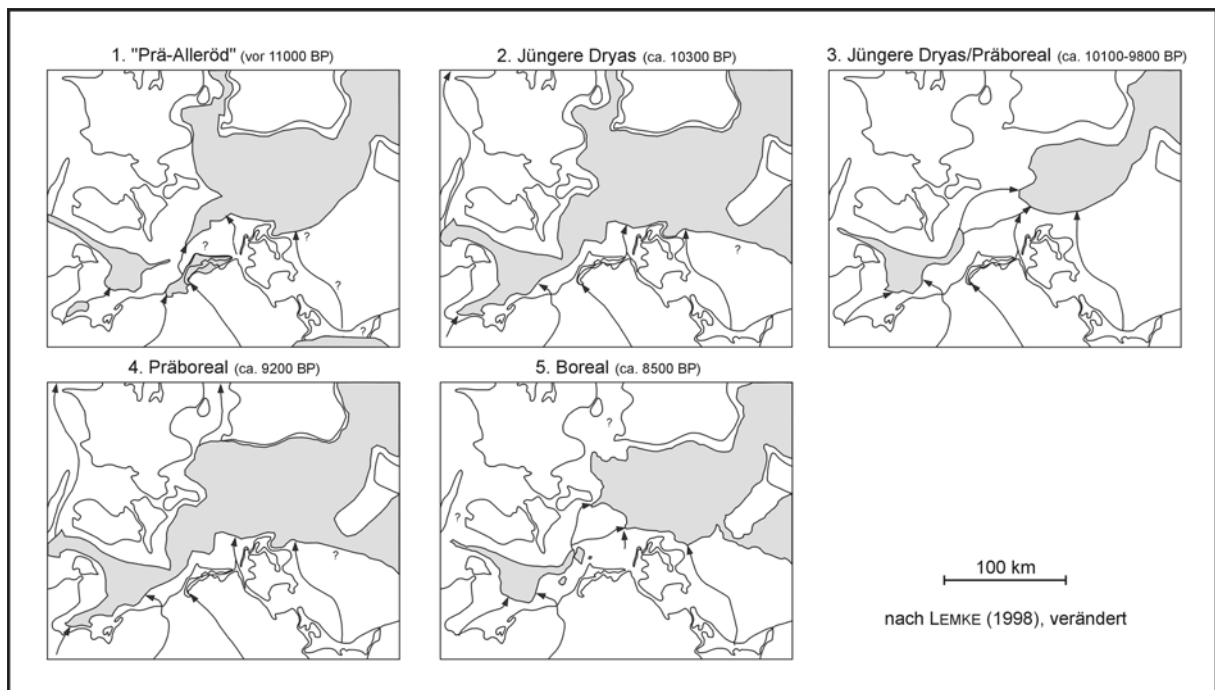


Abb. 5: Paläogeographische Entwicklung während des Spätpleistozäns und Frühholozäns im Gebiet der südlichen Ostsee (Grau = Seeflächen).

3.3 Regionale Radiokohlenstoffdaten

3.3.1 Allgemeines

Um Leitlinien der regionalen Beckenentwicklung herausarbeiten zu können, ist u.a. ein Vergleich der unten vorzustellenden neuen Profile mit den in der Vergangenheit vorgelegten Stratigraphien notwendig. Eine Voraussetzung dafür ist die Sammlung und kritische Bewertung von *chronologischen Daten* der älteren Profile. Neben etlichen Pollendiagrammen mit Überlieferung der hier interessierenden Zeitscheibe, deren teilweise palynostratigraphische Neuinterpretation durch P. DE KLERK/Greifswald vorbereitet wird, existiert in Mecklenburg-Vorpommern eine Vielzahl von Profilen mit Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätpleistozän und Frühholozän (GÖRSDORF & KAISER 2001). Demgegenüber war bis vor kurzem ein nahezu vollständiges Fehlen aussagekräftiger TL-/OSL-Daten zu verzeichnen.

Seit Mitte der 1960er Jahre werden für geowissenschaftliche Zwecke in Mecklenburg-Vorpommern Radiokohlenstoffdaten verwendet (KOLP 1965). Die dominierenden Anwendungsgebiete stellen bis heute marin-geologische und küsten-geomorphologische Untersuchungen dar. Zu dem gegenwärtigen regionalen Gesamtbestand von schätzungsweise 400-500 Daten mit geowissenschaftlichem Hintergrund kommen ca. 100-200 Daten aus archäologischem Kontext.

In den 1990er Jahren wurden von der Universität Greifswald und dem Institut für Ostseeforschung in Rostock-Warnemünde verschiedene Forschungsprojekte durchgeführt, die in einem weitaus stärkeren Maße als in der Vergangenheit Radiokohlenstoffdaten erbrachten (z.B. ENDTMANN 1998, LEMKE 1998, SCHUMACHER ET AL. 1998, VERSE ET AL. 1998).

Der überwiegende Anteil der Radiokohlenstoffdaten aus Mecklenburg-Vorpommern die vor 1989/90 gemessen wurden, stammt aus dem ^{14}C -Labor des ehemaligen Zentralinstituts für Alte Geschichte und Archäologie der Akademie der Wissenschaften der DDR in Berlin. Das Labor gehört heute zur Eurasien-Abteilung des Deutschen Archäologischen Instituts. Am Gesamtbestand aller Daten des betreffenden Zeitraums hält das Berliner Labor mit $n = 61$ (22 %) den größten Anteil. Mit $n = 31$ wird hier die Hälfte des Berliner Datenfundus erstmals zusammenhängend veröffentlicht.

Die Kalibration der Datierungsergebnisse erfolgte mit dem Computerprogramm OxCal v3.5 (RAMSAY 2000) durch J. GÖRSDORF/Berlin. Zur Kalibration wurde die zur Verfügung stehende Zehnjahres-Mittelwertkurve verwendet (STUIVER ET AL. 1998).

In dieser Arbeit werden diejenigen Daten, die ^{14}C -Jahre (= unkalibrierte Alter) repräsentieren, mit "BP" gekennzeichnet; die kalibrierten Alter hingegen werden mit "cal BP" gekennzeichnet.

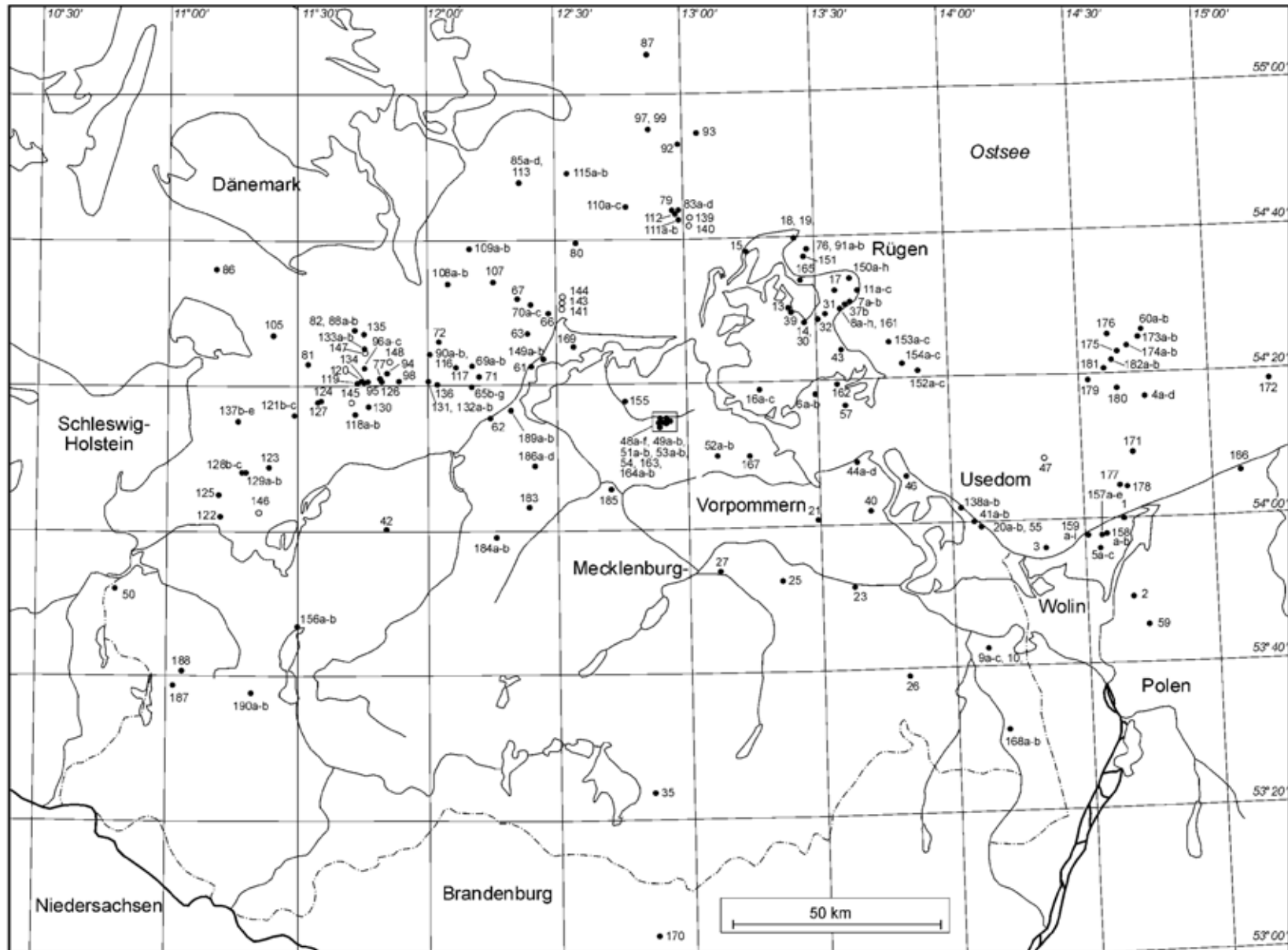


Abb. 6: Räumliche Verteilung von Radiokohlenstoffdaten des Spätpleistozäns und Frühholozäns in Mecklenburg-Vorpommern und benachbarten Gebieten (offene Kreise bezeichnen fehlende Lagedaten).

3.3.2 Datenvorlage

Räumlicher Datenschwerpunkt ist die Ostseeküste und das Festland von Mecklenburg-Vorpommern, hinzu kommen einige Daten aus den angrenzenden Gebieten von Brandenburg, Schleswig-Holstein, Dänemark und Polen. Die zeitliche Grenze der gesammelten Daten liegt im Holozän bei ca. 8000 BP (Anhang-Tab. 2). Dieses Datum gilt nach konventioneller Chronologie als Grenze des Boreals und damit des Frühholozäns (MANGERUD ET AL. 1974, DUPHORN ET AL. 1995). Dies entspricht nach der Warvenchronologie des benachbarten Schleswig-Holsteins ca. 9200 Warven-Jahre BP (MERKT & MÜLLER 1997, 1999) und nach der Kalibration des ^{14}C -Alters ca. 9000-8780 cal BP (RAMSAY 2000). Ein weiterer Grund diese Grenze zu wählen, ist der grundlegende Wandel der Küstenregion von einer terrestrisch zu einer marin geprägten Landschaft im Zuge der Litorina-Transgression zwischen 8000 und 7000 BP (WINN ET AL. 1986, JANKE & LAMPE 2000).

Hinsichtlich des Untersuchungszusammenhanges entfällt über die Hälfte der Daten auf marin-geologische Arbeiten, der Rest wurde im Zuge terrestrisch-geomorphologischer, terrestrisch-geologischer, küsten-geomorphologischer, vegetationsgeschichtlicher und archäologischer Arbeiten erhoben.

An der Erarbeitung des regionalen Datenbestandes von $n = 271$ (Abb. 7) waren 13 identifizierbare Labore beteiligt, wobei die Labore in Berlin ($n = 61$), Gliwice ($n = 43$), Hannover ($n = 42$) und Aarhus ($n = 35$) zusammen den größten Anteil besitzen. Eine Verteilung der Daten hinsichtlich der Jahrtausende BP zeigt mit $n = 77$ oder ca. 28 % eine Dominanz zwischen 10000-9000 BP, gefolgt von den Zeitabschnitten 9000-8000 ($n = 53$, 20 %), 12000-11000 BP ($n = 45$, 17 %) und 11000-10000 ($n = 43$, 16 %).

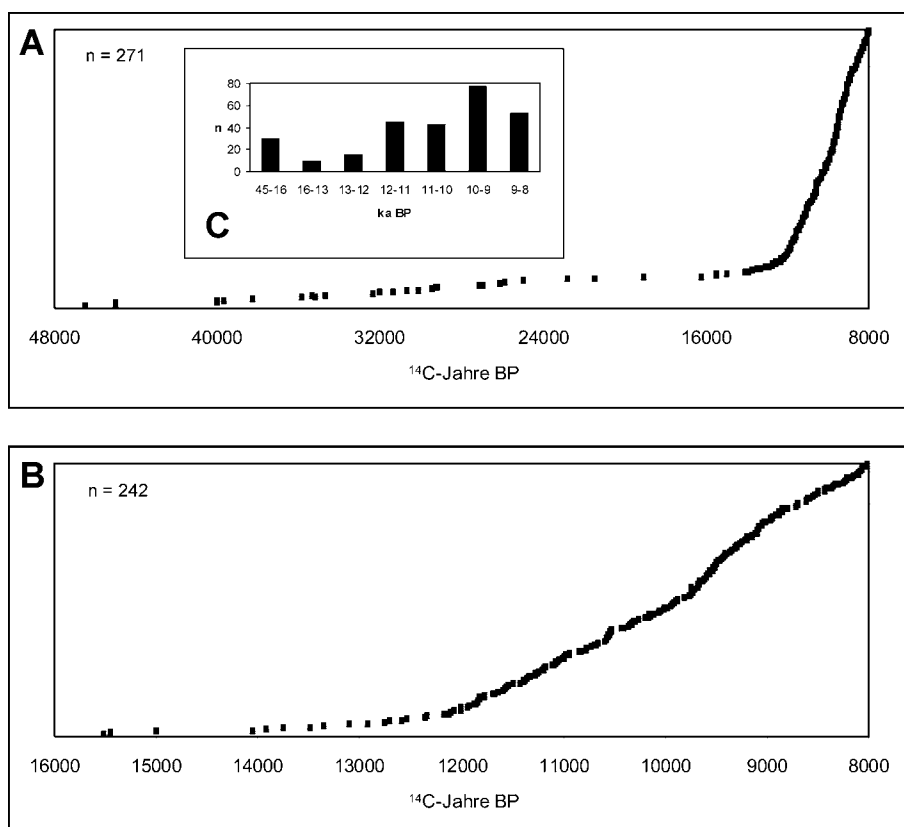


Abb. 7: Zeitliche Verteilung der Radiokohlenstoffdaten. A = Gesamtbestand der Daten. B = Datenbestand zwischen 16000-8000 BP. C = Häufigkeitsverteilung des Gesamtdatenbestandes. In Abbildung A und B sind jeweils die Mittelwerte und die Fehlerbalken der Daten dargestellt.

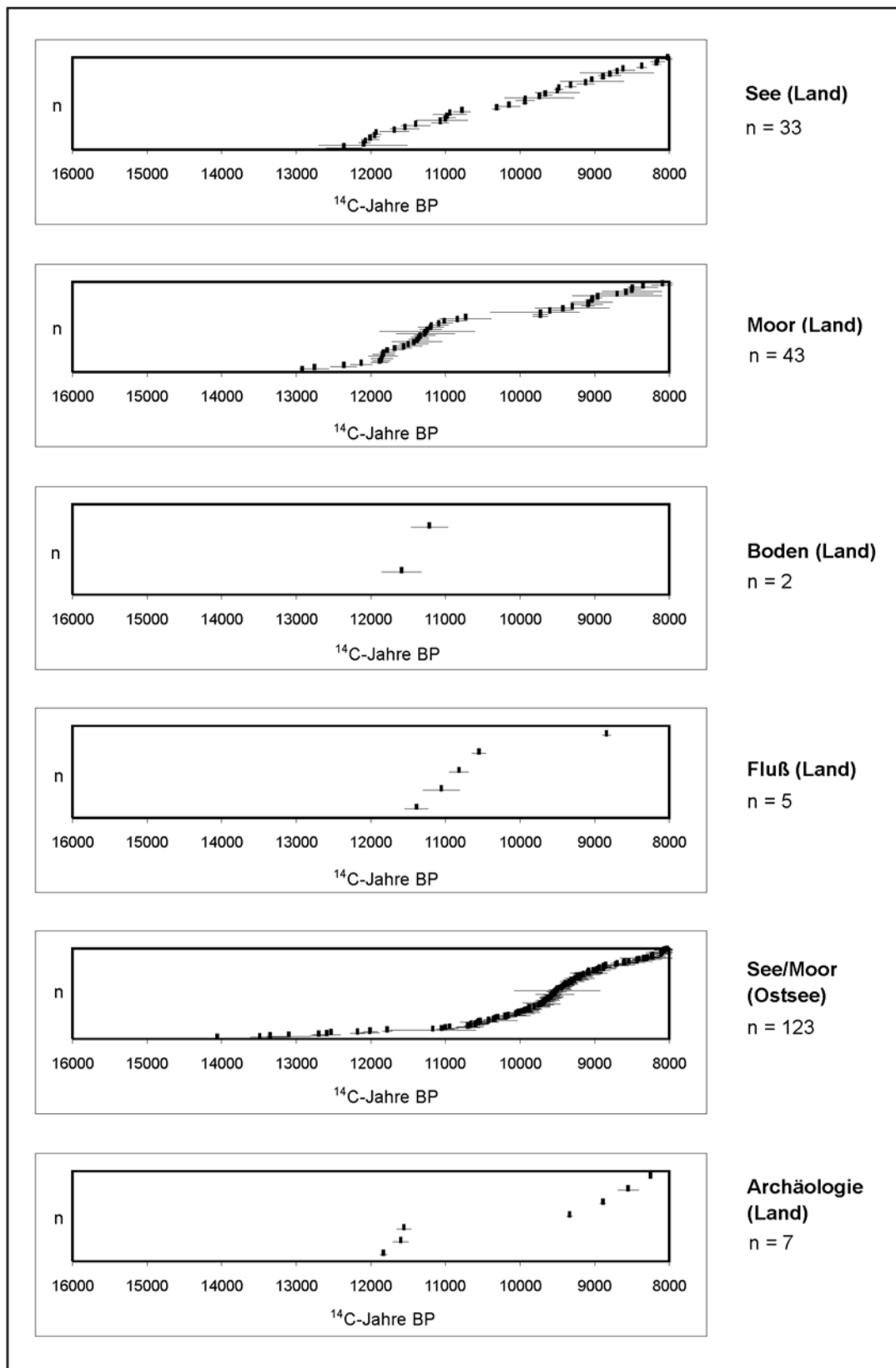


Abb. 8: Fazielle Verteilung der plausiblen und fraglichen Radiokohlenstoffdaten zwischen 16000 und 8000 BP.

Zur Einschätzung der Plausibilität standen die publizierten Quellen und teilweise auch mündliche und schriftliche Angaben der Probennehmer zur Verfügung. Für einige Profile konnten spätere Bearbeitungen genutzt werden. Die Plausibilität eines Datums bezieht sich auf das wahrscheinliche Alter der geologischen Schichtbildung. Das heißt beispielsweise, ein durch den Hartwasser- oder Reservoir-Effekt (GEYH 1983) erkennbar "verdorbenes" Datum ist in diesem Sinne nicht plausibel. Ebenfalls als nicht plausibel gelten Datierungen, die an erkennbar verlagertem älteren Material inmitten einer jüngeren Schichtbildung vorgenommen wurden. Für viele Land-Stratigraphien stehen zur Identifizierung von Datierungsdifferenzen parallele Pollendiagramme zur Verfügung. Für einen großen Teil der zumeist mit Einzeldaten dokumentierten Ostsee-Profilen liegt indessen eine solche Möglichkeit der Überprüfung nicht vor. Hier und bei einigen nicht näher charakterisierbaren Land-Profilen bleibt die Plausibilität deshalb fraglich. Als plausibel oder fraglich lassen sich $n = 237$ oder ca. 87 % der Daten betrachten, als nicht plausibel dagegen $n = 34$ oder ca. 13 %.

3.3.3 Auswertung

Allgemeines

Die Auswertung der Datenkollektion ist auf Fragen der regionalen Geologie und Morphogenese, letztlich also auf Aspekte der Paläogeographie gerichtet. Bei günstiger räumlicher und zeitlicher Verteilung von größeren Datenreihen aus Seen, Mooren, Flußtälern, Paläoböden, Dünen etc. sind aufschlußreiche Einblicke in die syn- und diachrone Landschaftsentwicklung zu erwarten (vgl. z.B. CAMPBELL & CAMPBELL 1997).

Etwa die Hälfte der Radiokohlenstoffdaten aus Mecklenburg-Vorpommern stammt aus heute von der Ostsee oder ihren Randgewässern bedeckten ehemaligen Festlandsräumen (Abb. 6). Die Festlandsdaten verteilen sich schwerpunktmäßig küstennah vor allem auf Rügen, Usedom und Wolin. Das küstenferne Binnenland weist hingegen kaum ^{14}C -datierte Stratigraphien auf.

Eine Zuweisung der terrestrischen Daten zu den Faziesräumen See, Moor, Boden und Fluß belegt einen Schwerpunkt der Proben in den Bereichen Moor und See (Abb. 8). Die Daten aus der Ostsee und ihren Randgewässern sind häufig mangels Angaben nicht eindeutig zu identifizieren, zumal es sich bei den datierten Torfen vielfach um nur geringmächtige telmatische Einschaltungen in limnischen Abfolgen handelt. Aus diesem Grund mußten die Ostsee-Daten faziell in der Rubrik "See/Moor (Ostsee)" zusammengefaßt werden.

Der großen Zahl von Daten aus Seen und Mooren steht eine auffällig geringe Zahl von Daten aus Flußtälern und Böden gegenüber, was seine Erklärung in der nur geringen bisherigen Bearbeitungsdichte dieser Milieus findet. Bei den Flußdaten ist zudem das Charakteristikum einer regionalen faziellen Sukzession zu beachten: In den Flußtälern des Landes folgten auf fluvialen, z.T. auch limnischen Verhältnissen im Hoch- und Spätglazial zunächst fluvial-limnische, später im Holozän telmatische Verhältnisse (JANKE 1978a, b, KAISER ET AL. 2000a). Eine fazielle Zuordnung erweist sich somit teilweise als nicht eindeutig.

Die wenigen Daten aus archäologischem Zusammenhang ($n = 7$) werden hier nur der Vollständigkeit halber aufgeführt und sind bereits von TERBERGER & PIEK (1998) und KAISER ET AL. (2001 b) diskutiert worden.

Insgesamt erweist sich die Datenverteilung in Mecklenburg-Vorpommern unter dem Aspekt der Faziesvielfalt als ungünstig!

Deglaziation

Die absolute Chronologie des letzten Eisabbaus in Nordostdeutschland stellt ein gravierendes Desiderat der regionalen geohistorischen Forschung dar. Sowohl für quartärgeologische Fragen in einem engeren Sinne als auch für den Beginn bzw. die Dauer von Prozessen der periglazialen Relief- und Sedimentbildung (z.B. Tal- und Beckenentwicklung, Dünenbildung, Decksandgenese) ist eine Datierung der Eisfreiwerdung von großem Interesse. Hinzu kommen Fragen aus Nachbarfächern, wie

nach dem möglichen Beginn einer Wiedereinwanderung der Pflanzen- und Tierwelt oder zur potentiellen Rückkehr des Menschen.

Dem häufig genutzten stratigraphischen Schema für die nordostdeutsche Ostseeküste und ihr Hinterland von DUPHORN ET AL. (1995) fehlt ein exakter regionaler Fixpunkt zur Datierung des letzten Eisvorstoßes bzw. der nachfolgenden Deglaziation. Deren chronologische Einordnung fußt auf ausgesuchten älteren Daten aus Polen und Südkandinavien (z.B. KOZARSKI 1987, 1992). Der Mecklenburger Vorstoß inklusive Deglaziation wird danach zwischen 13200 und 12800 BP datiert, trotz Vorliegens südschwedischer Daten, die eine Enteisung von Nordschonen bereits zwischen 13200 und 12600 BP verdeutlichen (BJÖRCK ET AL. 1988, 1995, RINGBERG 1991). Wahrscheinlich auf Grundlage dieser und weiterer Daten vermuten LAGERLUND ET AL. (1995) den aktiven Eisrand um 14000 BP zwischen Rügen und Bornholm. Zu den gravierend voneinander abweichenden Vorstellungen über die glazialen Marginalstrukturen in Nordostdeutschland kommen somit auch unterschiedliche chronologische Vorstellungen der Eisfreiwerdung (Abb. 9).

Vor diesem Hintergrund sind die wenigen regionalen Daten zwischen 15000 und 13000 BP von besonderem Interesse. Aus der Pommerschen Bucht liegen von einem Profil vier übereinanderliegende plausible ^{14}C -Daten aus limnischen Sedimenten über dem jüngsten Till mit 14060 ± 220 BP bis 13100 ± 300 BP vor (KRAMARSKA & JUROWSKA 1991, ZACHOWICZ ET AL. 1992). Zwei ebenfalls aus der Pommerschen Bucht stammende ältere Daten mit 16200 ± 570 BP und 15010 ± 110 BP werden von KRAMARSKA (1998) wahrscheinlich aufgrund von Umlagerungen als nicht plausibel betrachtet. Eine Bohrung im Bereich der Pudaglapforte auf der Insel Usedom ergab an Pflanzenresten aus einer schluffigen Kalkmudde zwei Radiokarbondaten von 15515 ± 200 BP und 15450 ± 150 BP. Der stratigraphische Aufbau dieses Profils, jedoch ohne Daten, wird in KLIEWE & JANKE (1978) wiedergegeben. Parallele Pollenanalysen zeigen Spektren, die mit höheren Baum- und Strauchpollenanteilen auf ein jüngeres spätglaziales Alter der Mudde hinweisen (Ältere Dryas bis Alleröd; W. JANKE/Greifswald, schriftl. Mitt.). Die Daten sind daher wahrscheinlich entweder durch den Hartwassereffekt beeinflusst oder an umgelagertem Material gemessen worden und daher als nicht plausibel einzuschätzen.

So deutet die erstgenannte Datenfolge eine wahrscheinliche Eisfreiwerdung der Pommerschen Bucht um 14000 BP an, wobei nicht zu klären ist, ob das datierte organische Material (Torf) wirklich die *in situ*-Bildung eines lokalen Moores/Sees darstellt oder aus dem südlich gelegenen eisfreien Raum eingetragen wurde.

Dieses lokale Datum wird durch Ergebnisse aus benachbarten Räumen gestützt. Aus dem Gardno-Leba-Gebiet in Nordwestpolen liegen Radiokohlenstoffdaten vor, nach denen limnische bzw. telmatische Sedimente über dem jüngsten Geschiebemergel (= Gardnophase) mit 14310 ± 150 BP bzw. 13800 ± 270 BP datieren (ROTNICKI & BOROWKA 1995). In jüngster Zeit gelang zudem die chronologische Verknüpfung der nordwestpolnischen mit den südkandinavischen Endmoränen (USCINOWICZ 1996, 1999). Auch für Schleswig-Holstein wird ein Ende der Gletscheraktivität zwischen 14000 und 13000 BP vermutet (STEPHAN 1995). Ein einzelnes ^{14}C -Datum aus Nordbrandenburg, das den Maximalvorstoß des Pommerschen Stadiums erst *nach* 13919 ± 360 BP datiert (GÄRTNER 1998), erscheint demgegenüber zu jung. Ebenfalls etwas zu jung dürfte die von LIEDTKE (2001) anhand quartärgeologischer Überlegungen - nicht auf der Grundlage regionaler ^{14}C -Daten - vorgenommene Datierung der „Rosenthaler Staffel“ um 14100 BP und der „Velgaster Staffel“ um 13700 BP sein.

Zusammenfassend ist aller Wahrscheinlichkeit nach die letzte Deglaziation in Vorpommern gegenüber DUPHORN ET AL. (1995) um ca. ein Jahrtausend früher anzusetzen, was eine dementsprechende Verlängerung der Periglazialphase zur Folge hat.

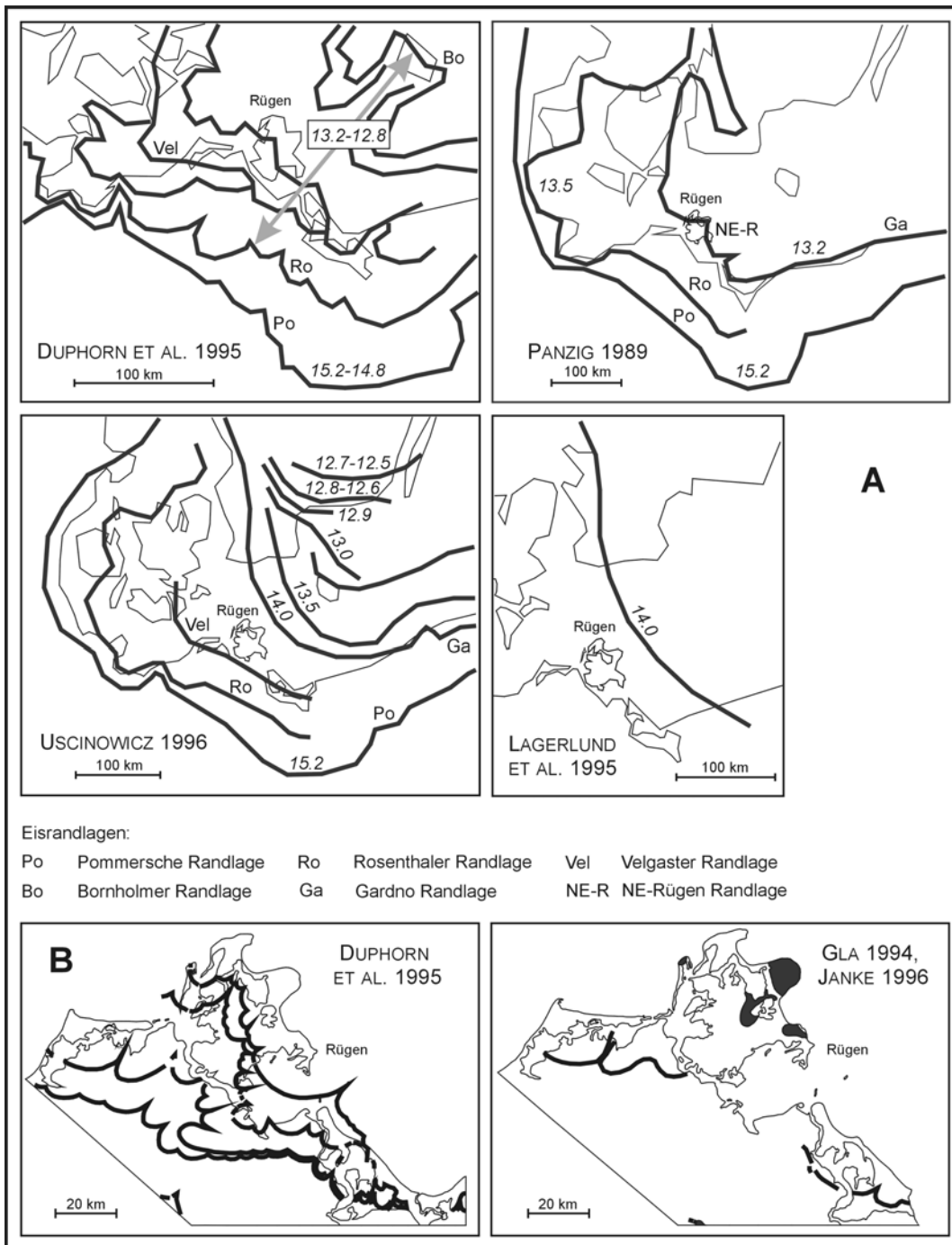


Abb. 9: Weichselglazialer Inlandeisabbau in Mitteleuropa und Südschweden.
A = Strukturell-chronologische Modelle (Alter in ^{14}C -ka BP). B = Eisrandlagen in Vorpommern.

Datierung weichselspätglazialer Stratigraphien

Im Zuge der Datensammlung gelang die Auffindung einer Reihe von unveröffentlichten Radiokohlenstoffdaten, die nun beispielsweise eine präzisere Datierung spätglazialer Stratigraphien in der Region gestatten. So kann für die "Heidesandbecken"-Problematik, also die Frage nach Alter und Fazies der z.T. summarisch als "glazilimnisch" gedeuteten großen Sandbecken an der Küste, neues Material bereitgestellt werden (Abb. 10). Danach lassen sich bestimmte Straten der bislang nur durch Makrofossilanalysen und unsichere Pollenbefunde datierten spätglazialen Ablagerungen an den Kliffs der Rostocker Heide und des Fischlandes (SCHULZ 1961, LUDWIG 1963, 1964, SÜß 1966, NÖTZOLDT 1968) eindeutig dem Alleröd zuordnen. Stratigraphisch ähnliche Ablagerungen in den Beckensandgebieten der Ueckerländer und der Lubminer Heide datieren gleichfalls in diesen Zeitraum.

Interessante Schlußfolgerungen ergeben sich hinsichtlich der "Heidesandbecken"-Problematik aus der räumlichen Verteilung der Daten zwischen 11000 und 10000 BP, also in etwa dem Zeitraum der Jüngeren Dryas entsprechend. Aus der Mecklenburger Bucht, d.h. westlich der Halbinsel Fischland-Darß-Zingst, liegt eine Vielzahl von Daten dieses Zeitabschnittes vor und belegt einen größeren See in Teilen des heutigen Ostseebeckens bis -20 m HN ("Baltischer Eisstausee", LEMKE 1998). Synchron feinsandige Ablagerungen in den bis +20 m HN gelegenen "Heidesandbecken" an Land wurden bislang entweder konform als fluvial-limnisch (z.B. BRINKMANN 1958, JANKE 1986, STEINICH 1992b) oder - und damit völlig entgegengesetzt - als äolisch (z.B. SCHULZ 1961, LUDWIG 1963, KIEWE 1973) gedeutet. Durch aktuelle Nachweise von Dünen und Flugsanddecken der Jüngeren Dryas in diesem Raum kann die zweite Deutung bestätigt werden (vgl. Abschnitt 4.3). Im Zusammenhang ergibt sich somit für die Jüngere Dryas das Bild eines Großsees mit sandiger Sedimentation *unterhalb* eines Niveaus von ca. -20 m HN (LEMKE 1998) und einer von äolischen Umlagerungen geprägten terrestrischen Landschaft *oberhalb* von mindestens 0 m HN.

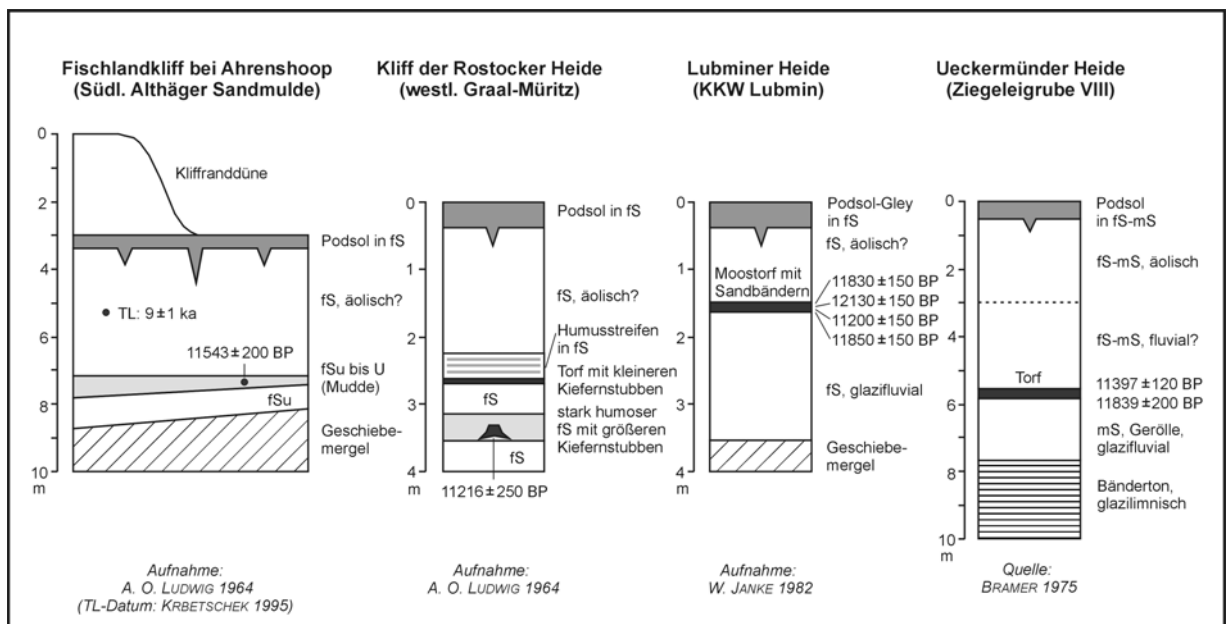


Abb. 10: Radiokohlenstoffdaten aus spätpleistozänen Beckensequenzen in Mecklenburg-Vorpommern („Heidesandbecken“ an der Ostseeküste).

4. Untersuchungen an Becken im nördlichen Mecklenburg-Vorpommern

4.1 Endinger Bruch und Umgebung

4.1.1 Allgemeines

Das ca. 11,7 km² große und von den Ortschaften Jakobsdorf im Südosten, Nienhagen im Osten und Lendershagen im Westen begrenzte Untersuchungsgebiet ist naturräumlich der „Steinhagener Lehmplatte mit oberer Bartheniederung“ zuzurechnen und bildet den Mittelpunkt einer weitgespannten, durch Becken und ebene bis schwach wellige Platten gegliederten Senke (BILLWITZ 1986, KAISER & TERBERGER 1996; vgl. Anhang-Taf. 1). Unter einem räumlich-hierarchischen Gesichtswinkel betrachtet, sind diese Senke, mehrere darin befindliche größere Becken - wobei eines davon das Endinger Bruch darstellt - und schließlich eine Vielzahl von Teilbecken in diesem zu unterscheiden.

Eine Einbindung in den regionalgeologischen Zusammenhang vermittelt Abbildung 1. Danach liegen die mehr oder weniger vertorften Becken in einem Mosaik aus Geschiebemergel des Mecklenburger Vorstoßes (W3) und glazifluvialen W3-Nachschüttandsen über W3-Geschiebemergel (GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN 1995), d.h. in einem weiteren Sinne in einer Grundmoränenlandschaft. In ca. 2 bis 3 km Entfernung nördlich vom Endinger Bruch verläuft nach obiger Quelle die Eisrandlage der sogenannten „Velgaster Staffel“ („W3 V“), deren Existenz in diesem Raum jedoch angezweifelt wird (vgl. Abschnitt 4.2.4). Ein geologischer Schnitt von knapp westlich des Strelasundes bis nach Schuenhagen zeigt im Bereich des Endinger Bruchs ca. 60 m mächtiges Quartär über Jura (GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN 1980; vgl. Abb. 11). Eine vertikale „Beckensukzession“ bzw. ein „Durchpausen von Hohlformen aus älteren Vereisungen“ analog zu anderen Becken in der Region (z.B. LUDWIG 1992, MÜLLER ET AL. 1993, RÜHBERG 1998) läßt sich anhand dieses Schnittes nicht belegen.

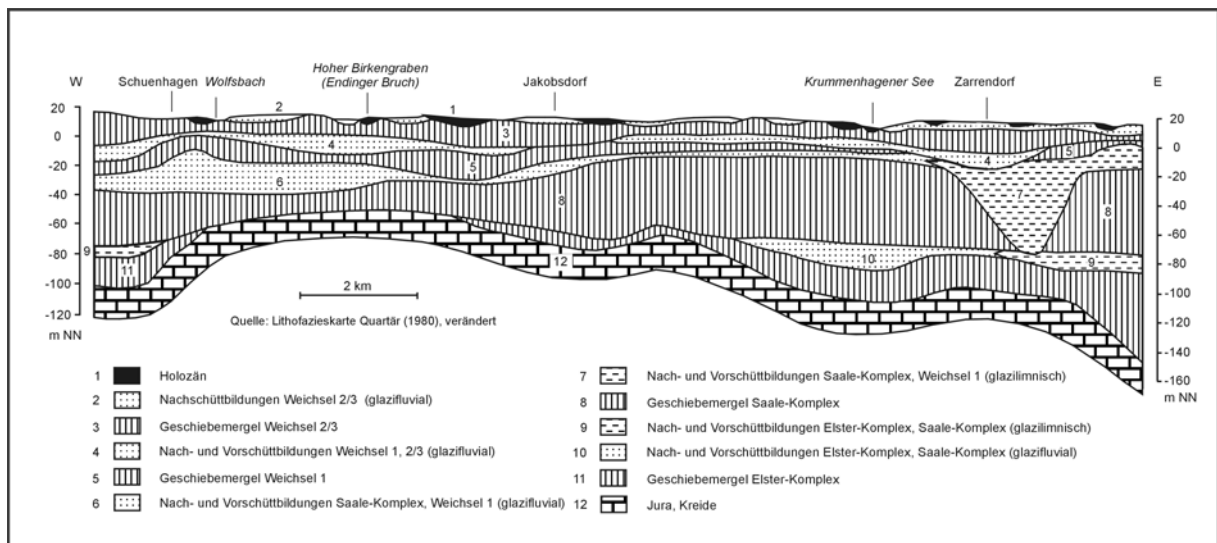


Abb. 11: Quartäre Ablagerungen im Schnitt Zarrendorf-Endinger Bruch-Schuenhagen.

Das Untersuchungsgebiet ist in nahezu ebene Teilbecken um 8,5-10 m HN, darin befindliche Flachkuppen und -rücken um 9-13 m HN von 100 m bis wenigen 100 m Ausdehnung sowie in ebene bis schwach wellige Plattenbereiche um 9,5-17,5 m HN gegliedert (Abb. 12). Bei einer Abdeckung der spätpleistozänen und holozänen Beckenverfüllung wird ein wesentlich stärker ausgeprägtes Paläorelief sichtbar und die maximale Höhenspanne beträgt nun ca. 24 m.

Mit der oberen Barthe von Ost nach West (Niveau: 8,4-7,2 m HN) und dem Hohen Birkengraben von Südost nach Nordwest (Niveau: 8,6-7,5 m HN) fließen zwei kleine, stark anthropogen geprägte Fließgewässer durch das Gebiet. Möglicherweise wiesen beide Gewässer nach ihrer natürlichen Existenz im Spätpleistozän und Frühholozän während des mittleren und jüngeren Holozäns durch starkes Moorbachstum ein eher episodisches Fließregime auf und sind erst im Zuge anthropogener Eingriffe im jüngeren Subatlantikum als permanente Fließgewässer wiederentstanden (vgl. Abschnitt

4.2.4). Neben diesen Vorflutern wird das Endinger Bruch und seine Umgebung durch ein dichtes Netz von Gräben entwässert, d.h. der Wasserhaushalt ist stark anthropogen überformt. Im hydrologischen Winterhalbjahr steht das Grundwasser in den Niedermoorbereichen nahe unter oder sogar über den Mooroberflächen von 8,5-10 m HN, im Sommerhalbjahr um mehrere Dezimeter bis fast einen Meter darunter.

Das Gebiet wird auf dem größten Teil seiner Fläche forstwirtschaftlich genutzt: Weiden, Erlen und Eschen bestocken die feuchteren Partien; Laubmischwälder aus Esche, Buche und Eiche sowie untergeordnet Nadelbaumbestände aus Kiefer, Fichte und Douglasie die trockeneren Standorte. Waldfreie und in der Regel vermoorte Bereiche am Ostrand des Endinger Bruchs befinden sich in weidewirtschaftlicher Nutzung; die trockeneren Geschiebemergelplatten werden ackerbaulich für den Anbau von Getreide, Raps und Rüben genutzt.

4.1.2 Kenntnisstand

Die ersten geowissenschaftlichen Arbeiten in diesem Gebiet führte 1899 W. DEECKE/Greifswald durch, als beim Sandabbau in der Nähe des jetzt wüsten Gutes Endingen offensichtlich bearbeitete Faunenreste zum Vorschein kamen (DEECKE 1900a, b; Fundplatz VI, vgl. Abschnitt 4.1.4.2). Dieser Fundplatz fand 1938 erneut Aufmerksamkeit, als H. GROSS/Königsberg und K. RICHTER/Greifswald dort geologisch-palynostratigraphische Untersuchungen vornahmen (GROSS 1938). H. GROSS, der bis 1945 vorwiegend in Ostpreußen arbeitete, kann nicht nur als einer der Begründer einer spätpaläolithischen Archäologie im damaligen Nordostdeutschland gelten, sondern auch in einem weiteren Sinne als einer der Pioniere moderner geoarchäologischer Forschung in Deutschland angesehen werden (z.B. GROSS 1937, 1939/40, 1943). Kriegsbedingte Umstände verhinderten damals allerdings eine Auswertung und Publikation des Endinger Materials. Bereits 1933 untersuchte W. PETZSCH/Greifswald mittels kleinerer Schnitte einige mesolithische Fundplätze auf Kuppen am Rande des Endinger Bruches, ohne allerdings verwertbare stratigraphische Angaben mitzuteilen (PETZSCH 1935). Für die geologische Landesaufnahme im Maßstab 1:100000 wurde das Gebiet auf Grundlage von ca. 130 Bohrungen durch BÜTTNER (1955; vgl. Abb. 16) als Bestandteil des Blattes Richtenberg im Maßstab 1:25000 dargestellt. Schließlich kartierte TRAUTZSCH (1958) im Rahmen einer Diplomarbeit mit ca. 500 Bohrungen im Maßstab 1:10000 einen Teil des Gebietes erneut, bearbeitete zudem drei Baumpollendiagramme und leitete auf dieser Grundlage ein geologisches Normalprofil für das Endinger Bruch ab.

Ausschließlich die Ergebnisse der älteren geologisch-paläontologischen Untersuchungen am Fundplatz VI fanden bis Mitte der 1980er Jahre auch Eingang in die Sekundärliteratur (z.B. GEINITZ 1903, OTTO 1913, BATH 1941, SCHAAR 1956, HEINRICH 1977, LANGE ET AL. 1986).

4.1.3 Geologisch-bodenkundliche Kartierung

Allgemeines

Während der archäologischen Sondagen von 1994-96 im Rahmen des erwähnten DFG-Projektes wurde für eine paläogeographische Beurteilung der Fundplätze die große Maßstabsdistanz zwischen den Fundplätzen (1:100-1:1000) und den vorliegenden älteren Kartierungen (1:10000-1:100000) deutlich. Zur Überwindung dieses Problems dienten engständige Bohrungen entlang von Transekten („Schnitten“), die die archäologischen Fundplätze mit ihrem Umland verbanden. Für eine großflächige Beurteilung der paläogeographischen Verhältnisse jedoch schränkten offensichtliche Fehlansprachen, eine zu grobe Substratdifferenzierung und nichtbearbeitete Teilflächen die Nutzung der älteren Kartierungen ein. Auch war eine Prospektion auf weitere aussagekräftige Stratigraphien wünschenswert. Aus diesem Grunde wurde 1996-97 eine geologisch-bodenkundliche Neukartierung des Endinger Bruchs und seines Umlandes im Geländemaßstab 1:10000 durchgeführt. Es wurden 400 Bohrungen niedergebracht, davon 270 bis in 2 m Tiefe, der Rest ist tiefer. Die Auswahl der Bohrstandorte folgte hauptsächlich dem Catena-Prinzip, in Teilflächen insbesondere im Norden und Südwesten dagegen einem groben Raster (Abb. 12, 13). Unter Einbeziehung älterer Bohrungen stehen nunmehr ca. 1030 Profilaufnahmen für dieses Gebiet zur Verfügung, das entspricht etwa einem

Datenpunkt pro Hektar. Mit diesen und weiteren Daten wurden eine Geologische Karte (Abb. 14), eine Bodenkundliche Karte (Abb. 15) und eine Geoarchäologische Übersichtskarte (Abb. 17) erstellt.

Ein Vergleich der geologischen Alt- und Neukartierung diese Gebietes (Abb. 16) zeigt hinsichtlich des älteren Materials gravierende Mängel: Es erfolgte durch BÜTTNER (1955) keine Kartierung von Seeablagerungen, die vermoortene Areale weisen eine erhebliche Fehlfiguration auf, die Beckensandfazies der meisten tiefliegenden Sandareale wurde nicht erkannt, es erfolgte eine Fehlansprache der weitverbreiteten glazilimnischen Sedimente im Norden des Gebietes, ein Hochmoor im Endinger Bruch wurde trotz Bohrung und deutlich wahrnehmbarer Aufwölbung als solches nicht ausgewiesen. Diese Überprüfung der Plausibilität einer geologischen Altkartierung kleinen Maßstabs mahnt zur Vorsicht bei der Nutzung vorhandener Daten für großmaßstäbige landschaftsgenetische Fragestellungen!

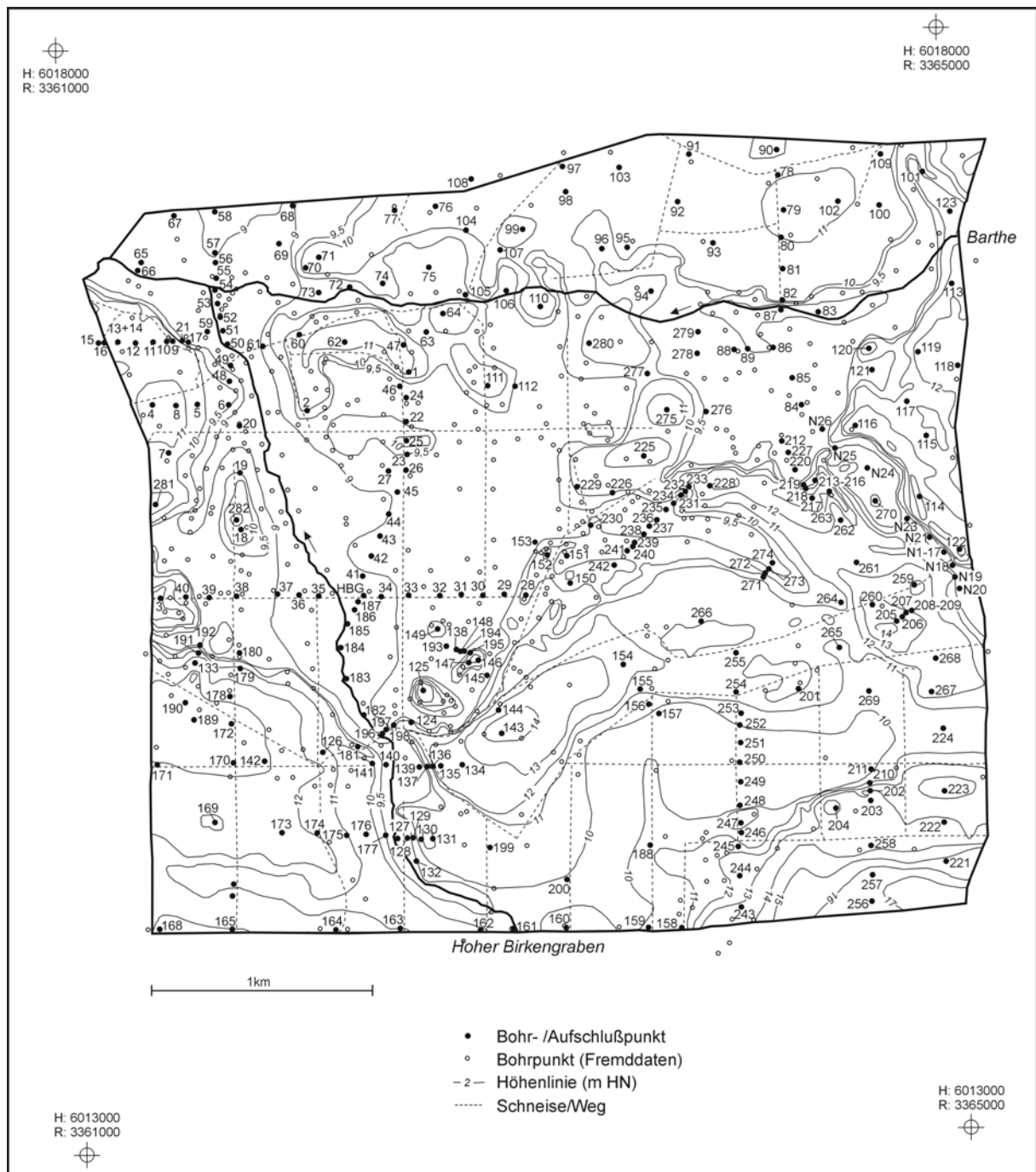


Abb. 12: Bohr- und Aufschlußpunkte sowie Topographie im Kartiergebiet Endinger Bruch.

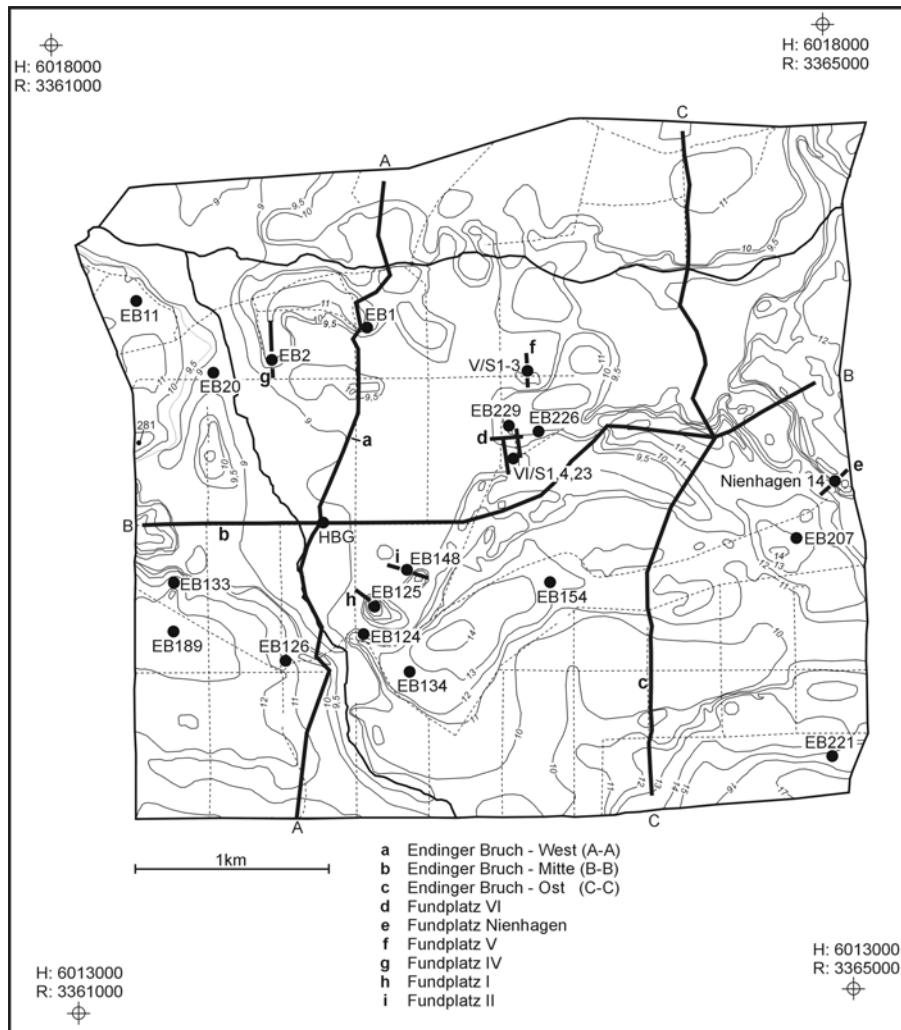


Abb. 13: Geologische Schnitte und analysierte Einzelprofile im Kartiergebiet Endinger Bruch.

Geologie und Geomorphologie

Hinsichtlich einer geologischen Grobgliederung zeichnen sich ein Areal glazilimnischer Sedimente nördlich der Barthe und ein teilweise aus vertorfte Paläosenen, teilweise aus fluvial-limnischen Sanden der Jüngeren Dryas bestehendes Areal südlich der Barthe ab. Im Anschluß an einen NE-SW-streichenden Grundmoränensporn folgt erneut eine mit fluvial-limnischen Sanden aufgefüllte Niederung mit Paläosee (Abb. 14, 17). Grundmoränenplatten umrahmen das Gebiet im Osten, Westen und Süden.

Die geologisch-geomorphologischen Einheiten zeichnen teilweise eine sich bereits im Relief andeutende starke Kammerung des Gebietes in Becken, Kuppen bzw. Rücken und Platten nach. Für die Existenz und die stark differenzierte Form von Teilbecken und Paläosenen hingegen bot das jetzige Relief infolge des flächenhaften Torfwachstums keinen Anhaltspunkt. Von besonderer Bedeutung für die paläohydrologische Rekonstruktion ist der punktuelle Nachweis von spätglazialen Mudden unter fluvial-limnischen Sanden.

Drei nach Bohrungen konstruierte Schnitte durch das Gebiet zeigen eine starke Undulation der Beckenbasis (Abb. 18), wobei mit diesem Begriff die Oberkante des Geschiebemergels gemeint ist. Die größte Vertikaldistanz zwischen einer Kuppenoberfläche und einer Beckenbasis wird dabei auf nur 500 m Horizontaldistanz zwischen dem Fundplatz I und dem Profil Hoher Birkengraben (HBG) mit ca. 20 m erreicht. Besonders augenfällig ist in den Schnitten „Endinger Bruch-West“ und „Endinger Bruch-Mitte“ die lokal sehr große relative Beckentiefe von >15 m im Bereich des Profils HBG und der „Absturz“ der südlichen Flanke dieses Spezialbeckens innerhalb weniger Dekameter. Im Schnitt „Endinger Bruch-Ost“ (Nordteil) fällt die höhere Lage von glazilimnischem Schluff gegenüber

von jüngeren Sedimenten bedecktem Geschiebemergel auf. Zur Diskussion dieser als Toteisphänomene gedeuteten Strukturen sei auf Abschnitt 4.1.5 verwiesen.

Böden

Die einerseits während der Nutstangenkartierung und in Profilgruben aufgenommenen, andererseits in Windwürfen und kleinen Einschlügen beobachteten Bodensubtypen erwiesen sich in der Regel als gute, jedoch nicht immer eindeutige Indikatoren für das geologische Ausgangsmaterial. So zeigten die Podsole und Gley-Podsole im Gebiet zwar eine ausschließliche Bindung an fluvial-limnische Sande, z.T. über Geschiebemergel, jedoch waren oberflächennah als Podsole erkennbare, bei Nachgrabung sich aber als Pseudogley-Podsole und Podsol-Pseudogleye erweisende Böden i.d.R. mit Decksanden über Geschiebemergel verbunden. Braunerden wiesen ausschließlich auf Decksand über glazifluvialen Sand hin, Pseudogley-Braunerden hingegen sowohl auf ersteres als auch auf Decksand über Geschiebemergel. Diese Ambivalenz der Bodentypen hinsichtlich der Substrate legte daher einer Übernahme von älteren Bodendaten der forstlichen Standortserkundung (Kartierung 1:10000, häufig nur Flachbohrungen) für geologisch-geomorphologische Zwecke starke Beschränkungen auf. Für die Neukartierung wurde nahezu vollständig auf dieses Material verzichtet.

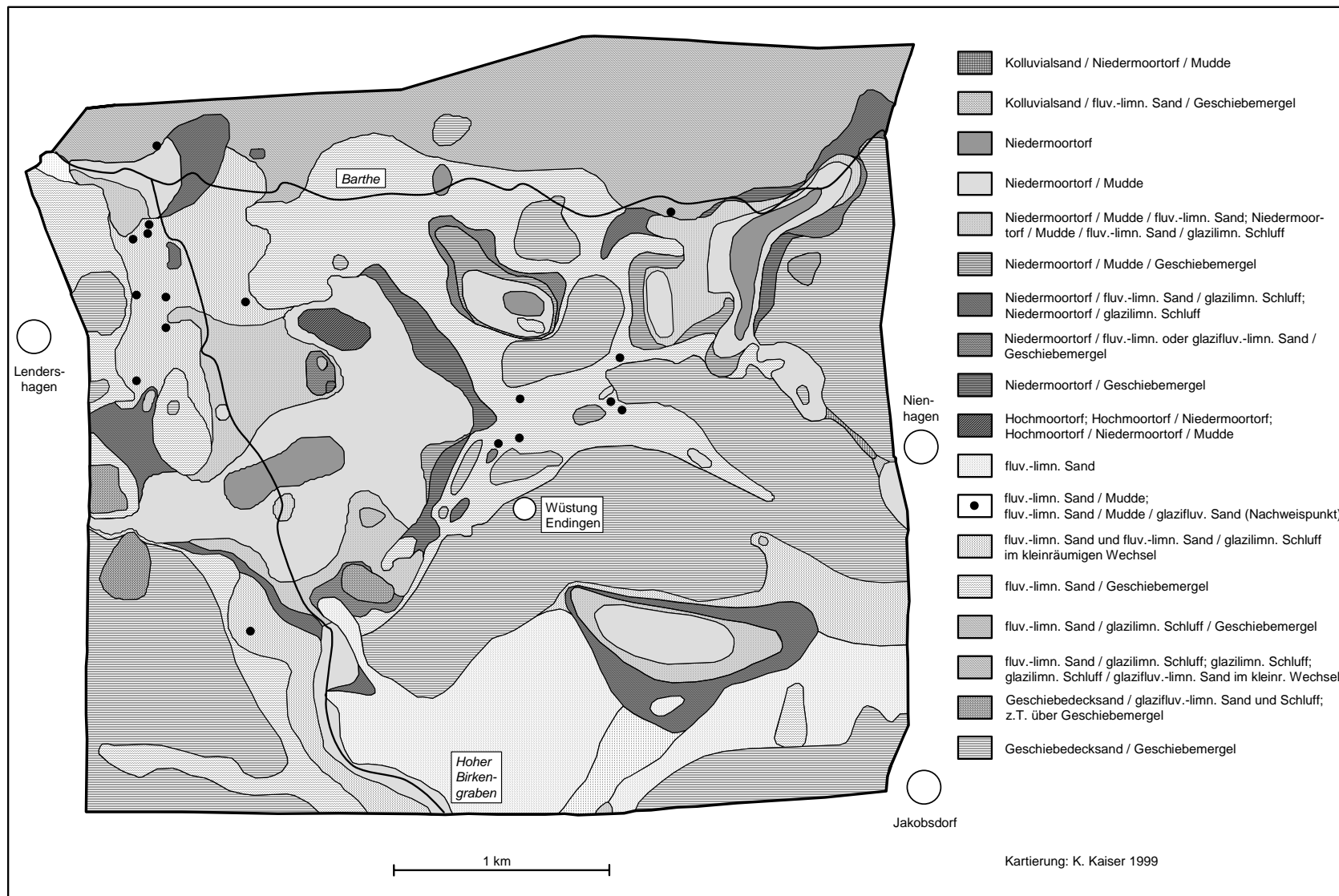
Die höher gelegenen Geschiebemergel-Areale im Gebiet weisen Pseudogleye und bei Vorhandensein von Geschiebendecksand oder einer geringmächtigen Auflage von glazifluvialen Sand Lessivé-Pseudogley-Braunerden („Tieflehm-Braunstaugleye“) auf. Glazifluviale, z.T. kiesige Fein- und Mittelsande in Kuppenlage sind durch Braunerden oder Pseudogley-Braunerden, glazilimnische Sedimente oberhalb von 10 m HN sind durch Haftnässe-Pseudogleye gekennzeichnet. In fluvial-limnischen Feinsanden oberhalb von 10 m HN haben sich Gley-Podsole entwickelt. Die tiefergelegenen Bereiche weisen in unterschiedlichen Substraten und mit zunehmendem Grundwassereinfluß Gley-Pseudogleye („Amphigleye“), Gleye, Anmoorgley-Gleye, Moorgley-Gleye und Erd-Niedermoor sowie als Besonderheit auch einen Mulm-Hochmoor-Standort auf. Am Übergang von den Hochflächen zur Niederung finden sich auf kleiner Fläche als Zeugnis anthropogener Bodenerosion Kolluvisole, diese z.T. auch unter Wald.

Eine Nutzung der mineralischen Oberflächenböden für subtilere relative Datierungen von Landoberflächen ist im Gegensatz zu den stärker anthropogen beeinflussbaren Dünen-, Fluß- oder Hügellandschaften der Region nicht möglich, wenn man von der allgemeinen Aussage bzw. der Hypothese absieht, daß Decksande (HELBIG 1999a) bzw. Braunerden, Lessivés und Eisenhumuspodsole spätglaziale Oberflächen repräsentieren können (KOPP 1969, JÄGER & KOPP 1969). Die kleinflächig auftretenden Kolluvien lassen sich wahrscheinlich in das Mittelalter und in die Neuzeit datieren.

Der Beckenlage und dem dominierenden Flachrelief entsprechend zeigt sich, mit Ausnahme kleinst-räumiger Sand-Podsol- und Sand-Braunerdestandorte, die Bodendecke des Untersuchungsgebietes als grundwasser-, stauwasser- oder haftwassergeprägt bzw. -beeinflußt. Der lokalklimatische Beckeneinfluß bedingt wahrscheinlich die starke Humusanreicherung einiger Gley-Podsole, Pseudogley-Podsole, Podsol-Pseudogleye und Pseudogleye in Waldlage mit (Profile EB 1, 2, 126, 189, VI/S1; vgl. KAISER 2001 und Anhang). Die Randlage zum „feuchten Darßklima“ (Klimabereich „Lambda“, SCHULZE 1996) macht sich im teilweisen Auftreten mächtigerer Rohhumusdecken („Halbfilze“ bis „Doppelfilze“, vgl. BILLWITZ 1997b: 167) bemerkbar. Dies korrespondiert mit dem Auftreten spezifischer Pflanzenarten (z.B. Stechpalme - *Ilex aquifolium*).

Die Moorböden sind infolge eines dichten Grabensystems sämtlich entwässert und auf der größten Fläche als vererdet (Erdniedermoor), auf geringerer Fläche auch als vererdet und segregiert (Mulm-niedermoor, -hochmoor) anzusprechen. Im Bereich südlich des Fundplatzes V konnte anhand freiliegender Erlenwurzeln („Stelzwurzeln“) ein maximaler Torfschwund durch Sackung und oxidative Torfzehrung von ca. 70 cm festgestellt werden.

Insgesamt wurden im Untersuchungsgebiet 38 Bodensubtypen erfaßt.



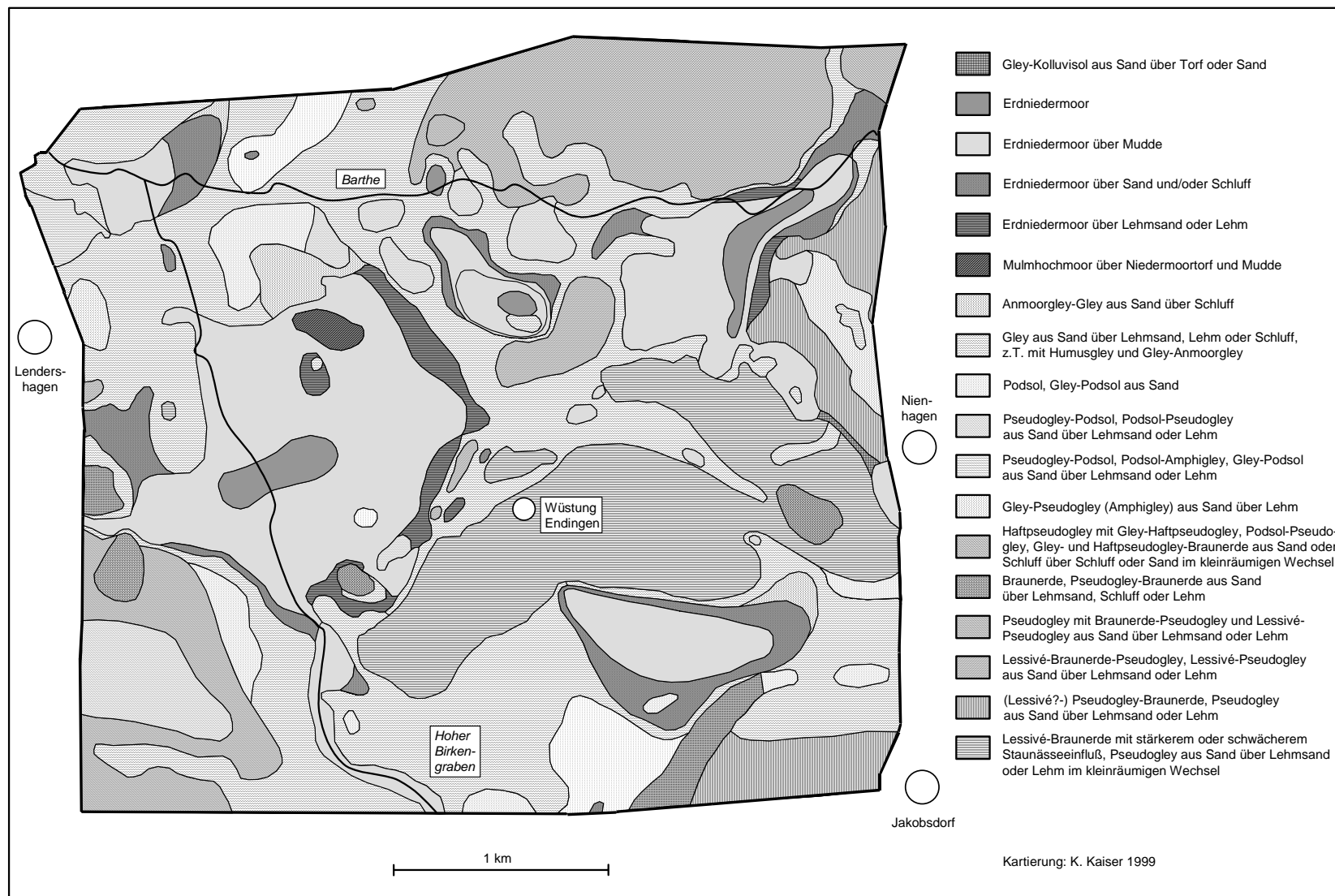


Abb. 15: Böden im Kartiergebiet Endinger Bruch.

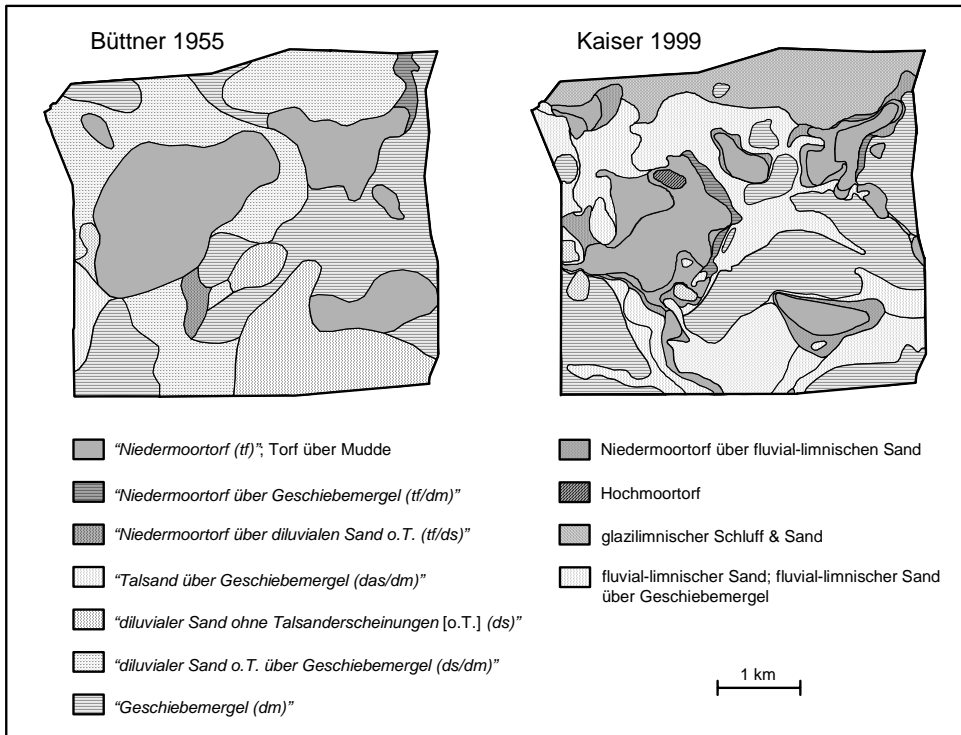


Abb. 16: Vergleich der geologischen Alt- und Neubearbeitung des Kartiergebietes Endinger Bruch. Von BÜTTNER (1955) verwendete Legendenbezeichnungen sind kursiv gesetzt.

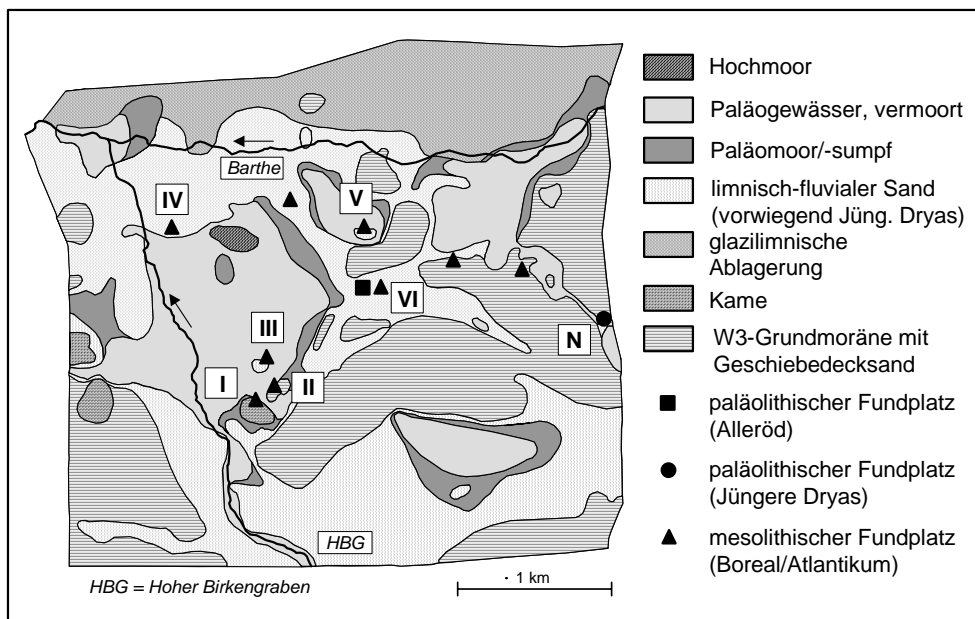


Abb. 17: Geologisch-geomorphologische Strukturen und archäologische Fundplätze im Kartiergebiet Endinger Bruch.

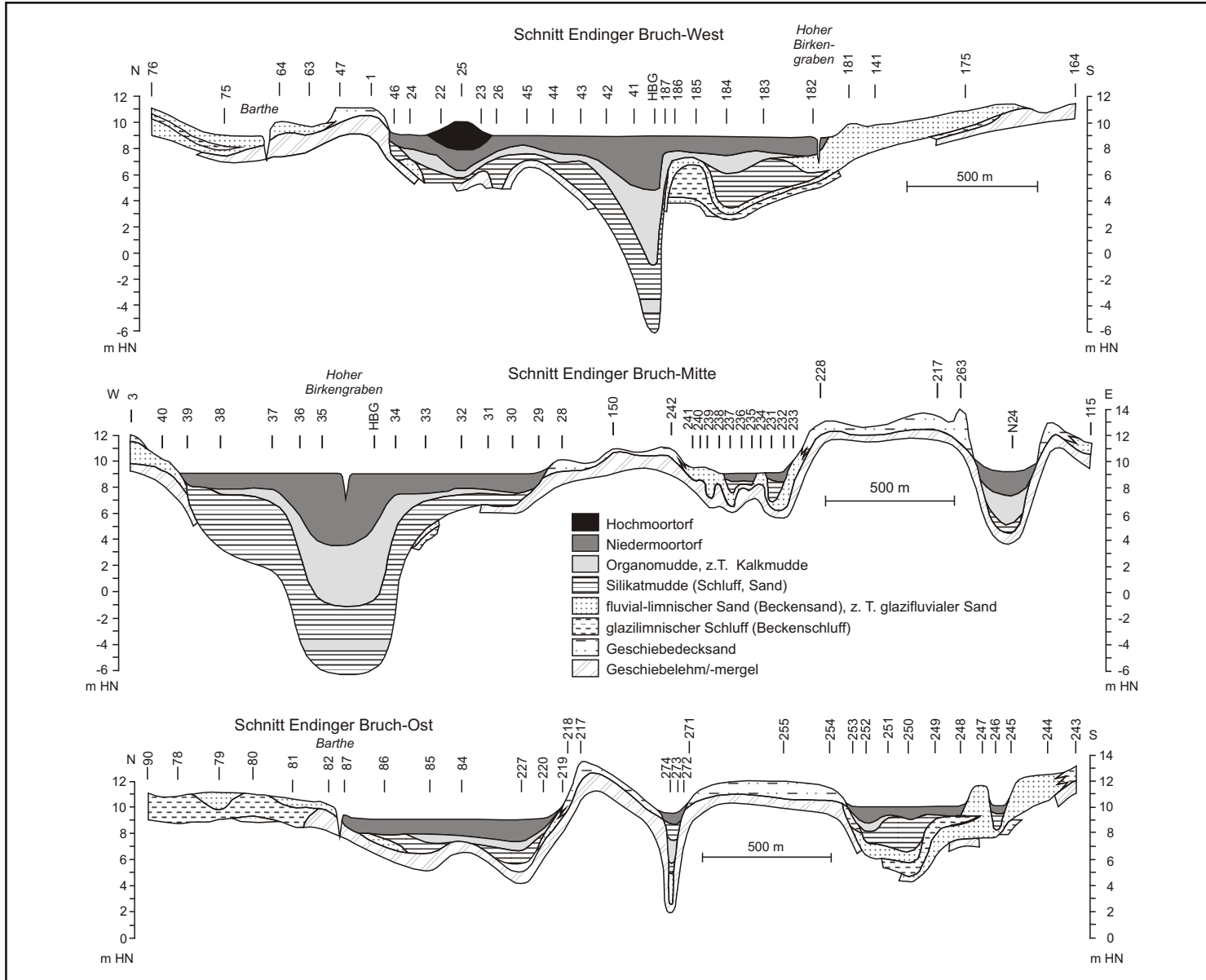


Abb. 18: Geologische Schnitte durch das Kartiergebiet Endinger Bruch.

Profilanalysen

Zur Absicherung der Profilsprachen wurden im Untersuchungsgebiet insgesamt 25 Profile makromorphologisch aufgenommen, beprobt und laborativ untersucht (vgl. Anhang-Tab. 4-12 und KAISER 2001). Davon dienten 10 Profile zur Bearbeitung von archäologischen Grabungsschnitten und Einzelbohrungen sowie 15 Profile aus Bodengruben für eine Absicherung der geologisch-bodenkundlichen Kartierung (HENNECKE 1998, HELBIG 1999a).

Abbildung 19 zeigt eine statistische Auswertung der Sortierung nach TRASK von Sedimenten aus dem Endinger Bruch. Danach weisen die Mittelwerte aller Sedimenttypen eine schlechte bis sehr schlechte Sortierung auf. Auch glazifluviale, glazilimnische, fluviatile und limnische Sedimente besitzen diese Eigenschaft, was in diesem Fall auf kurze Transportwege bzw. lokale Umlagerungen hindeutet.

Die mit Datierungen verbundenen Profile von archäologischen Fundplätzen bzw. aus Bohrungen werden nachfolgend ausführlicher diskutiert.

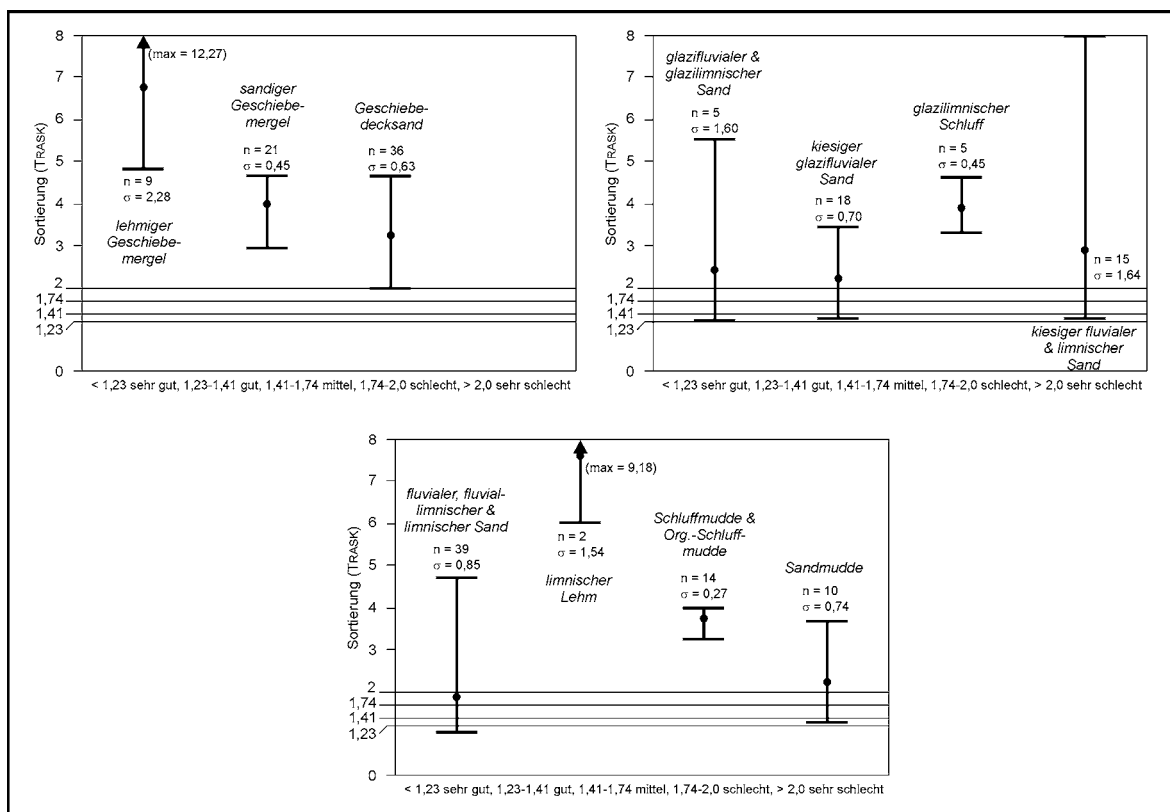


Abb. 19: Sortierung nach TRASK von Sedimenten aus dem Kartiergebiet Endinger Bruch (Klassierung der Sortierung nach FÜCHTBAUER 1988).

4.1.4 Untersuchung von Fundplätzen und Einzelprofilen

4.1.4.1 Allgemeines

Wie oben ausgeführt, erfolgten die geowissenschaftlichen Arbeiten in enger Verbindung mit archäologischen und palynologischen Untersuchungen. Dabei wurden einige Fundplätze mit erheblichem zeitlichen, personellen und analytischen Aufwand untersucht, die archäologischen und geoarchäologischen Aktivitäten erreichten hier den Umfang einer kleinen Ausgrabung (Fpl. VI, V, Nienhagen). Andere Fundplätze hingegen wurden z.T. archäologisch sondiert und mit analysierten Profilen stratigraphisch dokumentiert (Fpl. I, II, IV). Für eine letzte Gruppe von Fundplätzen schließlich stehen nur Absammlungen von Oberflächenfunden und Bodengruben oder Bohrungen zur Verfügung (z.B. Fpl. III). Die nachfolgende Darstellung der Untersuchungsergebnisse folgt der archäologischen Datierung und dem Umfang der ausgeführten Arbeiten.

4.1.4.2 Fundplatz Endingen VI

Einführung

Unweit des Gutes Endingen kamen 1899 beim Sandabbau teilweise bearbeitete Faunenreste, darunter Riesenfirsch und Elch, zum Vorschein (Anhang-Taf. 11). Nach einer knappen Vorlage des Materials durch DEECKE (1900a, b) und ersten geowissenschaftlichen Arbeiten durch GROSS (1938, 1954) mit dem Ergebnis einer Datierung des Endinger Materials *vor* die spätweichselzeitliche „Velgaster Staffel“ wurde durch WOLDSTEDT (1955) ein „Interglazial von Endingen“ postuliert. Das Material und die Fundstelle gerieten danach aber weitgehend in Vergessenheit und so fehlte bislang eine verlässliche Bearbeitung dieses geowissenschaftlich außerordentlich interessanten Fundplatzes. Aus archäologischer Perspektive erhält dieser seine überregionale Bedeutung durch die Seltenheit absolut datierbarer archäologischer Inventare aus dem Spätglazial. Im Rahmen des Greifswalder DFG-Projektes konnte der Fundplatz während mehrerer Kampagnen in den Jahren 1994 bis 1997 umfassend neu untersucht werden (vgl. TERBERGER 1996a, 1997, STREET 1996, KAISER ET AL. 1999).

Ältere stratigraphische Beobachtungen

Ein durch DEECKE (1900a: 2f.) aufgenommenes Profil bestand aus einem hangenden, z.T. kiesigen Sand mit Geschiebeblöcken und einem liegenden „nicht durchsunkenen, aber ziemlich mächtigen ... Torfschlick und schwärzlich blauen Ton“ (Abb. 20). Die Riesenhirschreste, die Knochen von Hecht und Ente sowie die botanischen Reste stammen aus dem „Torfschlick“, die Elchreste sollen aus den hangenden Sanden stammen. Nach einem modernen Verständnis des Wortes „Torfschlick“ könnte es sich bei diesem Sediment um eine Gyttya bzw. eine Mudde im Sinne eines Flachwasserabsatzes handeln.

Für eine Datierung des Profils und der Funde nutzte DEECKE (1900a: 3) geologische Argumente und deutete den hangenden Kiessand als Produkt „der Tätigkeit von Gletscherbächen“: „Die Bildungen müssten demnach an der Grenze von Diluvium und Alluvium stehen, also altalluvial sein.“ Unter Berücksichtigung der damaligen Nachweise des Riesenhirsches wird auch ein, wenngleich nach DEECKES eigenen Worten kaum glaubhaftes „interglaciales“ Alter diskutiert (DEECKE 1900a: 9).

Durch GROSS (1938) wurde ein Profil mit der Abfolge liegender toniger Sand, Dy-Tongyttya und hangender blockführender Kies auf der Ostseite im nördlichen Teil der Sandgrube untersucht. Nach TRAUTZSCH (1958) ging ein offenbar vorhandener umfangreicher Untersuchungsbericht von GROSS inklusive Pollenprofil durch Kriegseinwirkungen in Königsberg/Ostpommern verloren. Faßt man die Angaben von GROSS (1938, 1954, 1958) zusammen, werden für die Endinger Riesenhirschfundstelle folgende Aussagen getroffen: Das untersuchte Dy-Tongyttyavorkommen im Nordosten der Sandgrube ist Bestandteil eines größeren spätglazialen Gewässers, wobei die eigentliche Faunen-Fundstelle von 1899 jedoch im Süden der Grube vermutet wird. Die Mudde der Fundschicht wird zunächst in die Ältere Dryas/den Übergang zum Alleröd, später hingegen in die Älteste Dryas datiert. Das Hangende wird, der späteren Datierung folgend, als grober Vorschütttsand der Velgaster Staffel angesprochen. Dieser Interpretation der Endinger Stratigraphie folgt auch WOLDSTEDT (1955: 223).

Durch TRAUTZSCH (1958: 34) wurde im Südbereich der Sandgrube ein etwa 40 x 30 m großes, von kiesigen Sanden überlagertes und von Geschiebemergel unterlagertes Vorkommen einer wenige Dezimeter mächtigen, „graugrünen stark sandigen und kalkhaltigen Gytjtja“ erbohrt. Das Gytjtja-Vorkommen wurde chronologisch „an den Beginn des Gotiglazials in die waldlose Periode des Spätglazials“ gestellt und die hangenden Kiessande allgemein der „subarktischen Periode“ des Spätglazials zugewiesen.

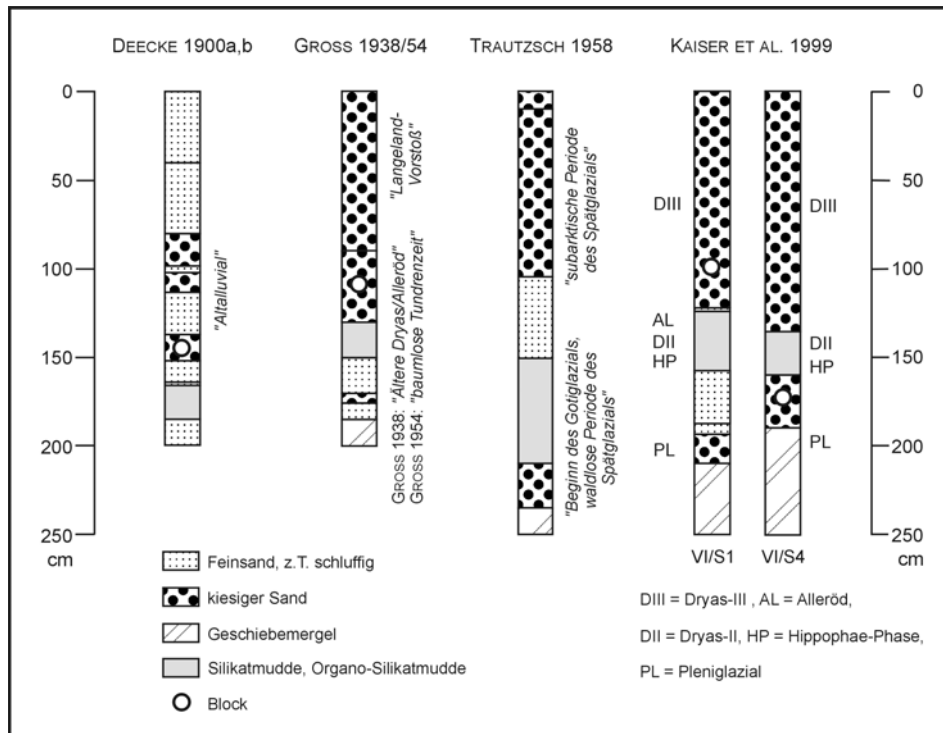


Abb. 20: Fundplatz Endingen VI. Stratigraphie nach verschiedenen Autoren.

Geologisch-geomorphologische Ergebnisse

Im Bereich der Fundstelle wurden 62 Nutstangen- und Rammkernbohrungen sowie 23 Sondagen niedergebracht (Abb. 21-24; Anhang-Taf. 2).

Unter einer z.T. mehrere Meter mächtigen, zumeist kiesig-sandigen Deckschicht zeichnen sich, im Gegensatz zu GROSS (1938) und TRAUTZSCH (1958), zwei getrennte Areale spätglazialer Silikatmudden ab. Teilweise formt die Deckschicht einen stark vom Sandabbau veränderten Flachhügel: eine jüngere, schwach ausgeprägte Vollform folgt einer älteren Hohlform (Abb. 23, mittlerer Schnitt). Während das nördliche Muddevorkommen von ca. 22 x 19 m durch die Vielzahl von Bohrungen und Sondagen exakt abgrenzbar ist, muß die südliche und westliche Ausdehnung des südlichen Vorkommens offen bleiben. Hier kann aber im Bereich der Sandgrube von einer ehemaligen Ufersituation ausgegangen werden.

Für den Fundplatz VI ergibt sich nach den neuen Untersuchungen folgende Lithostratigraphie: Über Geschiebemergel folgen pleniglaziale fluviale Sande, daran schließen sich spätglaziale Stillgewässerablagerungen an und den Abschluß bilden spätglaziale sandig-kiesige bzw. sandige Deckschichten fluvialer Genese.

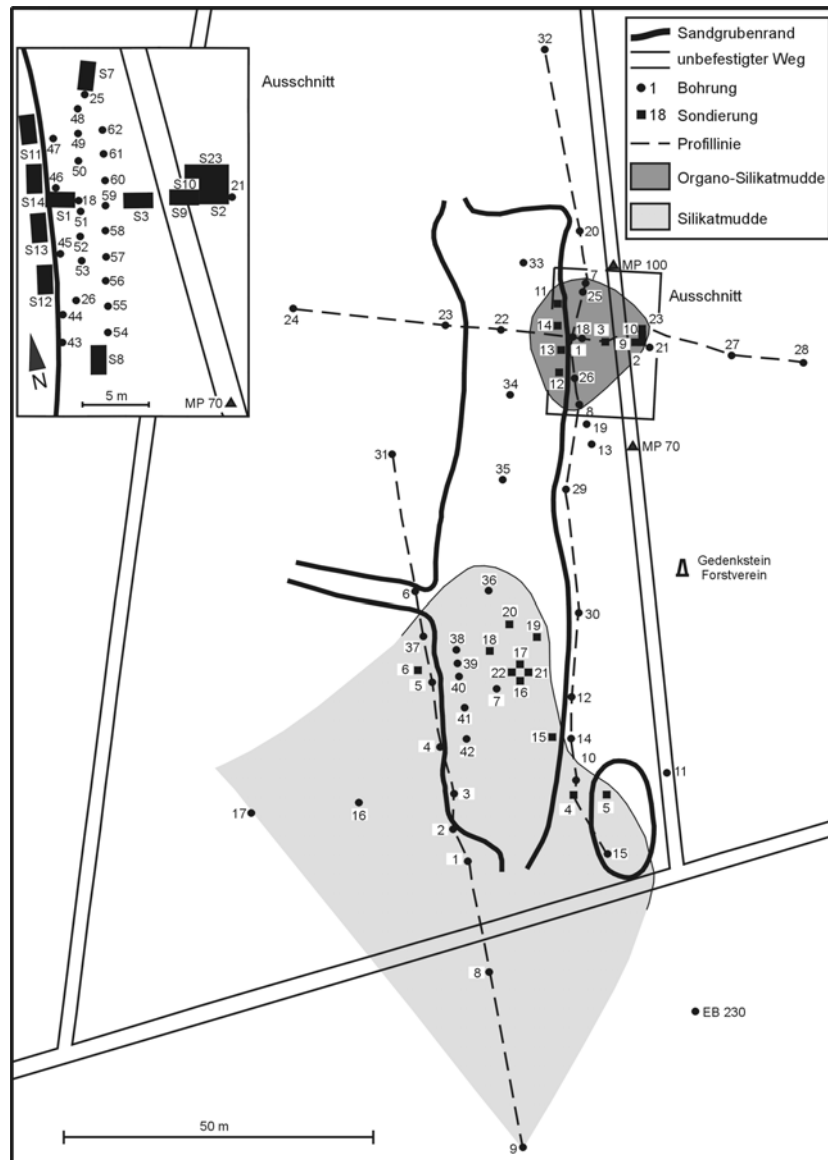


Abb. 21: Fundplatz Endingen VI. Bohrungen, Sondierungen, Schnittspuren und spätglaziale Muddeareale.

Geschiebemergel

Der sehr schlecht sortierte Geschiebemergel besteht aus stark lehmigem Sand bis mittel sandigem Lehm und weist einen Carbonatgehalt von 7-13 % auf. Er könnte der Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes in Nordostdeutschland, dem „Mecklenburger Vorstoß“ (= „W3“, vgl. RÜHBERG ET AL. 1995), entsprechen. Auch in aktuellen Kartenveröffentlichungen (GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN 1995) wird das oberste Geschiebemergelstockwerk in der Umgebung des Endinger Bruchs als „W3“ ausgewiesen.

Zur Überprüfung dieser stratigraphischen Einstufung wurden an den Profilen VI/S4 ($\text{CaCO}_3 = 13\%$, unverwittert) und VI/S23 ($\text{CaCO}_3 = 7\%$, evtl. angewittert) Kleingeschiebezählungen nach TGL 25232 (1971) durchgeführt. Mit Geschiebesummen von 836 bzw. 551 Stück pro 5 kg (entspricht 127 bzw. 110 Kiese/kg) ist der deutlich zu hohe Geschiebebestand nicht oder nur mit Vorbehalt interpretierbar. Im Auswertedreieck ergibt sich eine Zuordnung als saalezeitlicher Geschiebemergel. Absolut uncharakteristisch verhält sich bei den Endinger Proben der Quotient aus Nordischem Kristallin und Paläozoischen Kalksteinen mit Werten von 4,4 bzw. 11,2 gegenüber $\leq 1,0$ in 75 % aller untersuchten „W3“-Proben (vgl. RÜHBERG 1987). Auch weitere Quotienten weisen deutliche Abweichungen auf. Die Proben lassen sich daher keinem definierten Geschiebemergel zuordnen; wahrscheinlich liegt ein Problem der Till-Ausprägung vor (lokale Aufnahme von fluvialen Material?).

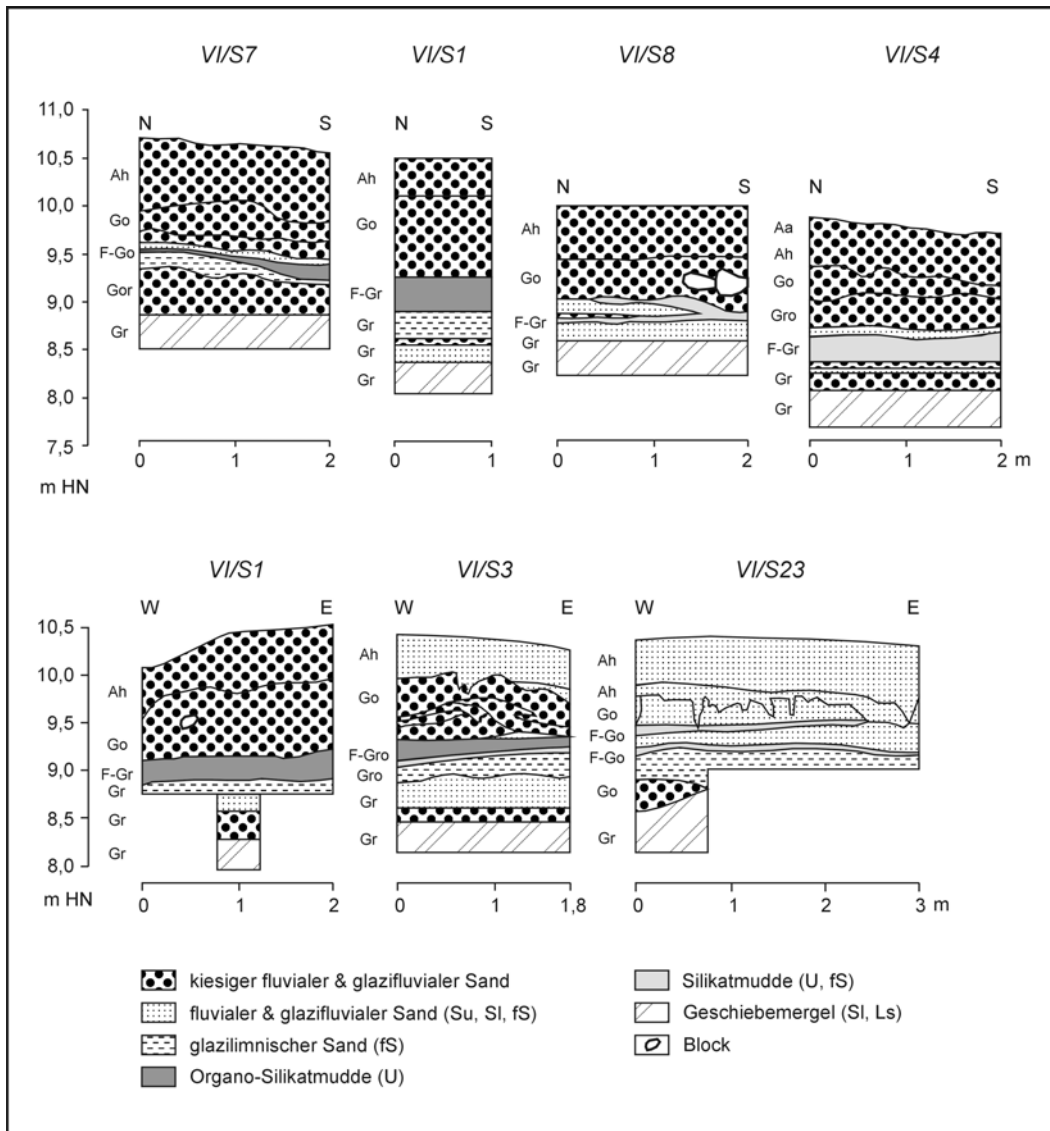


Abb. 22: Fundplatz Endingen VI. Geologisch-bodenkundliche Aufnahme von Profilen.

Glazifluviale Sande

In 10-70 cm Mächtigkeit wird der Geschiebemergel von geschichteten, mittel bis sehr schlecht sortierten, z.T. kies- und kalkhaltigen Sanden verschiedener Korngröße (lehmgiger Sand bis Grobsand) unterlagert. Teilweise kommen, wie z.B. im Profil VI/S4, Steine und Blöcke vor. Fehlende organische Substanz, fehlende Fossilien und die stratigraphische Position verweisen auf ein pleniglaziales Alter der Sande.

Stillgewässerablagerungen

Es konnten zwei Typen spätglazialer Mudden festgestellt werden. Im nördlichen Teil der Fundstelle (Abb. 21) eine ca. 35 cm mächtige, feingeschichtete, dunkelbraune Organo-Silikatmudde (Profil VI/S1: Schluff = 71-72 %, GV = 7-25 %, $\text{CaCO}_3 = 0$), im südlichen Teil eine ca. 25 cm mächtige, dunkelgraue Silikatmudde (Profil VI/S4: Schluff = 57-59 %, GV = 2-4 %, $\text{CaCO}_3 = 9-10$ %). Ein weiteres sandig-schluffiges limnisches Sediment unter der Organo-Silikatmudde im Profil VI/S1 ist pollenfossilfrei und datiert in das Pleniglazial. Diatomeenpräparate aus den Mudden zeigen in VI/S1 Kleinstschill und Nadelreste sowie in VI/S23 stark korrodierte und zumeist unbestimmbare Diatomeenreste (Analyse: W. JANKE/Greifswald). Die wenigen bestimmbaren Diatomeen lassen auf ein flaches und pflanzenreiches Kleingewässer schließen, in das silikatische Komponenten schwacher Ufer- und Oberflächenerosion eingetragen wurden.

In beiden Muddearealen setzt die spätglaziale limnische Sedimentation in der Hippophae-Phase ein. Die Mudden enden im Profil VI/S4 in der Älteren Dryas, im Profil VI/S1 dagegen erst im Alleröd. Das frühere Ende in VI/S4 dürfte auf eine fluviale Erosion der ehemals vorhandenen Alleröd-Sedimente während der Jüngeren Dryas zurückgehen: In VI/S1 schiebt sich zwischen die parallelgeschichtete Mudde des mittleren Alleröds und den hangenden Kiessand eine 6 cm schmale Lage aus verlagelter Mudde und belegt den fluvialen Abtrag des jüngeren Sedimentes. Die unterschiedliche lithologische Ausprägung der vertikal ca. 1 m voneinander entfernten Mudden in VI/S1 und VI/S4 ist auf unterschiedliche Sedimentationsbedingungen zurückzuführen (Wassertiefe und -bewegung, Makrophytenbesatz, Umgebungseinfluß). Eine topographisch denkbare ehemalige Verbindung beider Muddeareale ist möglicherweise der fluvialen Erosion in der Jüngeren Dryas zum Opfer gefallen (vgl. Abb. 23, oberer Schnitt).

Als fundlieferndes Sediment im Jahre 1899 kommt nach lithologischen und chronologischen Gesichtspunkten nur das nördliche Muddevorkommen in Betracht (Organo-Silikatmudde in VI/S1). Die Schichtung, der torfige Habitus sowie die Datierung der jüngsten Teile der Mudde und eines Riesenhirschrestes in das Alleröd (s.u.) ergeben eine offensichtliche Übereinstimmung mit dem „bänderthornartigen Torfschlick“ DEECKES (1900a: 2f.). Die Fundschicht von 1899 muß jedoch nach Ausweis der vielen fundleeren Sondierungen und Bohrungen komplett dem damaligen Sandabbau zum Opfer gefallen sein.

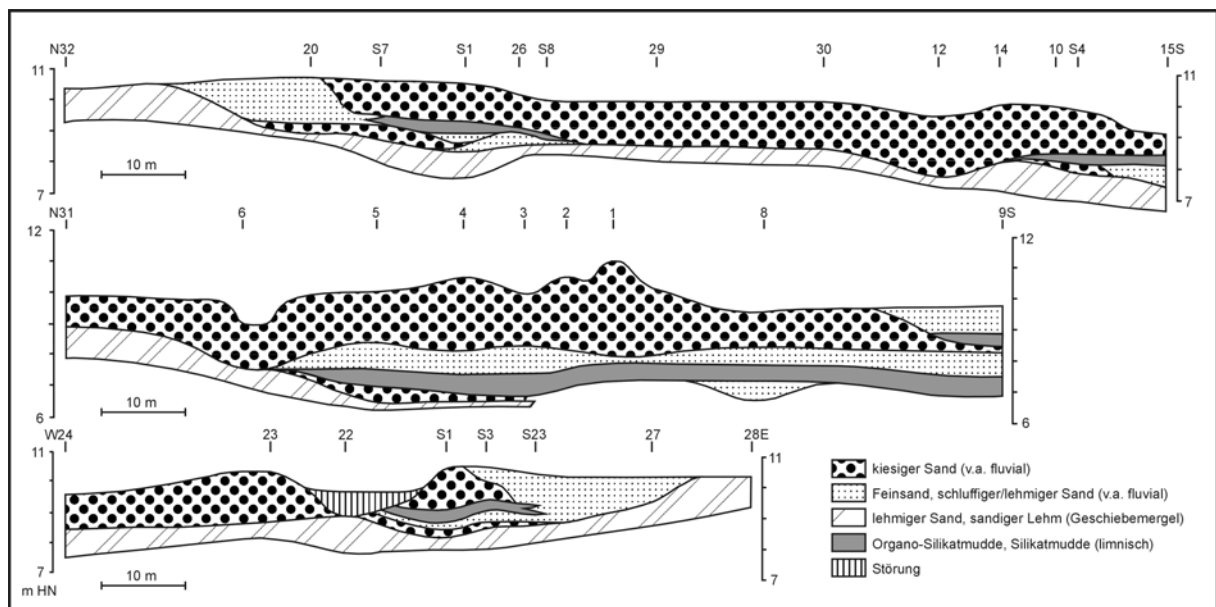


Abb. 23: Fundplatz Endingen VI. Geologische Schnitte.

Fluviale Deckschichten

Die Deckschichten können nur indirekt, das heißt durch liegende allerödzeitliche Sedimente und eine hangende frühholozäne Kulturschicht in die Jüngere Dryas datiert werden. Flächig dominieren schlecht bis sehr schlecht sortierte, geschichtete, kiesige Mittelsande (Abb. 24, Profile VI/S1 und VI/S4). Der Kiesanteil beträgt 7-51 %. Im Bereich von Profil VI/S23 sind auch schwach lehmige und tonige Sande an der Überdeckung liegender Mudden beteiligt. Hier erbringt eine mesolithische Fundschicht (jüngeres Boreal/älteres Atlantikum) einen alt- bis mittelholozänen *terminus ante quem* der Überdeckung (Abb. 24; Anhang-Taf. 12). In den mehr oder weniger homogenen kiesigen Sanden finden sich regellos gestreut Steine und z.T. auch Blöcke (max. 40 x 25 cm); GROSS (1938) beobachtete Blöcke von 70 x 35 cm! Für den Transport der Blöcke in den Randbereich des Endinger Bruchs kommt nur die direkte Wirkung von fließendem Wasser in Frage. Weder Hangprozesse noch Eisschollendrift stellen aufgrund der topographischen Verhältnisse alternative Interpretationen dar. Fünf Messungen des Schichteinfallens in den kiesigen Sanden, eine höhere Anzahl konnte aufgrund der Aufschlußsituation nicht erbracht werden, zeigen eine Schüttungsrichtung nach Südwesten bis Westen (Einfallsrichtung 238-284°, Einfallswinkel 5-29°). Es ergibt sich eine Übereinstimmung mit

der rezenten Fließrichtung der ca. 1000 m entfernt gelegenen Barthe. Als kritische Erosionsgeschwindigkeit für einen angenommenen Korndurchmesser von 50 cm kann aus dem HJULSTRÖM-Diagramm (in TUCKER 1985: 25) eine Fließgeschwindigkeit von ca. 5-9 m/s entnommen werden. Auch wenn es sich am Fundplatz VI wahrscheinlich um eine „Schlammstrom-Sedimentation“ mit einem entsprechend geringeren Energieaufwand zum Transport der Blöcke gehandelt hat, sind Fließgeschwindigkeiten ähnlicher Dimension in der Barthe und ihren Nebenbächen trotz kaltzeitlicher Bedingungen ungewöhnlich. Erklärbar ist der Transport der Steine und Blöcke in ihrer kiesigen Matrix durch zwei, eventuell kombinierbare Hypothesen:

1. Ereignishaft gelangte eine enorm hohe Wassermenge, z.B. zur Schneeschmelze im Frühjahr, während der Jüngerer Dryas aufgrund eines frostversiegelten Untergrundes (Permafrost oder lange jährliche Bodengefrorenis) zum Abfluß und damit in das Becken.
2. Die Wassermenge wurde durch eine plötzliche natürliche Beckenentleerung oberhalb des Endinger Bruchs - im Sinne einer katastrophalen Ausflußvertiefung oder eines „Dammbruchs“ - bereitgestellt. Die topographischen Voraussetzungen dafür waren bartheaufwärts aufgrund mehrerer höhergelegener Becken gegeben (Abb. 50).

Insgesamt deuten die Deckschichten am Fundplatz VI, wie auch in anderen Profilen vom Rand des Endinger Bruchs, auf ein fluviales Maximalereignis in der Jüngerer Dryas hin.

Palynologische Ergebnisse

Für den Fundplatz VI liegen von den Profilen VI/S1 und VI/S4 aus spätglazialen Mudden zwei Pollendigramme vor (Analyse: P. DE KLERK/Greifswald). Im Vergleich mit dem regionalen Referenzdiagramm HBG konnten die Ablagerungen einerseits palynostratigraphisch eingeordnet, andererseits die lokale Vegetation während des Spätglazials rekonstruiert werden (DE KLERK 1998, 2001, KAISER ET AL. 1999; vgl. Abb. 25). Für die Hippophae-Phase ist danach ein geschlossener Sanddorn-Bestand anzunehmen. Die nachfolgend sehr hohen (extra-) lokalen Werte vom *Juniperus*-Typ (Wacholder) sowie die Zunahme der Nichtbaumpollen-Werte zeugen von einer Ablösung des Sanddorn-Dickichts durch eine recht offene Wacholder-Strauchvegetation. Auf den feuchten Standorten am Fundplatz haben Seggen durchgehend eine dominierende Rolle gespielt. Während der ersten Phase des Alleröds beherrschten Weiden-Arten, wahrscheinlich Strauchweiden, die Vegetation. Zu dieser Phase dürften die archäologischen Funde gehören. Während der zweiten Phase des Alleröds ist die Kiefer am Fundplatz zu vermuten, auch Wacholder muß noch vorhanden gewesen sein. Die feuchteren Standorte wurden wiederum von Seggen geprägt. Der jüngste Teil des Alleröds ist aufgrund einer Erosion dieser Sedimente in der Jüngerer Dryas nicht mehr vertreten.

Radiokarbondaten

Zum Fundplatz VI liegen zehn Radiokarbondatierungen vor (Abb. 25). Nur vier Daten lassen sich nach der Konfrontation mit palynologischen, stratigraphischen und archäologischen Argumenten als plausibel bzw. genau genug bezeichnen. Insbesondere die konventionellen Datierungen an Gesamtse-dimentproben der Organo-Silikatmudde von Profil VI/S1 lieferten sehr weite Vertrauensintervalle (± 200 bis 510 Jahre) und fielen tendenziell zu alt aus. Letzteres könnte auf eine Kontamination der Mudden mit älterem Kohlenstoff zurückgehen („Reservoir-Effekt“, vgl. GEYH 1983: 31ff.). Auch zwei der insgesamt fünf AMS- ^{14}C -Datierungen ergaben unbrauchbare, in diesem Falle zu junge Werte. Dafür könnten die sehr geringe Proben- und damit Kohlenstoffmenge des Makrorestes von Probe UtC-6940, die mögliche Datierung eines jüngeren Wurzelrestes bei Probe UtC-6973 sowie die mehrmonatige Lagerung der feuchten Proben verantwortlich sein (vgl. WOHLFARTH ET AL. 1998). Der Versuch, ein absolutes Alter des Beginns der spätglazialen Sedimentation im Profil VI/S1 zu erhalten, mißglückte aufgrund einer Datenreihe von 11580 ± 70 BP, 11840 ± 410 BP und 13750 ± 510 BP aus einem Entnahmeniveau (Abb. 25). Zwei *termini ante quem* der Hippophae-Phase mit 11950 ± 70 BP (Profil VI/S1) und 11930 ± 70 BP (UtC-6935 aus Profil EB 148, ca. 900 m südwestlich von Fpl. VI) lassen aber den Sedimentationsbeginn zwischen 12500 und 12000 BP vermuten. Die Plausibilität der an den archäologischen Funden gewonnenen Daten wird im folgenden Abschnitt diskutiert.

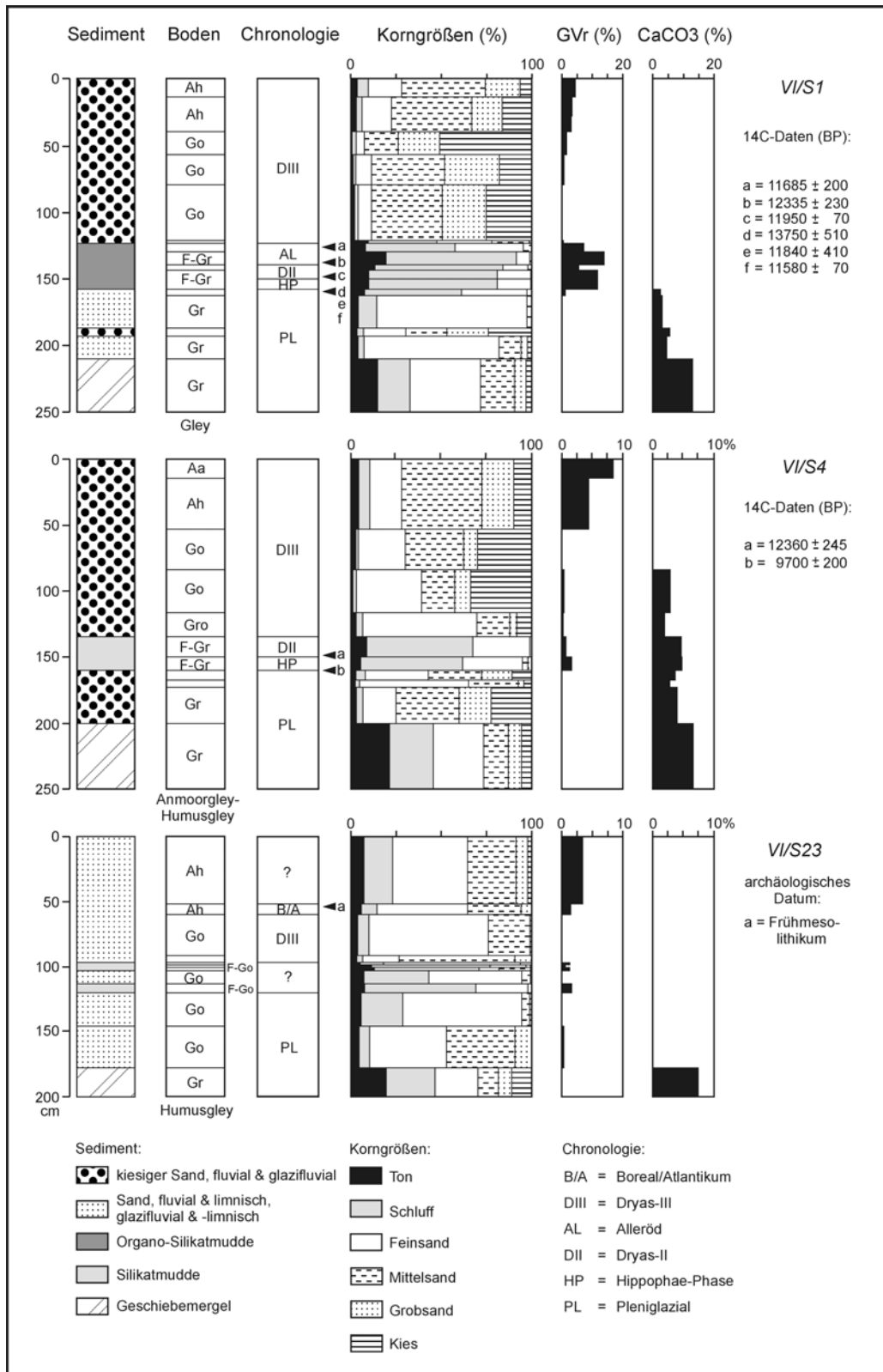


Abb. 24: Fundplatz Endingen VI. Analyse der Profile VI/S1, VI/S4 und VI/S23.

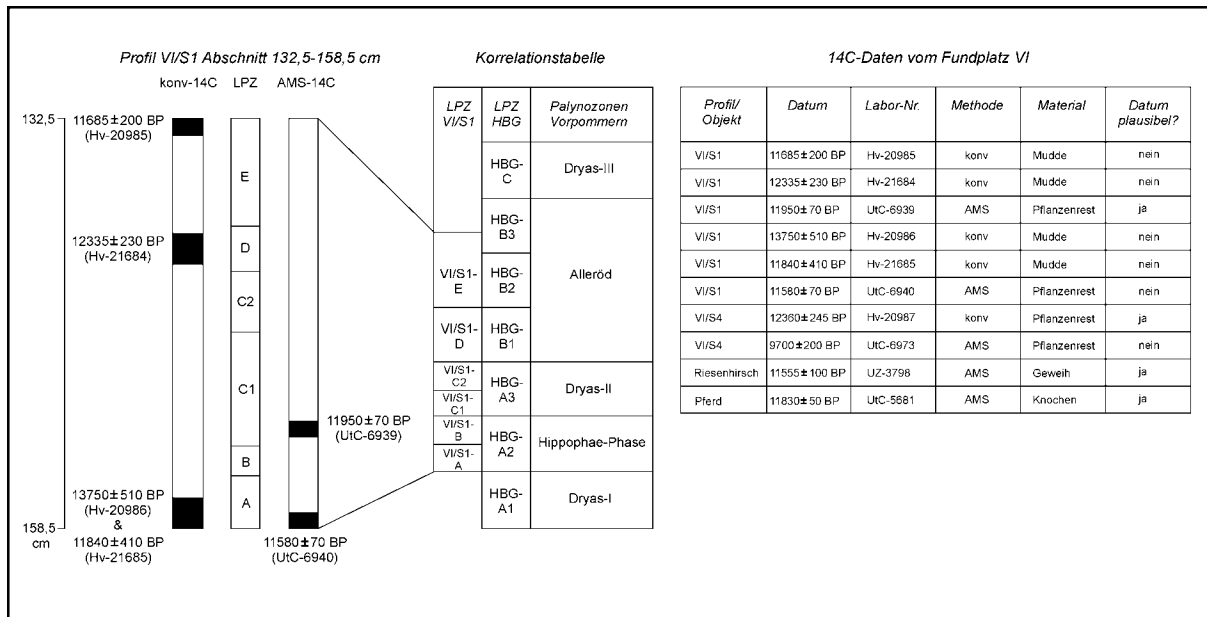


Abb. 25: Fundplatz Endingen VI. Radiokarbondatierungen und Palynostratigraphie der Organo-Silikatmudde in Profil VI/S1 (Korrelation der Palynozonen nach P. DE KLERK in KAISER ET AL. 1999).

Archäologische Ergebnisse

Durch die Geländearbeiten ist zwar die Lokalisierung des Fundplatzes gelungen, die spätglaziale Fundschicht konnte jedoch, trotz zahlreicher Sondagen, nicht mehr aufgefunden werden. Eine angeschnittene Strate des späten Frühmesolithikums im Hangenden des Profils VI/23 und Umgebung wurde kleinräumig freigelegt und lieferte neben Knochenresten, darunter wahrscheinlich Rothirsch (Analyse: M. STREET/Monrepos), auch einige Feuersteinartefakte, wie ein ungleichschenkliges Dreieck und ein pickelartiges Kerngerät (Anhang-Taf. 12).

Die aus insgesamt 44 Fragmenten bestehenden Altfunde aus dem Jahre 1899 (Deecke 1900a, b), darunter bearbeitete Faunenreste von Riesenhirsch, Elch und Pferd (TERBERGER 1996a, 1997, STREET 1996), können als Inventar einer im Flachwasser gelegenen Abfallzone interpretiert werden. Der höherliegende dazugehörige Lagerplatz dürfte in der Jüngeren Dryas infolge fluvialer Erosion zerstört worden sein.

Die Datierung der Funde in das Alleröd ergibt sich aus stratigraphischen Überlegungen, die durch zwei AMS-¹⁴C-Daten an Artefakten gestützt werden: Ein Datum von 11830 ± 50 BP (UIC-5681) für eine angeschärfte Pferde-Rippe stellt das älteste ¹⁴C-Datum aus archäologischem Kontext für Mecklenburg-Vorpommern dar. Das Datum für einen Riesenhirsch-Geweihrest fällt mit 11555 ± 100 BP (UZ-3798) etwas jünger aus. Beide Daten ordnen das Fundmaterial in das frühe Alleröd ein.

Zusammenfassend kann der Fundplatz als Elchjägerplatz angesprochen werden. Ein reiner Schlachtplatz ist aufgrund der Artefakteausprägung unwahrscheinlich. Das kleine Endinger Ensemble erhält seine Bedeutung durch die Seltenheit von Fundstellen des Spätglazials mit erhaltenen Faunenresten. Gemeinsam mit dem Fundplatz Lüdersdorf, Kr. Nordwestmecklenburg, repräsentiert er einen seltenen Beleg für die Jagd bzw. Nutzung des Riesenhirsches im Spätglazial (BRATLUND 1993, OxA-3615: 11600 ± 105 BP). Mit dem Elch als nachgewiesener Jagdbeute entspricht der Fundplatz Endingen VI dem - allerdings recht lückenhaften - Bild der allerödzeitlichen Fundstellen Norddeutschlands und Südschwedens (ERIKSON 1996).

Der Riesenhirsch im Spätglazial des nördlichen Mitteleuropas

Der 1899 geborgene Geweihrest des Riesenhirsches (*Megaloceros giganteus* BLUMENBACH, 1803) ist der Anlaß, einen näheren Blick auf diese Art im Spätglazial des nördlichen Mitteleuropas zu richten. Seine Körpergröße (Schulterhöhe bis 1,8 m) und das ausladende Geweih, das nach einem irischen

Fund von Cheswardine eine Auslage von bis zu 369 cm erreichte (STUART 1991: 503; KAHLKE 1994: 35ff.), reiht *Megaloceros* in die Gruppe der imposanten spätglazialen Großsäuger ein.

Der Riesenhirsch ist für das Eem und das letzte Glazial im gesamteuropäischen Raum belegt (STUART 1991, KOENIGSWALD & HEINRICH 1996, KOENIGSWALD & ROSENDAHL 1997). Für das Spätglazial nimmt die irische Fundstelle Ballybetagh mit mehr als 100 Schädeln des Riesenhirsches eine besondere Stellung ein. Diese werden in das dem Alleröd entsprechende Woodgrange-Interstadial datiert.

Im nördlichen Mitteleuropa lassen sich eine Reihe von datierten Nachweisen von *Megaloceros giganteus* aus dem Weichselspätglazial anführen (KAISER ET AL. 1999: Abb. 11).

Zwei Funde aus Schlutup bei Lübeck wurden durch GUENTHER (1955) aufgrund lithostratigraphischer Gesichtspunkte in ein Interstadial zwischen Pommerschem und Mecklenburger Stadium gestellt („Lockarp-Interstadial“, vgl. DUPHORN ET AL. 1995: 137). Chronologisch schließt sich eine Reihe von sechs radiokarbondatierten Riesenhirschfunden aus Norddeutschland, Dänemark und Südschweden an. Diese belegen ein allerödzeitliches Vorkommen der Art, das eventuell bis in die Jüngere Dryas hineinreicht. Mit einer zeitlichen Lücke folgt ein Riesenhirschfund von Theresienhof bei Plön in Ostholstein. Er soll nach lithostratigraphischen und pollenanalytischen Untersuchungen in den Übergang Jüngere Dryas/Präboreal oder in das Präboreal datieren (GUENTHER 1960, TIDELSKI 1960). Zwar ist die genannte pollenanalytische Untersuchung nicht in Zweifel zu ziehen, die Bergungsumstände lassen jedoch die wünschenswerte Eindeutigkeit vermissen: Das Stück wurde bei Baggararbeiten zufällig entdeckt und erst später aufgrund von anhaftenden Sedimentresten einem Horizont zugewiesen. Da dieser gegenüber den absolut datierten Exemplaren deutlich jünger eingestufte Riesenhirschfund isoliert steht, wäre eine Überprüfung wünschenswert.

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß die bislang 21 Funde aus Norddeutschland (5), Dänemark (10) und Südschweden (6) in der Regel nicht jünger als Alleröd datieren. Sollte sich die Datierung des Fundes von Plön in das beginnende Präboreal nicht bestätigen, so wäre der Riesenhirsch im nördlichen Mitteleuropa nach dem jetzigen Stand ab der frühen Jüngeren Dryas nicht mehr vertreten.

In Sibirien lassen sich die jüngsten Reste von *Megaloceros* in der jungpaläolithischen Station Verhenskaa Gora bei Irkutsk auf 12570 BP datieren (KAHLKE 1994). Die bisher jüngsten datierten Funde überhaupt stammen von Irland und könnten für ein Fortleben von *Megaloceros* in dieser Region bis in die Jüngere Dryas sprechen (Ballybetagh: 10610 ± 495 BP; Kirkhead Cave: 10700 ± 200 BP, konv. Daten; STUART 1991). Fünf neue irische AMS- ^{14}C -Daten an spätglazialen Exemplaren von *Megaloceros* ergaben jedoch Daten zwischen 11820 ± 120 BP und 10960 ± 110 BP (WOODMAN ET AL. 1997). Das heißt bei Berücksichtigung dieser Daten und der großen Vertrauensintervalle der älteren Daten läßt sich ein Vorkommen in der Jüngeren Dryas bislang nicht sicher belegen.

Die Ursachen des Aussterbens der spätglazialen Megafauna in Europa werden nicht zuletzt mit Blick auf die spätpaläolithischen Jägerkulturen kontrovers diskutiert (z.B. STUART 1991, VON KOENIGSWALD 1999). Für den Riesenhirsch haben MOEN ET AL. (1998) in jüngster Zeit eine Theorie der fehlenden physiologischen Anpassung an die drastischen Klimaveränderungen während der Jüngeren Dryas aufgestellt.

Zusammenfassung

In Abbildung 26 wird eine modellartige Zusammenfassung der geowissenschaftlichen und archäologischen Ergebnisse zum Fundplatz VI gezeigt.

Die am Fundplatz VI aufgeschlossenen Seeablagerungen datieren nach den Pollenanalysen und ^{14}C -Daten zweifelsfrei in das Spätglazial. Ein Bezug ihrer jungdryaszeitlichen Deckschichten zu glazialen Vorschüttsanden des „Langeland-Vorstoßes“/der „Velgaster Staffel“ *sensu* GROSS (1954) bzw. ein „Interglazial von Endingen“ *sensu* WOLDSTEDT (1955) müssen daher abgelehnt werden.

Die in einem Becken lokal nachgewiesene Abfolge von limnischen Sedimenten des älteren Spätglazials und fluvialen Sedimenten der Jüngeren Dryas fügt sich gut in das regionale Bild ähnlicher Sedimentationsräume der Grundmoränenlandschaften ein (z.B. KLIEWE 1989, KAISER & JANKE 1998,

HELBIG 1999a, b, HELBIG & DE KLERK im Druck). Die Stärke des fluvialen Prozesses erscheint jedoch am Fundplatz VI als außergewöhnlich.

Interessant ist ein aus der Uniformität der Mudden ableitbarer Hinweis auf lokale morphodynamische Stabilität zwischen der Hippophae-Phase und dem Alleröd. Andere Profile aus dem Ender Bruch zeigen hingegen einen deutlichen fluvialen Einfluß während der Älteren Dryas (s.u.): Das heißt, daß die stratigraphischen Aufzeichnungen bereits in einem Becken dieser Dimension kleinräumig erheblich voneinander abweichen können. Eine Betrachtung von Einzelprofilen kann daher zu schwerwiegenden Fehlinterpretationen hinsichtlich des geologisch-geomorphologischen Charakters der „Chronozonen“ führen.

Aus archäologischer Sicht repräsentiert der Elchjägerplatz Endingen den ältesten absolut datierten Nachweis einer menschlichen Besiedlung in Nordostdeutschland. Ein Zusammenhang des Fundplatzes mit den Federmessergruppen des Alleröds ist sehr wahrscheinlich, aufgrund des Fehlens von Steinartefakten unter den Funden aber nicht zu belegen.

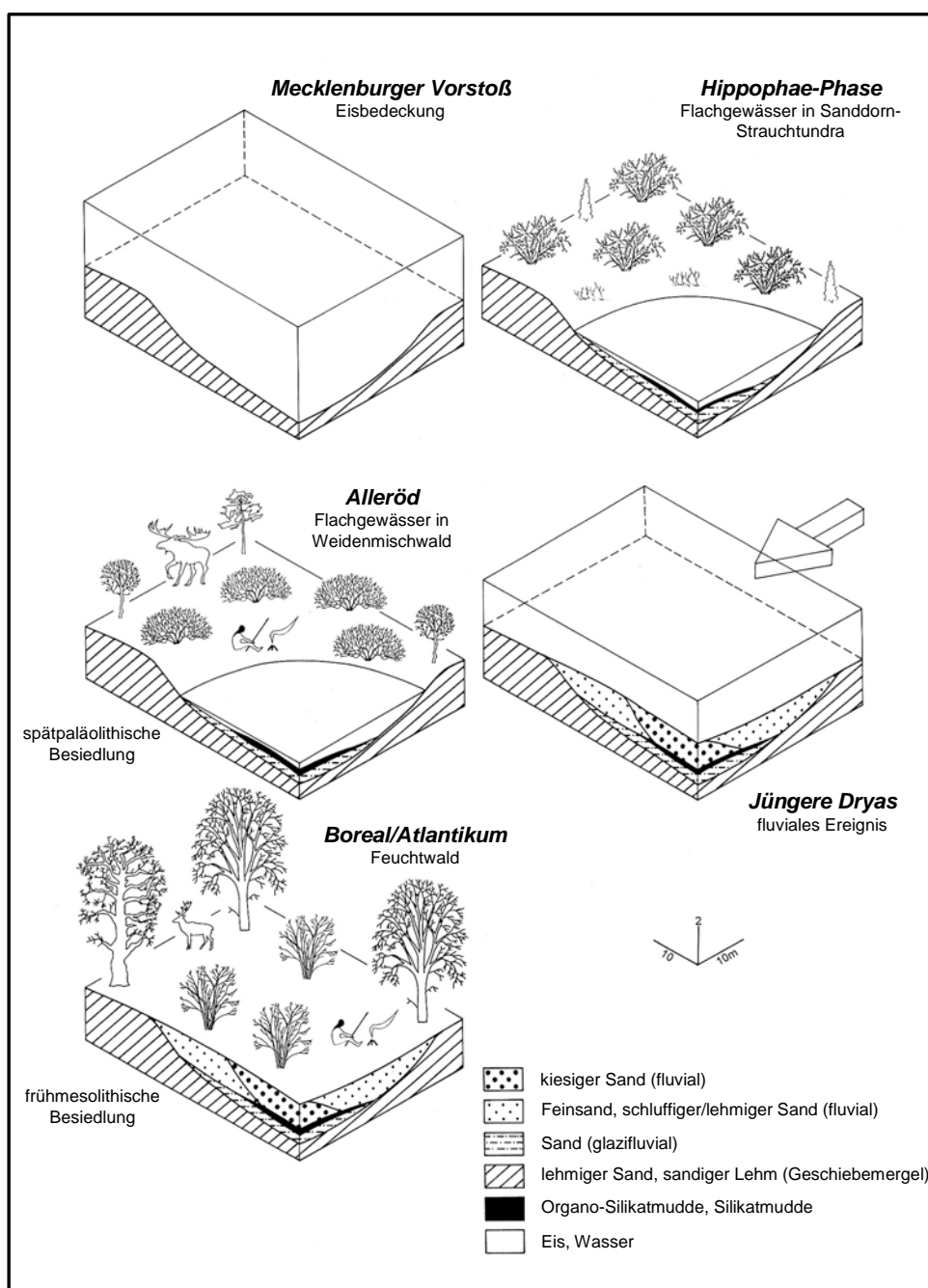


Abb. 26: Fundplatz Endingen VI. Modell zur Landschaftsentwicklung.

4.1.4.3 Fundplatz Nienhagen

Einführung

Dieser Fundplatz wurde im Juli 1993 bei der Begehung eines Erdgas-Leitungsgrabens durch den Verfasser entdeckt (Abb. 27). Während der Freilegung eines Profilabschnittes gelang es in einer Tiefe von ca. 140 cm unter der Geländeoberfläche (u. GOF) in Sanden ein größeres Feuersteinartefakt *in situ* freizulegen (Profil 1, vgl. Abb. 29). Das Artefakt konnte noch am Ort durch T. TERBERGER/Greifswald als eine fast 10 cm große, ungewöhnlich retuschierte spätpaläolithische Stielspitze identifiziert werden (Anhang-Taf. 13 m). Zwei Sondagen 1994, eine kleine Ausgrabung im Sommer 1995 und damit jeweils verbundene Bohrungen zielten insbesondere auf eine sichere stratigraphische Einbindung der Fundschicht und auf die Gewinnung weiteren archäologischen Materials.

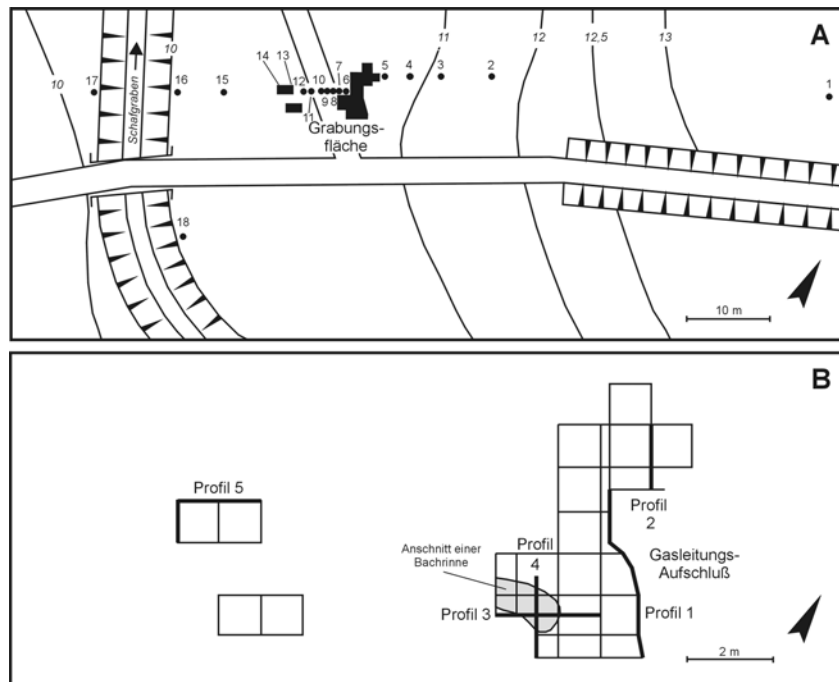


Abb. 27: Topographie im Bereich des Fundplatzes Nienhagen. A: Gesamtsituation mit Grabungsfläche und Bohrungen. B: Grabungsfläche mit Profilen.

Schnitt Bohrungen 1-17

Die Relief- und Sedimentverhältnisse am Fundplatz zeigt im Überblick ein Schnitt vom lokalen Vorfluter, dem Schafgraben, über das Grabungsgelände zum Top eines benachbarten flachen Hügels (Abb. 28). Die Höhendifferenz zwischen dem Hügel und der Verebnung am Hangfuß beträgt max. 3,2 m, die Neigung 3-4° nach Südwesten. Auf dem Top des Hügels sowie am Ober- und Mittelhang steht Geschiebelehm überlagert von Geschiebedecksand an (Bodentyp: Pseudogley). Am Hangfuß bedeckt ein Ackerkolluvium eine Ablagerungsfolge aus fluvialen, limnischen und telmatischen Sedimenten. Drei Bereiche lassen sich hier nach den Bohr- und Grabungsbefunden ausgliedern: Im Bereich der Bohrungen 3-6 ein Abschnitt aus Kolluvium, unterlagernder humoser Bodenbildung und daran anschließenden humusfreien, schluffigen Fein- bis Mittelsanden mit Artefakten (A). Im Grabungsbe- reich lagert der basale Geschiebemergel in 100-180 cm u. GOF und fällt anschließend nach Südwesten bis auf eine Tiefe von 350 cm u. GOF ab. Hier wurde zwischen den Bohrungen 7 bis 14 eine komplizierte Abfolge aus verschiedenen Beckensedimenten festgestellt (B). Im Bereich des Schafgrabens, einem tief eingesenkten Meliorationsgraben, sind die Sedimente z.T. ausgeräumt bzw. gestört worden (C).

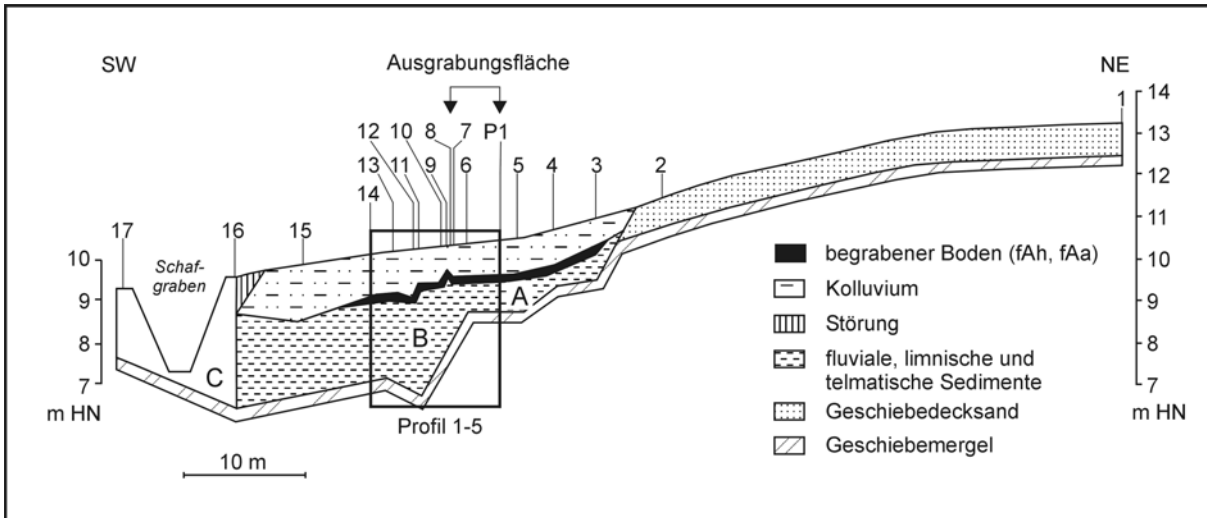


Abb. 28: Fundplatz Nienhagen. Schnitt Bohrungen 1-17.

Profil 1

Dieses Profil barg in schluffigen Sanden 140 cm u. GOF eine atypische Stielspitze aus Feuerstein (Abb. 29). Zunächst wurde der lehmige Sand im Hangenden als wahrscheinlich jungdryaszeitlicher Solifluktionsschutt angesprochen und in dem begrabenen Humushorizont eine allerödzeitliche Bodenbildung vermutet. Für die Stielspitze wurde deshalb eine Einordnung in das frühe Alleröd erwogen (KAISER & TERBERGER 1994, TERBERGER 1996b). Hintergrund der damaligen Einschätzung waren bestimmte Profilverkmale, wie der geringe Humusgehalt des hangenden Lehmsandes, das Vorhandensein großer Steine sowie "Verwürgungen" und hangnormales "Hakenschlagen" des begrabenen Humushorizontes. Nach der Aufnahme weiterer Profile und deren biostratigraphischer Datierung kann nunmehr jedoch die ca. 0,8 m mächtige Hangendschicht aus lehmigem Sand als holozänes Hangfußkolluvium infolge ackerbaulicher Bodenerosion und der davon begrabene Boden als holozäner Gley-Humushorizont angesprochen werden. Der sich daran anschließende fluvial-limnische Sedimentkörper aus Mittelsand bis tonigem Schluff ist humus- und pollenfrei und zeigt z.T. Parallel- und Schrägschichtung. Der sedimentologische Habitus und die Stielspitze sprechen gleichermaßen für eine spätglaziale Ablagerung.

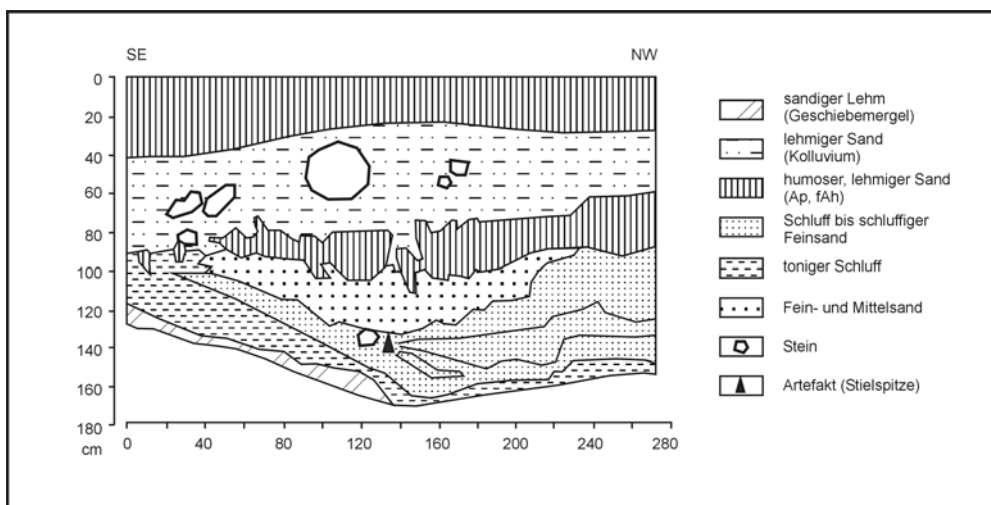


Abb. 29: Fundplatz Nienhagen. Profil 1.

Profil 2

An diesem Profil nahe des Fundprofils von 1993 wurde eine Horizontfolge Ap/Go-M/IIGo-fAh1/Go-fAh2/Gor/III Gro und damit ein Gley-Kolluvisol über einem begrabenen Gley ermittelt. Bis zum Gor besteht das Substrat aus sandigem Lehm, danach folgt Mittelsand und etwas tiefer schluffiger Feinsand (KAISER & TERBERGER 1996: 43, Tab. 1). Bereits wenige Meter in Richtung Schafgraben geht der begrabene Boden in eine anmoorige Fazies über. Das 60 cm mächtige, relativ helle und steinführende Kolluvium weist mit 0,3 % reduziertem Glühverlust einen sehr geringen Humusgehalt auf. Feuersteinartefakte wurden zwischen 90 und ca. 140 cm u. GOF geborgen.

Aus dem begrabenen Boden konnten Holzkohlen- und Pollenproben für biostratigraphische Untersuchungen entnommen werden. Die Bodenbildung enthielt darüber hinaus Zahnreste eines Boviden, wahrscheinlich vom Ur (Analyse: M. STREET/Monrepos) und nicht bestimmbar Resten von Kieselalgen (Diatomeen). Die Holzkohlen stammen von Esche, Ulme, Birke, Erle und Hasel sowie Steinobstgewächsen vom Typ Kirschbaum und Schlehdorn (TEGTMEIER 1994; vgl. KAISER & TERBERGER 1996: 43, Tab. 2); das Gehölzspektrum umfaßt also ausschließlich Laubbäume. Daher kann festgestellt werden, daß die aus den Holzkohlen von Nienhagen determinierten Gehölze sicher zur holozänen Vegetation dieses Gebietes gehören. Einen anderen Vegetationscharakter vermitteln die beiden Pollenproben Nk a und Nk b (Analyse: W. JANKE/Greifswald; vgl. KAISER & TERBERGER 1996: 44, Tab. 3). Mit Ausnahme von Birke, Erle und Weide fehlen die Baumgewächse fast gänzlich; zugleich ist der Nichtbaumpollenanteil hoch. Pollen eindeutig wärmeliebender Pflanzen sind nicht repräsentiert und auffällig ist der hohe Anteil von Beifuß-Pollen. Dieses läßt ein eher spätglaziales Alter der beiden Pollenspektren vermuten. Dennoch ist für eine biostratigraphische Datierung des begrabenen Bodens der Holzkohlenbefund maßgebend. Er verweist auf eine mittel- bis jungholozäne Gehölzvegetation am Standort und erbringt einen späten *terminus ante quem* für die fundführenden Sande unterhalb des begrabenen Bodens.

Profil 5

Dieses Profil wurde bis in ca. 260 cm u. GOF aufgegraben und der basale Teil mittels Kernbohrung erfaßt (Abb. 30; Anhang-Taf. 2). An der SW-NE-Wand erfolgte die Entnahme von Proben zur ¹⁴C-, Sediment-, Pollen- und Diatomeenanalyse (Abb. 31). Das Schichtenpaket von 110 cm bis 310 cm u. GOF wurde durch W. JANKE/Greifswald pollen- und diatomeenanalytisch untersucht; ausführliche Angaben dazu und das Pollenprofil finden sich in JANKE (1996a). Neben der Bohrung 14 in Profil 5 liegen ebenfalls von den Bohrungen 8 und 12 Pollenanalysen vor.

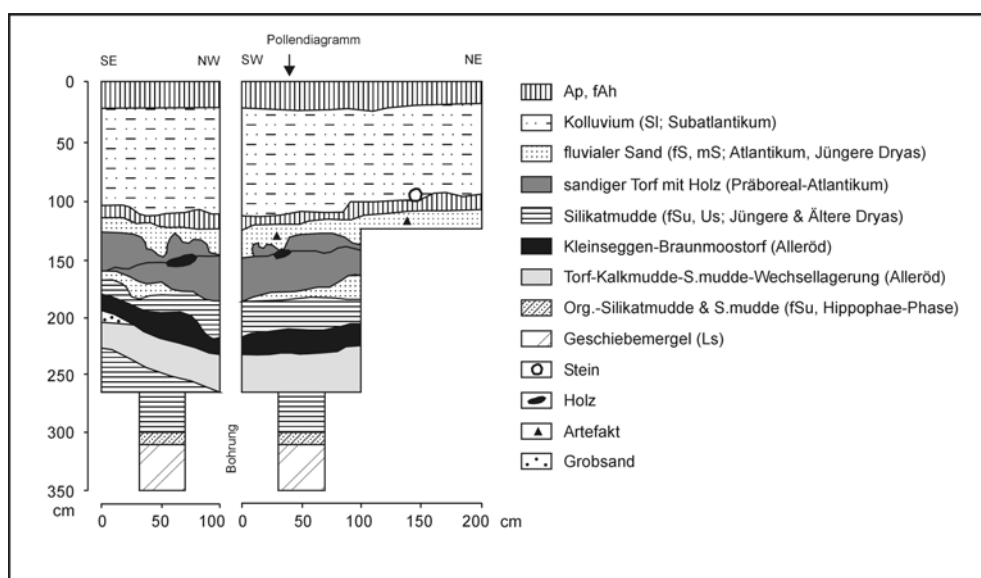


Abb. 30: Fundplatz Nienhagen. Profil 5.

Die spätglaziale Abfolge beginnt über dem Geschiebemergel mit einem schluffigen Feinsand aus der Hippophae-Phase (JANKE 1996a: 51: „Bölling s.l.“) mit ca. 6-12 % Glühverlust und ca. 1-12 % CaCO_3 . In JANKE (1996a) und KAISER & TERBERGER (1996) wurde die Lage als humusreicher Feuchtboden mit A-C-Profil angesprochen. Der makroskopische Bohrbefund ist indes nicht eindeutig, desgleichen die botanische Mikrofazies, auch fehlen granulometrische und makrorestbotanische Untersuchungen. Nach einem Vergleich mit dem im basalen Bereich ähnlich aufgebauten Profil Endinger Bruch 148 am Fundplatz II im Endinger Bruch (vgl. Abschnitt 4.1.4.6), hält der Verfasser nunmehr eine Interpretation der Lage als Muddede für wahrscheinlicher. In der Älteren Dryas sedimentierte im Profil 5 eine schluffig-feinsandige Silikatmudde. Im nachfolgenden Alleröd bildete sich zunächst eine kalkreiche Organomudde, später ein stark muddiger Braunmoos-Kleinseggentorf. Auffällig ist das starke Einfallen der Alleröd-Sedimente um ca. 20° nach NW. Die Bildung des Torfes ist bei gleichbleibender Mächtigkeit kaum in einer solchen starken Neigung denkbar; wahrscheinlich ist das Alleröd-Paket postsedimentär verstellt worden. Am Ende des Alleröd geriet der Torf unter Wasser und wurde in der folgenden Jüngeren Dryas von einer feinsandigen Silikatmudde, später von einem fluvial-limnischen Fein- bis Mittelsand überdeckt. Das Frühholozän ist im Profil mit einem stark zersetzten sandigen Torf aus dem Präboreal und Boreal vertreten. Ein darüberliegender fluvialer Feinsand aus dem älteren und jüngeren Atlantikum weist starke Turbulenzen auf: reine Sandpartien finden sich neben humosen Bereichen, Holz- und Torfstückchen "schwimmen" in sandiger Matrix, taschenartige Vertiefungen greifen z.T. bis in die liegenden jungdryaszeitlichen Sedimente hinein. Den Abschluß bilden eine stark humose bis anmoorige Bodenbildung und ein hangendes Kolluvium. Das Kolluvium besitzt mehrere deutlich voneinander abgrenzbare Lagen. Der wechselnde Ton/Schluff- und Humusgehalt verweist auf die phasenhafte Sedimentation von hangwärts erodiertem Material. In 97 cm u. GOF fand sich ein kleines Stück Ziegel; eventuell läßt sich dieses als Hinweis auf ein frühestens mittelalterliches Alter des Kolluviums interpretieren.

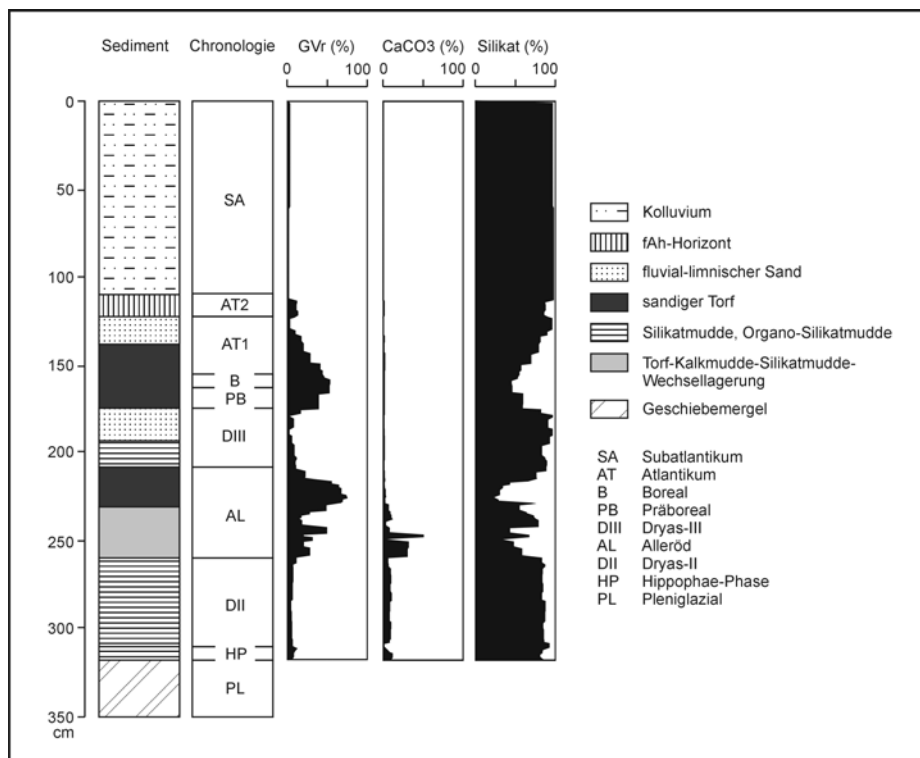


Abb. 31: Fundplatz Nienhagen. Analyse von Bohrung 14 aus Profil 5.

Die beiden konventionellen ^{14}C -Datierungen am Gesamtsediment galten dem pollenanalytisch datierten humosen Sand aus der Hippophae-Phase und dem Torf aus dem Alleröd. Gegenüber den erwarteten Werten fielen die ermittelten ^{14}C -Daten mit 11115 ± 475 BP (Hv-20635) bzw. 10330 ± 70 BP (Hv-20636) jeweils etwa 800-1000 Jahre zu jung aus. Aufgrund der geringen Materialmenge und des schlechten Erhaltungszustandes der organischen Fraktion wurde im ^{14}C -Labor auf eine Huminsäu-

reabtrennung verzichtet. Somit könnte die Verjüngung der Proben auf eine Verunreinigung mit Kohlenstoff aus jüngeren Wurzeln und Bodenlösungen zurückgehen (mdl. Mitteilung M. GEYH/Hannover).

Bei den archäologischen Funden in den humosen Sanden zwischen 120 und 140 cm u. GOF handelt es sich um Artefakte, die in ihrem Rohmaterialcharakter den Funden der geschlossenen Grabungsfläche entsprechen. Gestützt wird diese Auffassung auch durch eine direkte Zusammensetzung zwischen zwei Artefakten über eine Distanz von ca. 8,5 m. Der Umstand, daß Funde in Profil 5 in atlantischer Position zutage kamen, ist keineswegs ein sicherer Hinweis für ihre Datierung in das Holozän: Der fundführende atlantische Sand wurde in einem Bach bzw. einer Bachaue oder im Uferbereich eines Stillgewässers abgelagert. Fließendes Wasser oder Wellenschlag haben mit großer Sicherheit die seitlich vom Profil angrenzenden spätglazialen Sedimente und ihren Fundniederschlag erodiert, wenige Meter weit transportiert und schließlich im Profil abgelagert. Daß im Holozän die spätglazialen Sedimente z.T. fluvial ausgeräumt wurden, belegt zudem eine angeschnittene alte Bachrinne im Grabungsbereich (vgl. KAISER & TERBERGER 1996: 17ff.).

Schnitt Profil 1-5

Dieser Schnitt stellt eine Verbindung zwischen der Stratigraphie im Bereich der geschlossenen Ausgrabungsfläche zum Profil 5 her (Abb. 32). Danach gehört der fundführende Sandkörper mit großer Sicherheit in die Jüngere Dryas. Das zeigen vor allem die pollenanalytisch datierten Bohrungen 8, 12 und 14. Hier werden die gleichen Sedimente wie im Grabungsbereich durch Sedimente des Alleröd sowie einer älteren Fazies der Jüngeren Dryas unterlagert und z.T. von Sedimenten des Präboreal überlagert.

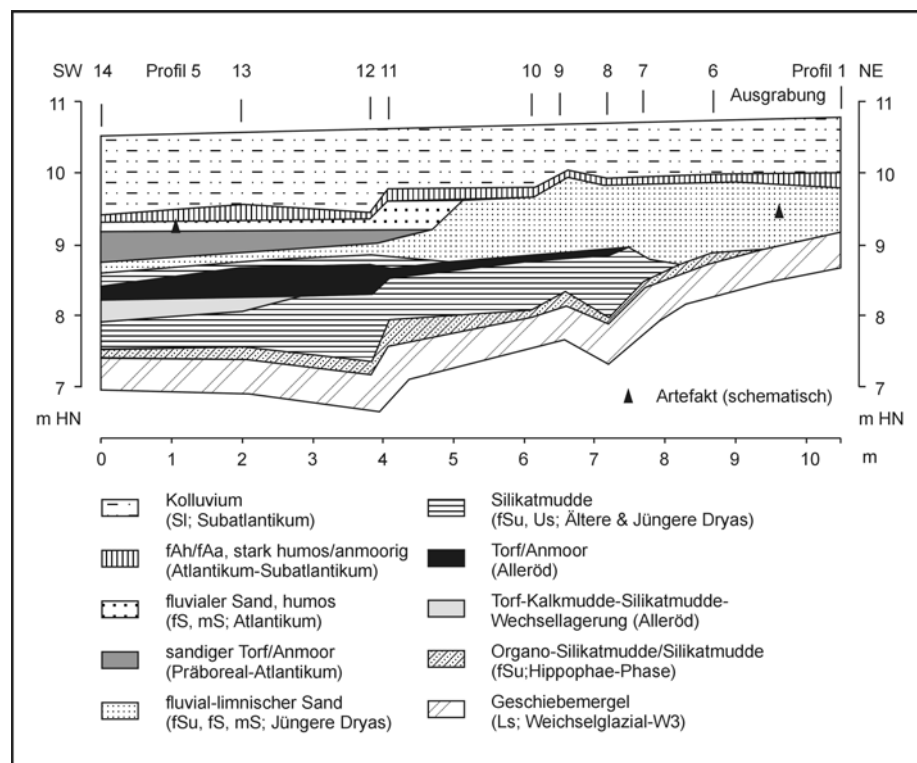


Abb. 32: Fundplatz Nienhagen. Schnitt Profil 1-5.

Zusammenfassung der stratigraphischen Untersuchungen

Die Profilaufnahmen zeigen, daß der Fundplatz am Rande eines kleinen verfüllten Beckens liegt. Im tiefsten Bereich erreichen die spätglazialen bis holozänen Ablagerungen eine Mächtigkeit von 350 cm. Der spätglaziale Sedimentkörper weist im Beckentiefsten eine komplette zeitliche Abfolge von der Hippophae-Phase bis zur Jüngeren Dryas auf; limnisch-fluviale Sedimente wechseln sich mit

telmatischen Sedimenten ab. Das ältere bis jüngere Holozän ist relativ geringmächtig und unvollständig vertreten, aus dem jüngsten Holozän stammt ein hangendes Kolluvium. Im jüngeren Holozän räumte fluviale Erosion z.T. die älteren Sedimente aus und verlagerte einen Teil der spätglazialen Artefakte.

Das archäologische Material der zusammenhängenden Grabungsfläche stammt aus humusfreien, schluffig-feinsandigen bis gröberen Sanden. Die Sande sind teilweise geschichtet und in einem limnisch-fluvialen Milieu zur Ablagerung gelangt. Eine direkte bio- oder chronostratigraphische Einordnung dieser Sande im Bereich der geschlossenen Grabungsfläche ist nicht möglich. Allenfalls erbringen der hangende, von einem Kolluvium begrabene Boden und eine verfüllte holozäne Bachrinne einen späten *terminus ante quem* (Atlantikum-Subatlantikum). Der Habitus der humus- und pollenfreien Sande verweist jedoch bereits auf ein spätglaziales Alter der Fundschicht. Zudem ist in Richtung Schafgraben ein Anschluß der Grabungsstratigraphie an eine pollenanalytisch datierte Bohrprofilreihe möglich. Der fundführende Sandkörper wird hier von Ablagerungen des Alleröds unterlagert und von Ablagerungen des Präboreal überlagert. Damit ergibt sich eine Zuweisung dieser Sande in die Jüngere Dryas.

Hinsichtlich der lokalen paläogeographischen Verhältnisse läßt sich schlußfolgern, daß der Fundplatz am Rand einer spätglazialen Gewässerrinne lag (KAISER & TERBERGER 1996: Abb. 11). Eine Schwelle aus Geschiebemergel trennte diesen Teil eines kleinen Sees von einem südlich gelegenen Becken; die Schwelle war entweder als Furt oder trockenen Fußes passierbar. In nordwestlicher Richtung gliederten weitere Erhebungen das Seebecken. Die Sedimentabfolge verweist auf spätglaziale Wasserspiegelschwankungen, wobei Lagerungsstörungen insbesondere der Allerödschichten hier eine sichere Interpretation erschweren. Wahrscheinlich hat lokal ausschmelzendes Toteis zu Lageveränderungen von Sedimenten geführt. Nach einer Stillgewässerphase von der Hippophae-Phase bis zum jüngeren Alleröd, verlandete das Gewässer noch im Alleröd. Während der Jüngeren Dryas entstand durch einen ansteigenden Wasserspiegel erneut ein flacher See. Fluvial-limnische Sande kommen bis in eine Höhe zwischen 10-11 m HN und damit max. 1,5-2 m über den Alleröd-Torfen vor. Um diesen Betrag muß zumindest zeitweise das Wasserspiegelniveau der Jüngeren Dryas über dem des Alleröds gelegen haben (vgl. Abschnitt 4.1.5).

Archäologische Ergebnisse

Im Ergebnis archäologischer Betrachtungen zur Fundschichtbildung kann trotz einer beträchtlichen vertikalen Streuung der Artefakte um 30 cm und der unter Mitwirkung fließenden Wassers erfolgten Artefakt sedimentation die Zusammengehörigkeit des Inventars wahrscheinlich gemacht werden (KAISER & TERBERGER 1996: 22ff.). Von einer atlantischen Erosionsphase abgesehen, die einige Artefakte über wenige Meter bewegte, sprechen kleinräumige Zusammensetzungen und der frische Erhaltungszustand der Artefakte gegen nennenswerte Umlagerungen. Dies deutet auf eine Lage der ausgegrabenen Zone wenige Meter nahe des ursprünglichen Lagerplatzes hin. Die insgesamt relativ lockere Fundstreuung spricht zugleich gegen die Abfallzone eines längerfristig genutzten Platzes.

Insgesamt konnten 120 Feuersteinartefakte geborgen werden. Neben zahlreichen Abschlägen, Klängen- und Lamellenfragmenten sowie einigen Kernen wurden sieben Stücke als standardisiert retuschierte Formen angesprochen (Anhang-Taf. 13). Die oben erwähnte große Stielspitze, als sogenannte Lyngbyspitze klassifiziert, eine Zonhovenspitze, eine rückengestumpfte Spitze, ein Mikrolith, zwei Stichel und vier Kerbreste sprechen für eine Stellung des Inventars innerhalb der spätpaläolithischen Ahrensburger Kultur. Die Verbindung mit der Ahrensburger Kultur steht nicht nur im Einklang mit den arbeitstechnischen Merkmalen, sondern auch mit der stratigraphischen Einordnung der fundführenden Sande in die Jüngere Dryas (KAISER & TERBERGER 1996: 37f.).

Hinsichtlich einer funktionellen Interpretation des Fundplatzes sprechen die Standortwahl an einer Gewässerenge, die wahrscheinliche Fertigung von Projektilen zur Ausbesserung von Jagdwaffen, der Nachweis der Feuernutzung durch Steinartefakte mit Feuerspuren und die nur lockere Fundstreuung für den Randbereich eines Jagdlagers, also für einen Platz, der für relativ kurze Zeit von einer kleinen Jägergruppe aufgesucht wurde.

Der Fundplatz Nienhagen gehört neben den Fundplätzen Hintersee 24 und Mützelburg Forst 9 in der Ueckermünder Heide (BOGEN 1999, KAISER & KÜHN 1999, KAISER ET AL. 2001b) zu den wenigen Stationen der Ahrensburger Kultur in Mecklenburg-Vorpommern mit einer sicheren stratigraphischen Einbindung der Fundschichten.

4.1.4.4 Fundplatz Endingen V

Dieser Fundplatz liegt auf einer kleinen Flachkuppe von ca. 110 x 50 m, die sich auf max. 11,0 m HN und damit um ca. 2 m über die umgebenden Moorflächen erhebt (Abb. 33). Hier waren mesolithische Funde durch eine kleine Grabung aus den 30er Jahren bekannt (PETZSCH 1935), darüber hinaus hatten Forstwegebau sowie unkontrollierte Grabungen in jüngerer Zeit einen Teil der Fundstelle zerstört und eine größere Zahl von Artefakten an die Oberfläche gebracht. Exemplarisch für die Vielzahl mesolithischer Fundplätze des Untersuchungsgebietes erfolgten hier aufgrund einer guten Fundüberlieferung und einer vielversprechenden (Paläo-) Topographie umfangreichere archäologische und geowissenschaftliche Untersuchungen.

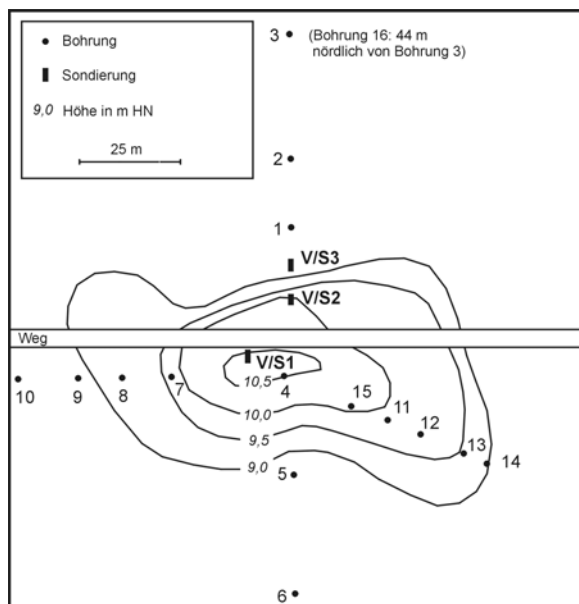


Abb. 33: Topographie von Fundplatz Endingen V.

Schnitt Fundplatz Endingen V

Der höchste Teil des Fundplatzes ist eine Erhebung aus Geschiebemergel mit hangendem Geschiebedecksand (Abb. 33, 34). Der Übergang zur Niederung im Bereich der Sondierungen V/S2 und V/S3 wird von limnischem Sand und Lehm gebildet. Die Ansprache des Geschiebedecksandes in Bohrung 5 ist mit Hinblick auf die Profile V/S2 und V/S3 unsicher. In einer Entfernung von ca. 40-50 m bzw. ca. 20 m vom nördlichen bzw. südlichen Kuppenfuß lagern unter Torfen holozäne Organomüden.

Eine Besonderheit stellen die Profile V/11 und V/15 dar. Hier treten bis 70 cm mächtige, stark holzkohlenhaltige Ah-Horizonte auf; die Holzkohlenstücke erreichen Durchmesser von mehreren Zentimetern. Weitere flache Bohrungen zeigen, daß dieses Phänomen kreisförmig mit einem Radius von ca. 10 m um Bohrung V/15 verbreitet ist. Es handelt sich hier wahrscheinlich um einen mittelalterlichen bis neuzeitlichen Meilerstandort!

Profil V/S1

In diesem zweischichtigen Profil, ein Pseudogley-Podsol mit Anmoorhorizont, folgt über einem basalen Geschiebemergel aus sandigem Lehm eine Schicht aus lehmigem bzw. schluffigem Sand (Abb. 35, 38). Diese möglicherweise als Geschiebedecksand anzusprechende Schicht weist allerdings gegenüber anderen Geschiebedecksand-Profilen mit 117 cm eine ungewöhnlich hohe Mächtigkeit auf.

Eventuell ist dieser Bereich von einem limnischen Überstau in der Jüngeren Dryas beeinflusst worden. Der normal entwickelte Eisenhumuspodsol, die topographische Position und die Analogie zu ähnlichen Profilen aus dem Endinger Bruch sprechen zusammen für ein hohes, d.h. spätglaziales oder pleniglaziales Alter der Geländeoberfläche.

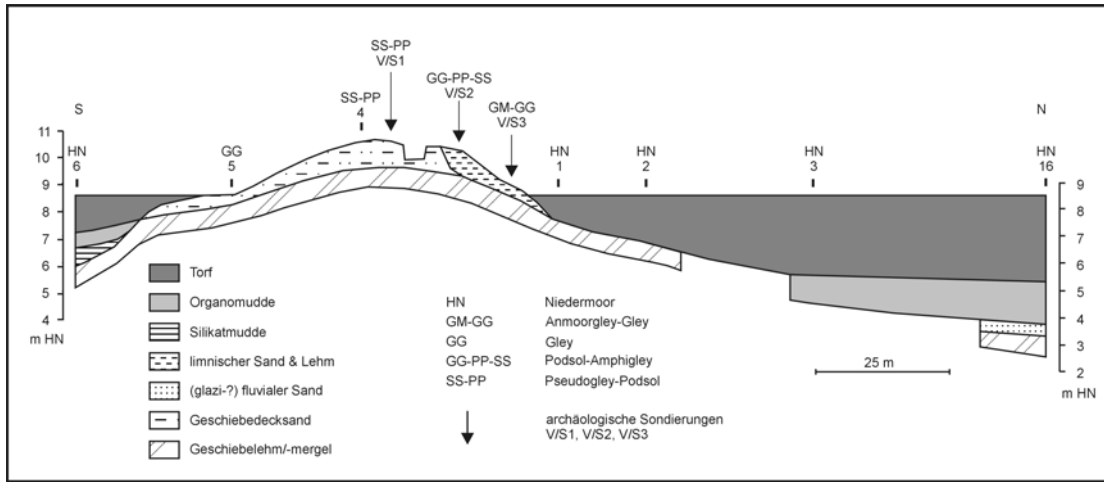


Abb. 34: Schnitt Endingen Fundplatz V.

Bis in ca. 50 cm Tiefe unter der Aa-Oberfläche wurden mesolithische Artefakte des jüngeren Boreals/älteren Atlantikums geborgen. Das Fundmaterial ist dabei nach Aussage der archäologischen Untersuchungen als Niederschlag einer wohl recht kurzen Siedlungsphase zu deuten (s.u.). Die erhebliche vertikale Streuung der Artefakte läßt sich an diesem Profil, wie auch am Profil Endinger Bruch 2 des Fundplatzes IV, am wahrscheinlichsten durch Frosthebung und -senkung sowie Bioturbation erklären. Unter Bioturbation wird hier die nicht weiter aufzulösende Gesamtwirkung von Regenwurmaktivität, wühlenden und grabenden Bodenorganismen, Wurzelbewegung und Baumwurf verstanden (vgl. z.B. BARTON 1987, ARMOUR-CHELU & ANDREWS 1994).

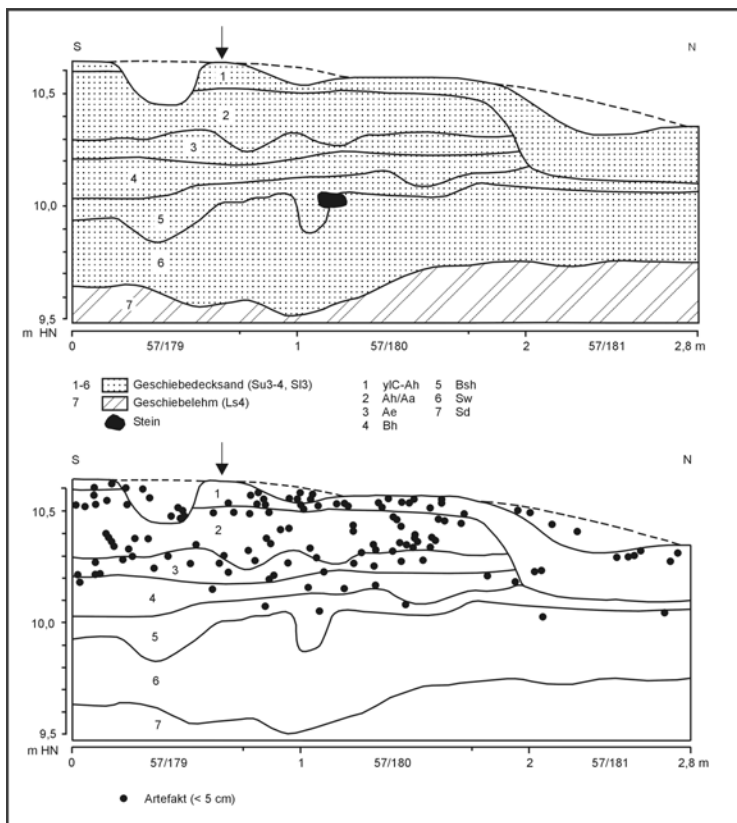


Abb. 35: Fundplatz Endingen V. Profilaufnahme und Artefaktprojektion der Sondierung V/S1.

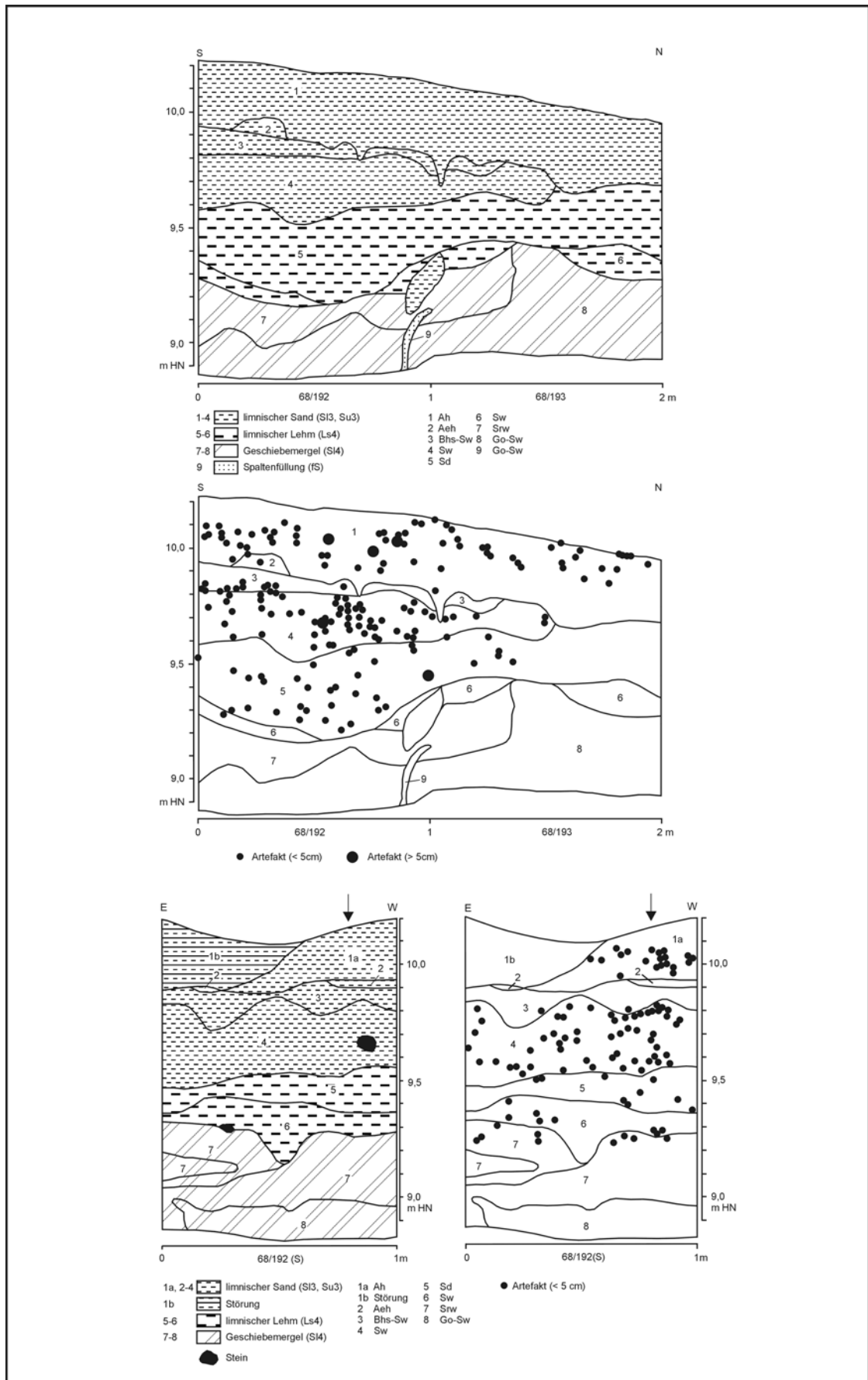


Abb. 36: Fundplatz Endingen V. Profilaufnahme und Artefaktprojektion der Sondierung V/S2 (oben: Westwand, unten: Südwand).

Profil V/S2

Das Profil V/S2, ein Podsol-Pseudogley (Abb. 36, 38), befindet sich am nördlichen Abhang der Kuppe auf ca. 10,2 m HN. Hinsichtlich der Sedimente liegt ein dreischichtiges Profil vor: Auf basalem Geschiebemergel aus lehmigem Sand folgt ein Seelehm aus sandigem Lehm und schließlich ein Seesand aus lehmigem bzw. schluffigem Sand. Die als Seesedimente angesprochenen Schichten ähneln zwar granulometrisch dem Geschiebedecksand und sind nahezu humus- und pollenfrei, enthalten aber in reichlichem Maße unbestimmbaren Diatomeenschill sowie Nadeln anderer aquatischer Organismen. Mesolithische Artefakte fanden sich bis nahezu 100 cm u. GOF! Letzteres, die topographische Position und die Fossilführung sprechen zusammen für eine limnische Genese des oberen Profiltails. Der tonangereicherte Horizont Sd zwischen 61-76 cm u. GOF erwies sich entgegen ersten Annahmen während der Profilaufnahme *nicht* als Sd-Bt-Horizont: In einem Boden-Dünnschliff aus diesem Horizont wurden zwar doppelbrechende, jedoch durch laterale Transportvorgänge stark fragmentierte Toncutane nachgewiesen (Analyse: S. STEPHAN/Bonn). Der Übergang von den holozänen zu den spätpleistozänen Sedimenten muß, eventuell als deutliche Erosionsdiskordanz ausgebildet, südlich zwischen den Profilen V/S2 und V/S1 vermutet werden.

Profil V/S3

Unmittelbar am Fuß der Kuppe gelegen, zeigt dieser Anmoorgley-Gley eine geologische Dreiteilung (Abb. 37, 38). Nach einem basalen Geschiebemergel aus lehmigem Sand folgt ein mittelkiesiger Seesand mit hohem Grobsandanteil, danach ein Seesand aus lehmigem Sand. Die mittlere Schicht ist durch Grabgänge von Bodenorganismen und Wurzelgänge nur noch in Fragmenten erhalten. Der kiesführende und schwach humose Sand stellt ein limnisches Residualsediment des liegenden Geschiebemergels dar. Darauf verweist auch die Anreicherung von Steinen und Blöcken bis max. 33 cm Durchmesser in diesem Bereich.

Als Konsequenz der Sediment- und Artefaktverteilung in den Profilen V/S2 und V/S3 muß eine zeitweise Uferlinie bei ca. 10 m HN angenommen werden. Faßt man die Artefakte in den Seesanden und -lehmen als synsedimentär auf, dafür spricht die nahezu gleiche vertikale Verteilung der Artefakte in den Profilen, so ergibt sich eine Datierung dieses Seespiegelstandes anhand des archäologischen Fundmaterials in das jüngere Boreal/ältere Atlantikum.

Archäologische Ergebnisse

Die drei Sondierungen mit zusammen ca. 6,5 m² untersuchter Fläche konnten zwar eine beeindruckende Fundquantität und z.T. -qualität liefern, stellen aber aus geowissenschaftlicher Sicht hinsichtlich des Aufschlußgrades nur ein Minimum dar. Für eine wirklich sichere Deutung der geoarchäologischen Situation müßten sie miteinander verbunden und nach Norden erweitert werden. Sowohl in West-Ost- als auch in Nord-Süd-Ausdehnung konnte auf einer Länge von 25 m eine deutliche Fundstreuung festgestellt werden. Im Westen und Norden begrenzt die Niederung den Lagerplatz, unmittelbar südlich und südöstlich der Sondage V/S1 hört die Fundstreuung auf. Die Ausdehnung und Fundhäufung (z.B. 250 Einzelfunde in Quadrat 68/192!) sprechen für einen intensiv genutzten und nach Norden orientierten Platz.

Das Fundmaterial besteht überwiegend aus Feuersteinartefakten (Anhang-Taf. 14-17). Unter den insgesamt 3520 Stücken gestatten 32 Mikrolithen, darunter 19 einfache Spitzen, sieben langschmale und drei ungleichschenklige Dreiecke sowie ein gleichschenkliges Dreieck und ein Trapez eine typologische Zuweisung in das frühe Spätmesolithikum (spätes Boreal/frühes Atlantikum; vgl. TERBERGER 1998). Wenige Kernbeile, ein Scheibenbeil, Kratzer, Stichel, Bohrer, Rückenmesser, regelmäßige Lamellenkerne, echte Mikroklingenkerne und eine geschliffene Felsgesteinplatte sowie Hau- oder Klopffesteine komplettieren das Ensemble.

Aus der tiefliegenden Sondage V/S3 stammen 199 Faunenreste mit einem Gesamtgewicht von 1104 g. Das Material ist stark fragmentiert und teilweise in sehr schlechtem Zustand. Der Versuch einer AMS-¹⁴C-Datierung von Knochenproben schlug aufgrund zu geringer Gehalte an Knochen-Collagen fehl. Die Knochenoberflächen ließen in einigen Fällen Schnittpuren erkennen, was keinen Zweifel an der

Ansprache als Jagdbeutereste läßt. In einem Fall lagen die aufgespaltenen Röhrenknochen mit erkennbarer Spaltmarke noch dicht beieinander, was als Argument für eine weitgehende *in situ*-Lage der Funde spricht (Anhang-Taf. 17). Eine Bestimmung der Faunenreste durch J. HELMS/Greifswald spiegelt mit Rothirsch, Reh, Elch, Wildschwein, Wolf/Hund, Biber, Kleinnager, Fisch und Vogel trotz der begrenzten Menge eine hohe Artenvielfalt wider (vgl. HELMS 1997).

Die organischen Artefakte liegen aufgrund der anthropogenen Grundwasserabsenkung im Endinger Bruch im Bereich eines sommerlichen und herbstlichen Zutritts von Luftsauerstoff (Go-Aa). Mittelfristig ist deshalb mit einer Zersetzung von organischen Artefakten im Niederungsbereich zu rechnen, das heißt es besteht eine akute Gefährdung der Funderhaltung an diesem Fundplatz!

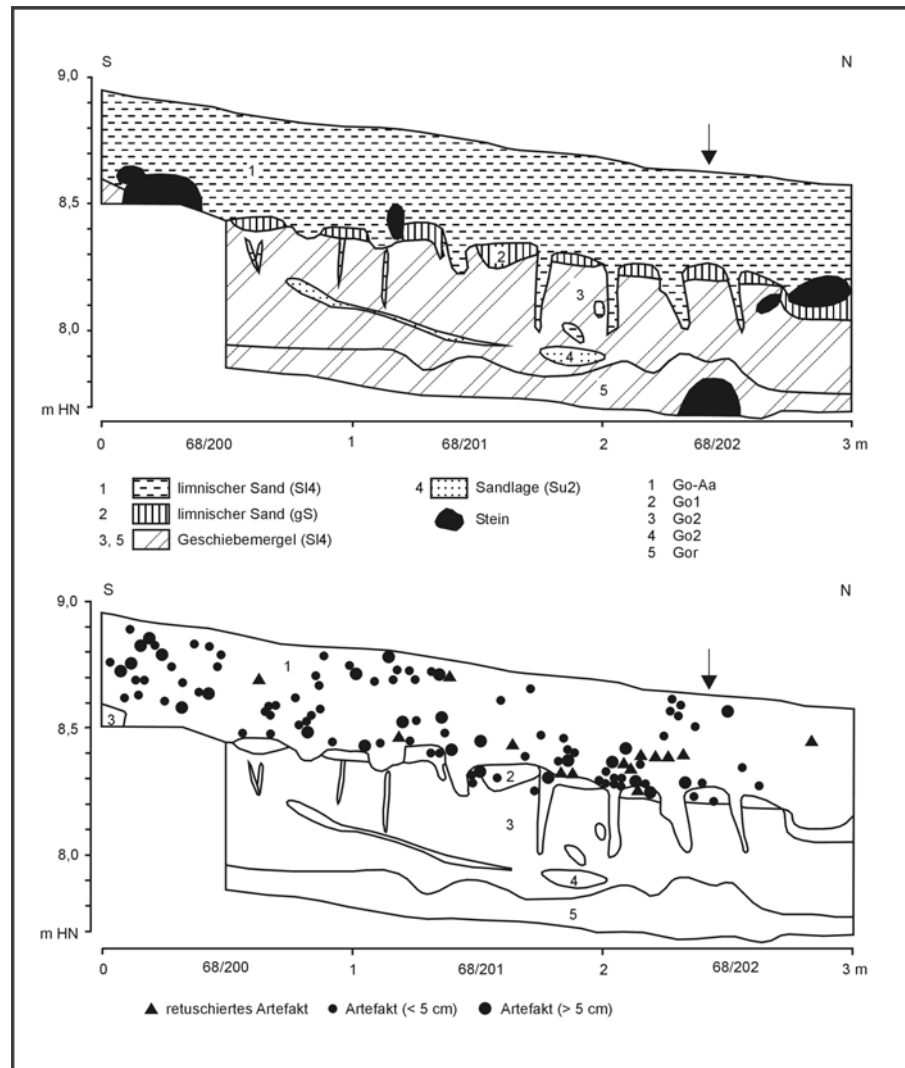


Abb. 37: Fundplatz Endingen V. Profilaufnahme und Artefaktprojektion der Sondierung V/S3.

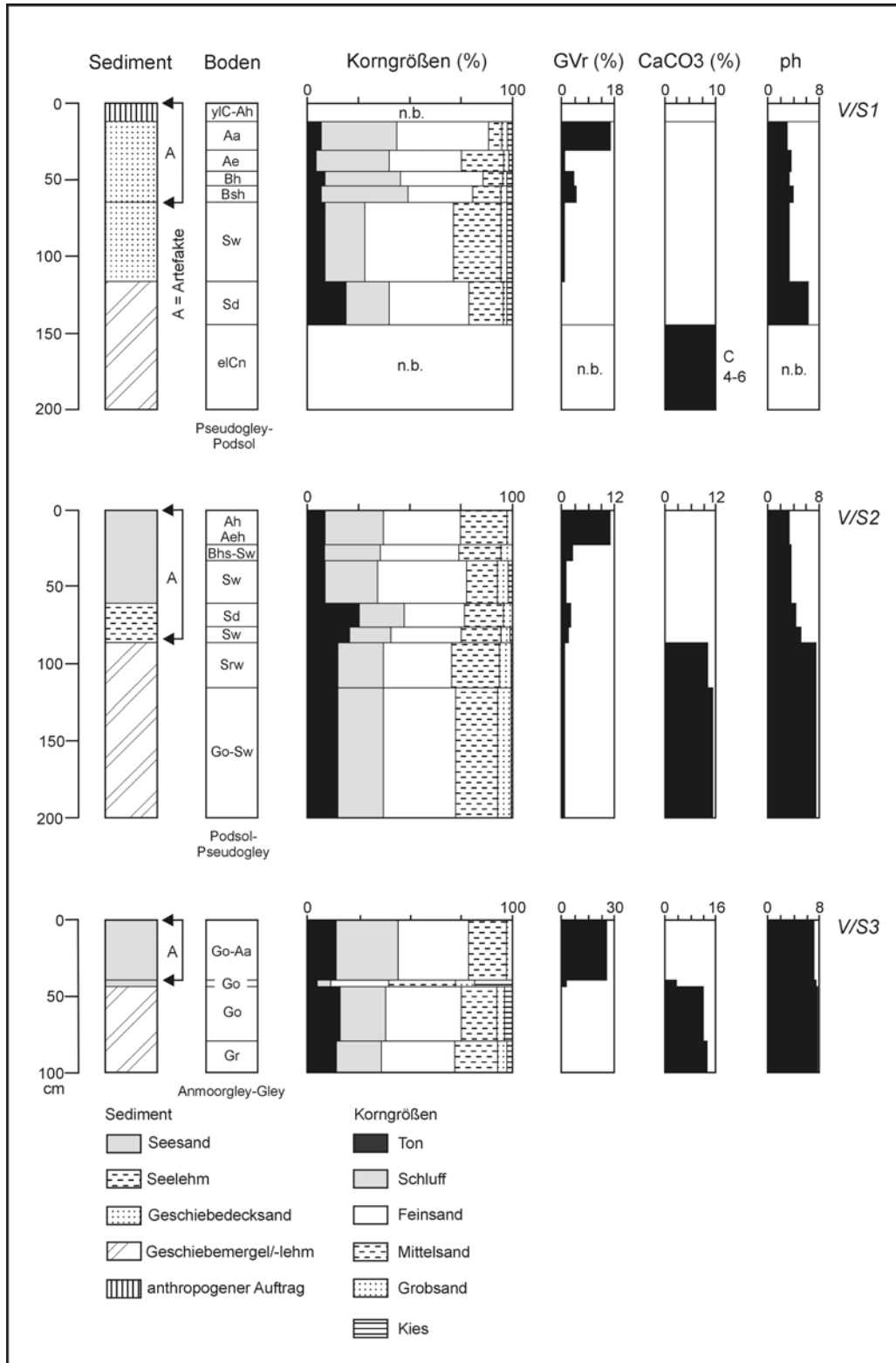


Abb. 38: Fundplatz Endingen V. Analyse der Profile V/S1, V/S2 und V/S3.

4.1.4.5 Fundplatz Endingen IV (Ahlgrimmshorst)

Dieser Fundplatz wurde im Frühjahr 1994 durch den Verfasser bei Geländebegehungen entdeckt, als in Baumwürfen von Altkiefern und in Forstpflugspuren Feuersteinartefakte zutage kamen. Die flachriedelartige Erhebung als Teil eines Flachrückens erhebt sich aus der umgebenden Moorniederung um ca. 1-2 m.

Schnitt Fundplatz Endingen IV und Profil Endinger Bruch 2

Im nördlichen Bereich des Schnittes fällt das Abtauchen eines sandüberlagerten Geschiebemergels in Richtung Süden auf (Abb. 39). Nicht eindeutig interpretierbar sind die sich südlich anschließenden, starken Undulationen spätglazialer Muddelagen. Selbst wenn man die möglichen Fehler nicht absolut teufegerechter Bohrverfahren (Nutstange, Rammkernsonde) berücksichtigt, erscheinen die Vertikal-sprünge der Muddeober- bzw. Muddeunterkanten von max. ca. 100 cm als zu hoch. Möglicherweise haben postsedimentärer Toteisaustau und/oder Auflastdruck zu diesen Lagerungsstörungen geführt.

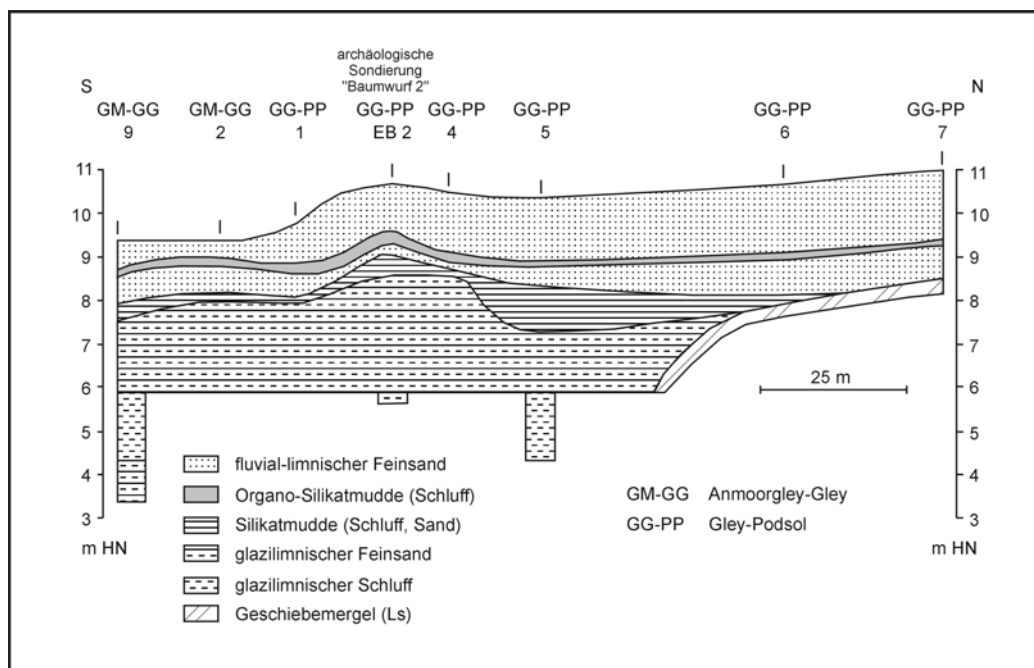


Abb. 39: Schnitt Endingen Fundplatz IV.

Das Profil Endinger Bruch 2 (Oberkante ca. 10,7 m HN; vgl. Abb. 40 und Anhang-Taf. 2) wurde an der Nordseite einer auch archäologisch untersuchten Sondierung („Baumwurf 2“) bis 235 cm u. GOF im Schurf aufgenommen und beprobt. Anschließend erfolgte eine Nutstangenbohrung bis 500 cm u. GOF. Feuersteinartefakte wurden im Bereich zwischen 10 und 50 cm u. GOF geborgen (GOF = Aeh-Oberkante).

Lithostratigraphisch lassen sich von der Basis zum Top sechs Einheiten ausgliedern: glazilimnicer Schluff (6), glazifluvial-/limnicer Feinsand (5), Silikatmudde (4), fluvial-limnicer Feinsand (3), Organo-Silikatmudde (2) und fluvial-limnicer Feinsand (1). Zur stratigraphischen Einordnung stehen ein ^{14}C -Datum und ein Pollendiagramm zur Verfügung (Profil Core I/2 ETW, vgl. DE KLERK 1998).

Die Basis des Profils wird durch Einheit 6, einen glazilimnicen tonigen Schluff, und Einheit 5, einen glazilimnicen Feinsand, gebildet. Einheit 4 ist in eine liegende Schluffmudde und in eine hangende Sandmudde geteilt. Palynologisch läßt sich eine Zuordnung in die Älteste Dryas und in die Hippophae-Phase vornehmen. Diatomeenpräparate zeigen hier stark fragmentierte, postsedimentär chemisch korrodierte (Lösung von Silizium) und deshalb zumeist unbestimmbare Diatomeenreste (Analyse: W. JANKE/Greifswald). Neben quartären Fossilien fanden sich auch präquartäre Formen,

z.B. marine, wahrscheinlich kretazische *Centriceae*. Mikrofaziell läßt sich daher nur allgemein ein belebtes Becken konstatieren, in das im Verlaufe der Zeit zunehmend gröberes Material (Schluff → Feinsand) fluvial-limnisch eingetragen wurde. Einheit 3 ist ein fluvial-limnischer Feinsand, der keine Pollen führt und nur sehr wenige, stark korrodierte Reste von Diatomeen und anderen aquatischen Organismen aufweist. Chronologisch gehört dieser Profilabschnitt wahrscheinlich in die Ältere Dryas. Einheit 2, eine auffällig parallelgeschichtete Organo-Silikatmudde, weist granulometrisch mit einem Schluffgehalt von mehr als 60 %, pedochemisch durch einen Glühverlust von 21-36 % und diatomee-analytisch durch epiphytische Flachgewässersedimente (z.B. *Cymbella sp.*, *Epithemia sp.*) die Merkmale einer Flachgewässersedimentation auf. Es handelt sich um den Absatz eines pflanzenreichen, nach Ausweis der Großreste von Seggen und Braunmoosen dominierten Stillgewässers. Einer konventionellen ^{14}C -Datierung am Gesamtsediment des Topbereiches von Einheit 2 mit 10785 ± 165 BP (Hv-20634) und damit einer Zuweisung in die erste Hälfte der Jüngeren Dryas steht eine sichere pollenanalytische Datierung in das Alleröd gegenüber. Als Ursache für die scheinbare Verjüngung der Mudde in der ^{14}C -Analyse kann eine Infiltration von jüngeren Huminsäuren angenommen werden. Sich abwechselnde Mudde- und Feinsandlagen vermitteln zur Einheit 1.

Für die Ansprache von Einheit 1 als sehr gut sortiertes, feinsandiges Sediment eines energiearmen Gewässers spricht die Lage inmitten des Beckens, das Fehlen eindeutig äolischer Formen am Fundplatz und äolischer Sedimente in der Umgebung sowie die auffallende Ähnlichkeit mit weiteren, fluvial-limnisch geprägten Profilen im Endinger Bruch (vgl. Fpl. VI, Nienhagen, Fpl. II). Die leichte Erhebung im Bereich des Profils und der Geländeabfall südlich davon werden als uferwallartige Bildung gedeutet. Aufgrund der Datierung der liegenden Einheit 2 in das Alleröd ist mit hoher Wahrscheinlichkeit von einer Sedimentation der hangenden Sande während der Jüngeren Dryas auszugehen. In den hangenden Sanden entwickelte sich im Holozän ein Gley-Eisenhumuspodsol, dessen Bsh- und Go-Bsh-Horizonte eine starke Verfestigung aufweisen („Ortstein“): Dieser Bereich konnte nur mittels einer Spitzhacke durchteuft werden. Darin enthaltene mesolithische Artefakte, u.a. in 40 cm Tiefe im Bsh-Horizont ein Kernstein mit den Maßen $5,2 \times 4 \times 3,5$ cm und 72 g Masse, müssen somit vor der Ortsteinbildung und wahrscheinlich durch Bioturbation dahin gelangt sein. Oberhalb des mineralischen Bodenkörpers hat sich ein ca. 30 cm mächtiger Auflagerohhumus vorwiegend aus Adlerfarnresten entwickelt („Doppelfilz“, vgl. BILLWITZ 1997: 167).

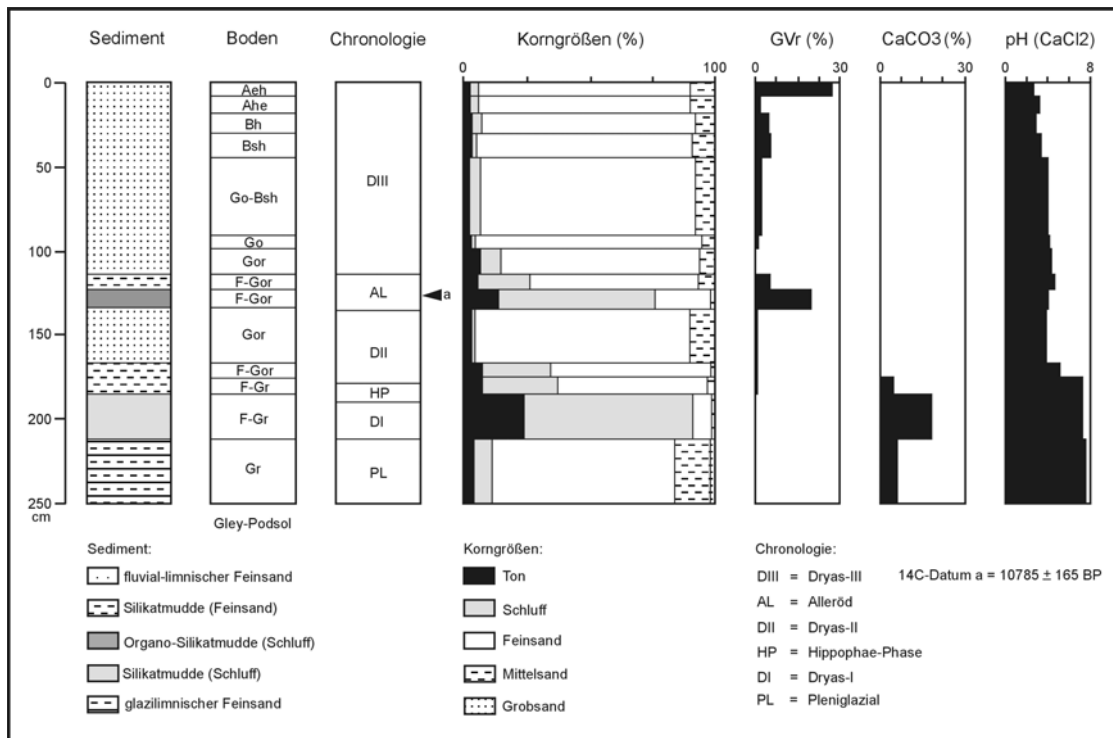


Abb. 40: Fundplatz Endingen IV. Analyse von Profil Endinger Bruch 2.

Archäologische Ergebnisse

Anhand von Oberflächenfunden, Baumwürfen und zweier Sondagen zeichnet sich eine ausgedehnte, wohl über 200 m² große Fundstreuung ab (ca. 15 x 15 m). Die beachtliche Dimension der Konzentration spiegelt sich auch in der Menge der gesammelten Funde wider. Aus der Sondierung „Baumwurf 2“ mit einer Fläche von ca 6 m² konnten allein 1100 Artefakte (> 1 cm) geborgen werden. Unter den insgesamt 1380 Artefakten (> 1 cm) wurden ausschließlich signifikante Artefakte des Mesolithikums identifiziert. Die Funde streuen von der Oberfläche bis in ca. 50 cm Tiefe. Regelmäßige Lamellenkerne, darunter ein Mikroklingskern, einfache Spitzen, langschmale Dreiecke und Kernbeile bzw Kernbeilfragmente erlauben eine Einordnung des Flint-Ensembles in das späte Frühmesolithikum (jüngeres Boreal/älteres Atlantikum; vgl. Anhang-Taf. 18).

Der Fundplatz Endingen IV kann als länger genutzter mesolithischer Siedlungsplatz charakterisiert werden, was sich auch in einem hohen Anteil von verbrannten Artefakten bemerkbar macht („Baumwurf 2“: 19 %). Der Siedlungsplatz lag auf einer mehr oder weniger trockenen, wahrscheinlich bewaldeten Sandkuppe und war nach Aussage von Bohrungen dreiseitig von Moor- und Wasserflächen umgeben. Die dem Fundplatz nächsten limnischen Sedimente aus dem Holozän finden sich nach Südosten in maximal 140 m, nach Südwesten in 230 m und nach Westen in 180 m Entfernung von Profil Endinger Bruch 2. Das Gefälle von der Kuppe zu den umgebenden Wasser- und Moorbecken ist sehr gering, eindeutig frühholozäne Sedimente wurden unmittelbar am Kuppenfuß nicht gefunden. Wahrscheinlich hat zwischen der Kuppe und benachbarten Gewässern zur Besiedlungszeit ein Feuchtwald oder ein Ried existiert.

4.1.4.6 Fundplätze Endingen I, II und III

Fundplatz Endingen I (Petershorst)

Der bewaldete Fundplatz liegt auf einer allseitig von ehemaligen Wasser- bzw. Moorflächen umgebenen ovalen Flachkuppe (ca. 250 x 150 m, max. 12,7 m HN, Abb. 41) und ist in seinem Südteil z.T. durch Sandabbau zerstört worden. Eine einfache Spitze und zwei endretuschierte Mikrolithen stützen eine Zuordnung in das späte Frühmesolithikum (jüngeres Boreal/älteres Atlantikum).

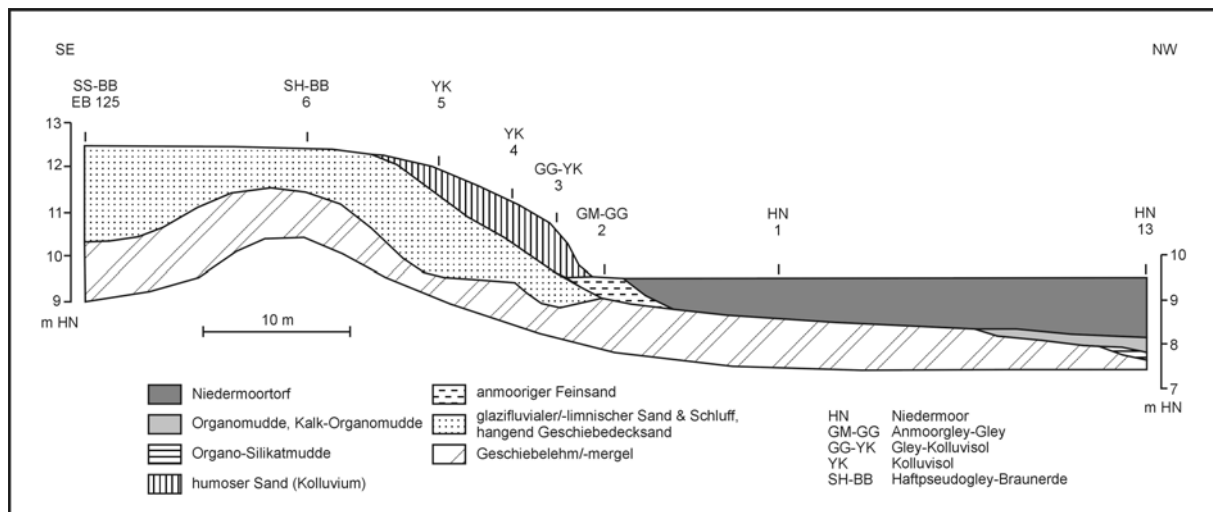


Abb. 41: Schnitt Endingen Fundplatz I.

Schnitt Endingen Fundplatz I und Profil Endinger Bruch 125

Die geologisch-bodenkundlichen Verhältnisse im Bereich des Tops der Kuppe zeigt das Profil Endinger Bruch 125 (Abb. 41). Es wurde an der Nordwand einer aufgelassenen Sandgrube angelegt. Über einem basalen Geschiebemergel folgen ab 220 cm u. GOF glazifluvial/-limnische Sande und Schluffe, darüber ab 68 cm u. GOF ein verbrannter Geschiebedecksand. Bemerkenswert ist eine während der glazifluvialen Sedimentation gebildete Lage aus gerundeten Steinen und Blöcken in einer

Matrix aus kiesigem Sand. Sowohl der liegende Geschiebemergel als auch die Deckschichten bilden für sich eine Vollform. Analoge Relief-, Sediment- und Bodenverhältnisse - mit „doppelter Vollform“, schluffigen, z.T. kiesigen Fein- und Mittelsanden mit Schlufflagen sowie Verbraunung - finden sich an weiteren Kuppen im Endinger Bruch (Profile Endinger Bruch 3, 133, 204) und erlauben eine Ansprache der glazifluvial/-limnischen Sedimentkörper als Kames (vgl. Abschnitt 4.1.5).

Der Fundplatz ist geoarchäologisch bezüglich der Bildung und Erhaltung von Fundschichten als ausgesprochen ungünstig einzuschätzen. Neben einer durch die Existenz von Kolluvien nachgewiesenen ehemaligen Beackerung und dadurch ausgelösten Boden-, Fund- und Befunderosion, zeigt der unmittelbare Fußbereich der Kuppe keine Sediment- bzw. Fundfallen, wie mächtigere Mudden oder Torfe. Offenes Flachwasser hat nach Ausweis erbohrter Mudden zur Siedlungszeit wahrscheinlich erst in einer Entfernung von ca. 20-30 m vom Kuppenfuß existiert.

Fundplatz Endingen II (Hagenhorst)

Auch dieser bewaldete Fundplatz liegt auf einer allseitig von ehemaligen Wasser- bzw. Moorflächen umgebenen Flachkuppe (ca. 190 x 90 m, max. ca. 11,2 m HN). Wenige Steinartefakte aus Störungen erlauben, nur allgemein auf eine mesolithische Nutzung zu schließen.

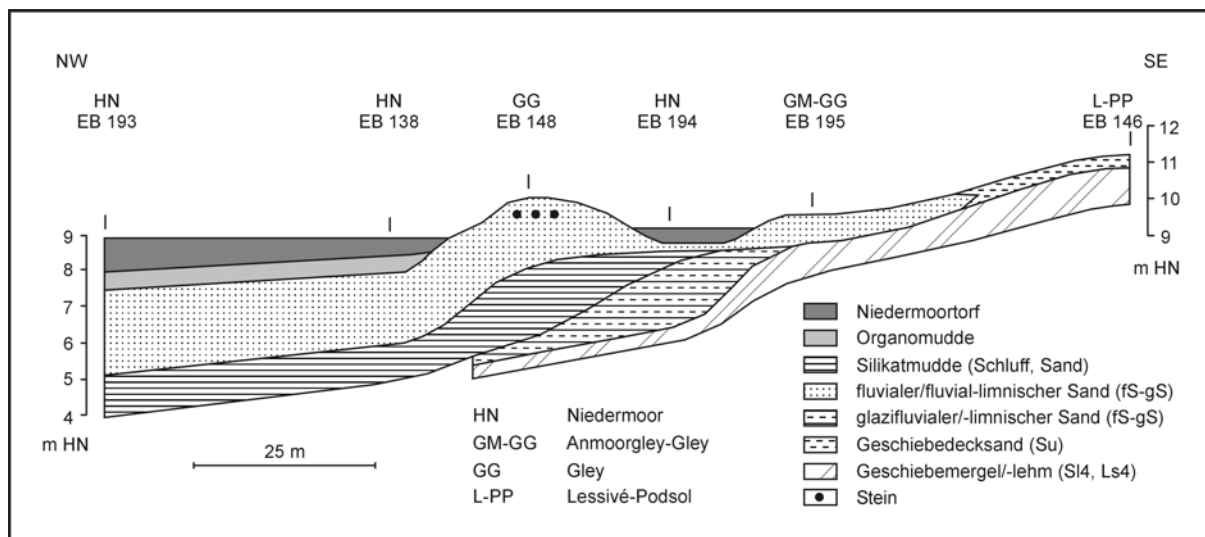


Abb. 42: Schnitt Endingen Fundplatz II.

Schnitt Endingen Fundplatz II und Profil Endinger Bruch 148

Der Schnitt verbindet den Fundplatz mit einem kleinen (20 x 40 m), Nord-Süd-orientierten und im Grundriß schwach gebogenen Flachrücken inmitten der vermoorten Niederung (Abb. 42). Dieser Rücken besteht in seinem Topbereich aus parallel- und schräggeschichteten Fein- und Mittelsanden und besitzt in ca. 50 cm u. GOF eine Lage aus Steinen und Blöcken. Die Steine und Blöcke von max. 17 x 22 cm Größe weisen teils eckige, teils gerundete Kanten auf und sind offenkundig kurzstreckig fluvial transportiert worden. Indizes dafür sind das völlige Fehlen von Hinweisen auf einen anthropogenen Eintrag (Artefakte, Holzkohle, Feuerspuren o.ä.) sowie die strukturellen und textuellen Merkmale der Sanddecke im Bereich der Niederungsprofile.

Im Profil Endinger Bruch 148 folgt auf die hangenden fluvialen Sande eine Sand- und Schluffmudde vorwiegend aus der Älteren Dryas mit reduzierten Glühverlustwerten zwischen 0,4 und 3,2 % und Carbonatgehalten zwischen 2,4 und 30,5 % (Pollenanalyse durch P. DE KLERK/Greifswald; vgl. Abb. 43). Nur ca. 5 cm im oberen Bereich stammen aus dem frühen Alleröd. Unter den Mudden der Älteren Dryas folgt eine geringmächtige Organo-Silikatmudde aus Schluff mit 6,9 % reduziertem Glühverlust und 1,8 % Carbonatgehalt. Sie datiert nach einem ^{14}C -Datum (11930 ± 70 BP, UtC-6935) und nach der Pollenanalyse in die Hippophae-Phase. Den Abschluß bilden ein glazifluvialer kiesiger Fein- und Mittelsand und ein basaler Geschiebemergel aus lehmigem Sand.

Augenfällig ist die starke Ähnlichkeit des oberen Abschnittes von Profil Endinger Bruch 148 mit den Profilen VI/S1 und VI/S4 am Fundplatz VI (vgl. Abschnitt 4.1.4.2). Dort datiert eine kiesige Sanddecke, die gleichfalls Steine und Blöcke führt und Mudden überlagert, in die Jüngere Dryas und bildet in Beckenrandlage eine flache Vollform. Die Grenze vom hangenden fluvialen Sand zur nachfolgenden Silikatmudde ist im Profil Endinger Bruch 148 wie am Fundplatz VI erosiv ausgeprägt. Die Sedimente des Alleröds wurden in Profil Endinger Bruch 148, mit Ausnahme weniger Zentimeter einer Silikatmudde, zum größten Teil fluvial abgetragen. Daher kann der hangende Sand mit hoher Wahrscheinlichkeit der Jüngeren Dryas zugeordnet werden. Während der Sandablagerung wurde auch westlich des Profils die Silikatmudde deutlich erodiert, worauf die Mächtigkeitszunahme des Sandes einerseits und die Mächtigkeitsabnahme der Silikatmudde andererseits hindeuten.

Der Befund am Fundplatz II belegt somit erneut *einen* (!?) energiereichen fluvialen Impuls während der Jüngeren Dryas, der einerseits an geeigneten Positionen, wie an den Fundplätzen II, IV und VI, uferwallartige Strukturen, andererseits flächenhafte Sanddecken hinterließ.

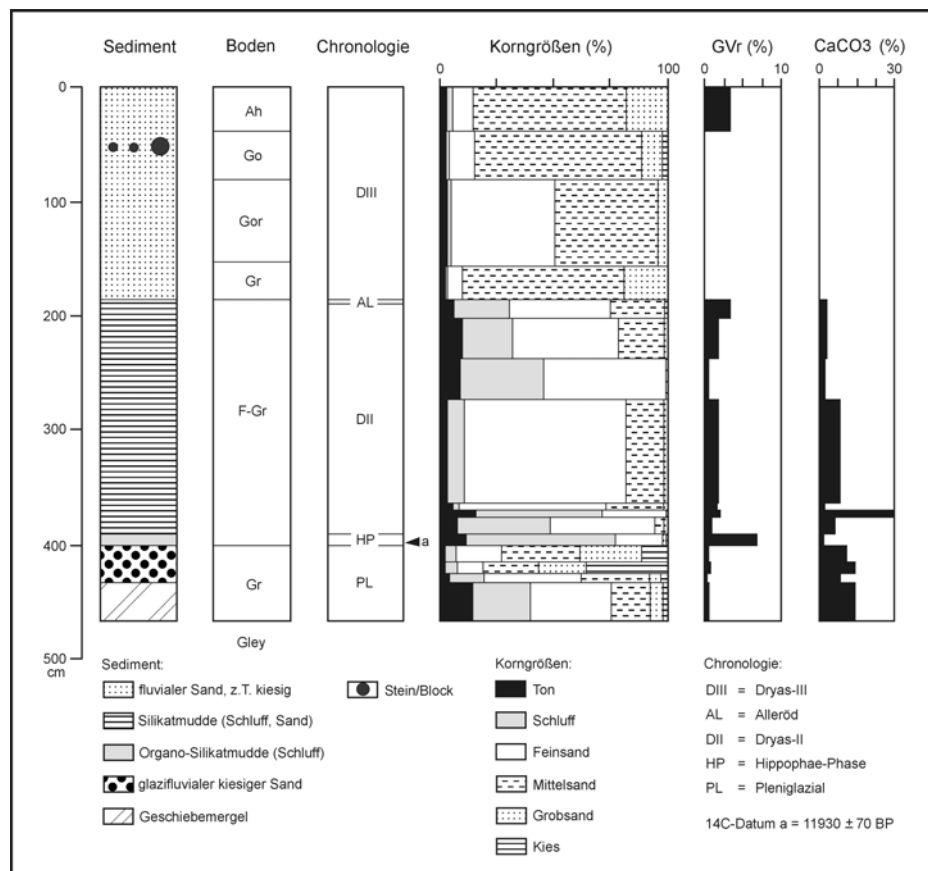


Abb. 43: Fundplatz Endingen II. Analyse von Profil Endinger Bruch 148.

Fundplatz III (Haselbrink)

Es handelt sich um eine allseitig von ehemaligen Wasser- und Moorflächen umgebene bewaldete Flachkuppe (100 x 70 m). Von diesem Fundplatz liegt nur eine Profilaufnahme ohne Beprobung vom Top vor. Auf einen hangenden fluvial-limnischen schluffigen Feinsand - wahrscheinlich aus der Jüngeren Dryas - folgt glazilimnischer Schluff, anschließend Geschiebemergel.

Große Mengen an Flintartefakten auf der ehemals mit einem Forstpflug bearbeiteten und jetzt intensiv vom Wild begangenen Kuppe lassen eine erhebliche Störung der nur flach lagernden archäologischen Fundschicht vermuten. Unter den 119 gesammelten Steinartefakten erlauben ein verbranntes Kernbeil und zwei Kerbreste auf das Mesolithikum zu schließen. Mikrolithen wurden bisher nicht aufgelesen, aber ein Kern mit gut entwickelter Lamellenabbautechnik deutet auf das späte Frühmesolithikum

(spätes Boreal/frühes Atlantikum). Die flächige Ausdehnung der Fundstreuung und verschiedene verbrannte Fragmente lassen auf eine intensivere Nutzung der Flachkuppe im Mesolithikum schließen.

4.1.4.7 Profil Hoher Birkengraben (HBG)

Das Profil HBG weist mit ca. 15 m Tiefe die größte Mächtigkeit spätglazialer und holozäner Ablagerungen im Endinger Bruch auf. Beobachtungen während der Profilaufnahme, Glühverlust- und Carbonatbestimmungen im Abstand von 5-10 cm sowie der davon abgeleitete Gehalt an Asche bzw. silikatischer Substanz erlauben eine präzise Ansprache der Sedimente (Abb. 44). Zur chronologischen Gliederung stehen ein sehr detailliert untersuchtes Pollenprofil und 5 AMS-¹⁴C-Daten zur Verfügung, von denen allerdings vier als nicht plausibel bzw. nicht einschätzbar gelten (DE KLERK 1998).

Kritisch anzumerken ist, daß mit der bereits im April 1995 erfolgten Kernbohrung zwar erfolgreich das tiefste Teilbecken im Endinger Bruch angetroffen wurde, die Kernuntersuchung jedoch aus organisatorischen und personellen Gründen nur zum Teil befriedigen kann. So mußte beispielsweise auf die zerstörungsfreie Kernanalyse mittels Röntgenstrahlung und Magnetisierbarkeit sowie auf die Analyse weiterer Parameter, wie z.B. der Korngrößenverteilung, der pflanzlichen Großreste und der Diatomeen verzichtet werden.

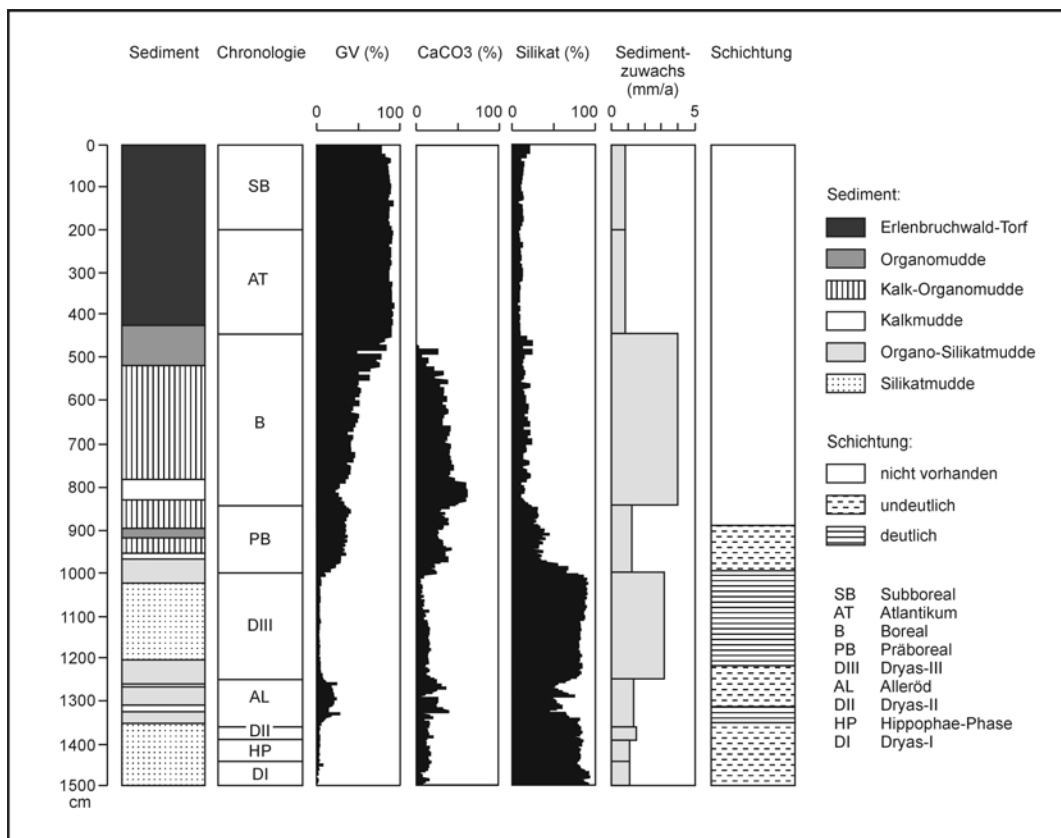


Abb. 44: Analyse von Profil Hoher Birkengraben.

Chronologisch beginnt das Profil HBG in der Ältesten Dryas und endet im Subboreal. Das Subatlantikum ist infolge eines entwässerungsbedingten Torfabbaus nicht überliefert. Vereinfacht weist das Profil eine sedimentologische Vierteilung auf: Nach Silikatmudden und Organo-Silikatmudden aus dem Spätglazial folgen Kalk-Organomudden und Silikatmudden aus dem Frühholozän, abgelöst von Organomudden und schließlich Torfen des Mittel- und Jungholozäns.

Die Schnitte „Endinger Bruch-West“ und „Endinger Bruch-Mitte“ zeigen im Bereich des Profils HBG eine sprunghafte Zunahme der Beckentiefe und ein Ansteigen der Torfmächtigkeit von durchschnittlich 1,5-2 m auf maximal 5,4 m (Abb. 18). Es handelt sich dabei (Erlenbruchwald-) Holztorf. Dieser Holztorf ist in seiner Entstehung inhomogen. Es wurden durch makrorestbotanische Untersuchungen

Verdrängungstorfe unterschiedlicher Ausprägung, Gehölztorfe und echte Bruchwaldtorfe nachgewiesen (BARTHELMES 2000). Verglichen mit den üblichen Lagerungsverhältnissen bzw. Mächtigkeiten von Bruchwaldtorfen ist dieses lokale „Wachstum nach unten“ eine ungewöhnliche Erscheinung. Allgemeine Bedingung für ein Wachstum dieser Torfe ist ein absoluter oder relativer Grundwasseranstieg. Die verstärkte Torfbildung im Profil HBG durch einen absoluten Grundwasseranstieg um mehrere Meter kann ausgeschlossen werden, da die Mudden benachbarter Profile bis zu 3 m *über* der Torfbasis von HBG lagern und keinerlei Trockenmarken, wie z.B. zwischengeschaltete Torf- oder Sandlagen aufweisen. Eine weitere Möglichkeit wäre ein relativer Grundwasseranstieg durch lokale Senkung des Liegenden infolge von Karstprozessen oder Toteisaustau. Karst ist aus regionalgeologischen Gründen ausgeschlossen. Im Falle von Toteis wäre ein Tieftauen bis in das Atlantikum zu fordern, wofür regional keine Anhaltspunkte vorliegen. Allerdings wird für Mecklenburg-Vorpommern (JANKE 1978b; vgl. Abschnitte 4.1.5 und 5.2) und Masuren (RALSKA-JASIEWICZOWA & LATALOWA 1996) ein finales Ausschmelzen von Toteis bis in das Frühholozän vermutet, für das Jungmoränengebiet von Schleswig-Holstein sogar noch bis in das ältere Atlantikum postuliert (GRIPP & SCHÜTRUMPF 1953).

Plausibel hingegen ist die lokal stark anwachsende Torfbildung durch ein gewichtsbedingtes Einsinken der Torfe in die mächtigen liegenden Mudden zu erklären. In diesem Falle führte Auflastdruck der Torfe zu einem Einsinken in die zunächst nur gering kompaktierten Mudden und damit zu einem fortlaufenden Absinken der Mooroberfläche unter ein mehr oder weniger stationäres Grundwasserniveau (Rückkopplung: Torfbildung → Einsinken in Mude → relativer Grundwasseranstieg → Torfbildung usw.). GROSSE-BRAUCKMANN (1990) weist allgemein auf das Phänomen konkaver Mude-Torf-Kontaktflächen in Verlandungsmooren hin, die im Bereich der größten Muddemächtigkeiten am tiefsten liegen.

Aus dem unteren Ryckbecken bei Greifswald liegt ein ähnlicher Befund vor. Dort wächst in einem ca. 13 m tiefen und ca. 180 m breiten Teilbecken die Mächtigkeit von Niedermoortorf von 2,5 m auf 5-6 m an (WITTIG 1996). Die in SUCCOW (1988) abgebildeten Schnitte durch Verlandungsmoore zeigen hingegen nur relativ geringe lokale Einsink- bzw. Verdrängungsbeträge von 1-2 m. Ein möglicherweise identischer, durch GRIPP & SCHÜTRUMPF (1953) allerdings genetisch anders interpretierter Befund stammt aus einem Moor in Ostholstein. Dort wurden Bruchwaldtorfe bis 9 m mächtig und führten zu der Annahme, daß hier Toteistieftauvorgänge noch bis in das Atlantikum andauerten.

Während das „abnorme“ Torfwachstum mit gewichtsbedingtem Einsinken zu erklären ist, weist die mit mächtigen Mudden aufgefüllte kesselartige Hohlform auf eine Entstehung durch lokales Toteis hin. Gestützt wird diese Deutung durch die Lagerungsverhältnisse glazilimnischer Schluffe und Sande am südlichen Rand der ovalen, wenige 100 m Durchmesser aufweisenden Hohlform: Richtung Norden „brechen“, selbst bei Berücksichtigung der zeichnerischen Überhöhung, diese Sedimente quasi ab und belegen somit das Absinken einer ursprünglich höher gelegenen lokalen Beckenbasis (vgl. Abb. 18: „Schnitt Endingen-West“, Abschnitt Bohrungen 184-HBG). Das Austauen der „Toteisplombe“ hat vermutlich noch im Pleniglazial oder während der Ältesten Dryas stattgefunden, da die am Kern beobachtbare Muddenfolge keinerlei Hinweise auf Störungen im Sinne von Deformationen oder Flachwasserindikatoren aufweist.

Bei einer Berechnung des Sedimentzuwachses pro Zone ist die oben ausgeführte Muddekompektion durch lokales „Torfwachstum nach unten“ zu berücksichtigen; die Zahlen fallen folglich reduziert aus. Als chronologische Grundlage dienen ^{14}C -Jahre BP (vgl. Abb. 3). Die Zonen weisen die folgenden Werte auf: Älteste Dryas $1,1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, Hippophae-Phase $1,1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, Ältere Dryas $1,5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, Alleröd $1,4 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, Jüngere Dryas $3,2 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, Präboreal $1,2 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, Boreal $4,0 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, Atlantikum $0,8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ und Subboreal $0,8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. Der Sedimentzuwachs für die Jüngere Dryas und das Boreal ist vergleichsweise als sehr hoch einzuschätzen. Von den insgesamt ca. 5 m mächtigen Ablagerungen des Spätglazials entfallen allein auf die Jüngere Dryas ca. 2,5 m, was unter Berücksichtigung der Zonendauer auf drastische Veränderungen in der Sedimentation hinweist. Der Sedimentcharakter, der hohe Sedimentzuwachs und die deutlich wahrnehmbare Parallelschichtung für die Sedimente der Jüngeren Dryas lassen sich unter Berücksichtigung weiterer Profile im Gebiet mit einem stärkeren fluvialen Eintrag verbinden. Im Gegensatz zu den Beckenrand-Profilen bewirkte hier der hohe Sedimenteintrag während der Jüngeren Dryas, wie in der unmittelbaren Umgebung, jedoch keine Auslöschung der Hohlform.

Analog zum Profil Nienhagen 14 ist das Alleröd, verglichen mit den benachbarten Zonen, durch einen deutlich höheren Organogen- und Carbonatgehalt gekennzeichnet. Die eingesetzte Bohrtechnik (Kerndurchmesser 8 cm) und die Lage der Alleröd/Jüngere Dryas-Grenze inmitten eines Kernmeters waren optimale Voraussetzungen für eine potentielle Identifizierung der Laacher See-Tephra (VAN DEN BOGAARD & SCHMINCKE 1985, JUVIGNÉ ET AL. 1995, SCHMINCKE ET AL. 1999). Daß sie weder hier, noch in einem der zahlreichen weiteren Profile des Gebietes mit Allerödsedimenten gefunden wurde, kann entweder als „archivbedingtes“ Fehlen infolge einer zu geringen Reliefenergie oder als Hinweis auf einen nicht erfolgten Tephra-Niederschlag im Untersuchungsgebiet gewertet werden. Die nächstgelegenen Nachweise stammen aus verschiedenen Mooren um Greifswald (z.B. KLEISSLE & MÜLLER 1969, WITTIG 1996, KAISER & JANKE 1998, DE KLERK 1998, HELBIG 1999a, DE KLERK ET AL. im Druck) und von Rügen (z.B. LANGE ET AL. 1986, KLIEWE 1995, ENDTMANN 1998b, STRAHL 1999b).

Im Frühholozän zeigt sich eine auffällige Entwicklung der Muddezusammensetzung: Vom beginnenden Präboreal bis zum endenden Boreal nimmt der Organogengehalt zu (30 % → 60 %), der Carbonatgehalt erst zu, dann wieder ab (30% → 60 % → 30 %) und der Silikatgehalt ab (65 % → 15 %). Ursächlich ist dieses mit einer zunehmenden Bioproduktion im Gewässer, einer vermutlich sehr intensiven Decarbonatisierung der Geschiebemergelplatten und mit abnehmenden Einträgen von suspendierter Erosionsfracht verknüpft. Der hohe Sedimentzuwachs für das Boreal spiegelt wahrscheinlich die starke Sedimentation in einem eutrophen Gewässer wider. Infolge von synsedimentärer Bioturbation ist in diesem Abschnitt keine Schichtung vorhanden, der Gewässergrund wies folglich oxische Verhältnisse auf.

Im Älteren Atlantikum verlandete das Gewässer durch das Wachstum von Erlen-Bruchwaldtorfen.

4.1.5 Sedimentation, Reliefentwicklung und Paläohydrologie im Endinger Bruch

Nachfolgend werden die Untersuchungsergebnisse an Fundplätzen und Einzelprofilen mit der geologisch-bodenkundlichen Kartierung verbunden, um ein Bild der Beckenentwicklung zu gewinnen. Hier sollen allein die Befunde aus dem Endinger Bruch und Umgebung zur Diskussion stehen. Regionale und überregionale Vergleiche sowie Schlußfolgerungen zur allgemeinen Beckenentwicklung erfolgen schwerpunktmäßig weiter unten (vgl. Abschnitt 5).

Den sedimentologischen Befunden und der relativ geringen Zahl von datierten Profilen entsprechend (vgl. Abb. 45), liegt die mögliche zeitliche Auflösung normalerweise im Bereich einer „Chronozone“. Dies steht im Gegensatz zur Palynologie, die im allgemeinen eine deutliche Untergliederung bzw. Vegetationsentwicklung innerhalb einer „Chronozone“ ableiten kann. Auf der geologisch-geomorphologischen Ebene hingegen findet entweder tatsächlich kein gravierender Prozeßwechsel statt (z.B. Andauer limnischer Sedimentation) oder aber die Veränderungen sind deutlich unschärfer wahrnehmbar (z.B. Zunahme der fluvialen Komponente). Spuren bestimmter Prozesse dieser Zeitscheibe, wie z.B. das Toteis-Tieftauen, lassen sich zudem - aufgrund der dafür notwendigen größeren Aufschlüsse unter dem heutigen Grundwasserspiegel - nur in Ausnahmefällen beobachten und präziser datieren.

Die paläohydrologische Rekonstruktion im Sinne von Paläoseeniveaus stützt sich auf die Höhenlage charakteristischer See- und Seeufersedimente (Mudden, Seesande, Torfe; Abb. 46). Die räumliche Gestalt von Paläoseen leitet sich aus der Sedimentverbreitung ab und berücksichtigt z.T. die heutige Topographie; sie ist als Näherung zu verstehen (Abb. 47). Zum Vergleich der paläohydrologischen Daten sei auf die bereits von Entwässerung beeinflusste Mooroberfläche des Endinger Bruchs mit 8,5-9 m HN hingewiesen; die Barthe und der Hohe Birkengraben fließen in einem mittleren Niveau von 8 m HN.

Gegenüber ersten Mitteilungen zu den paläohydrologischen Verhältnissen (TERBERGER 1998) haben sich infolge weiterer Befunde z.T. deutliche Veränderungen ergeben.

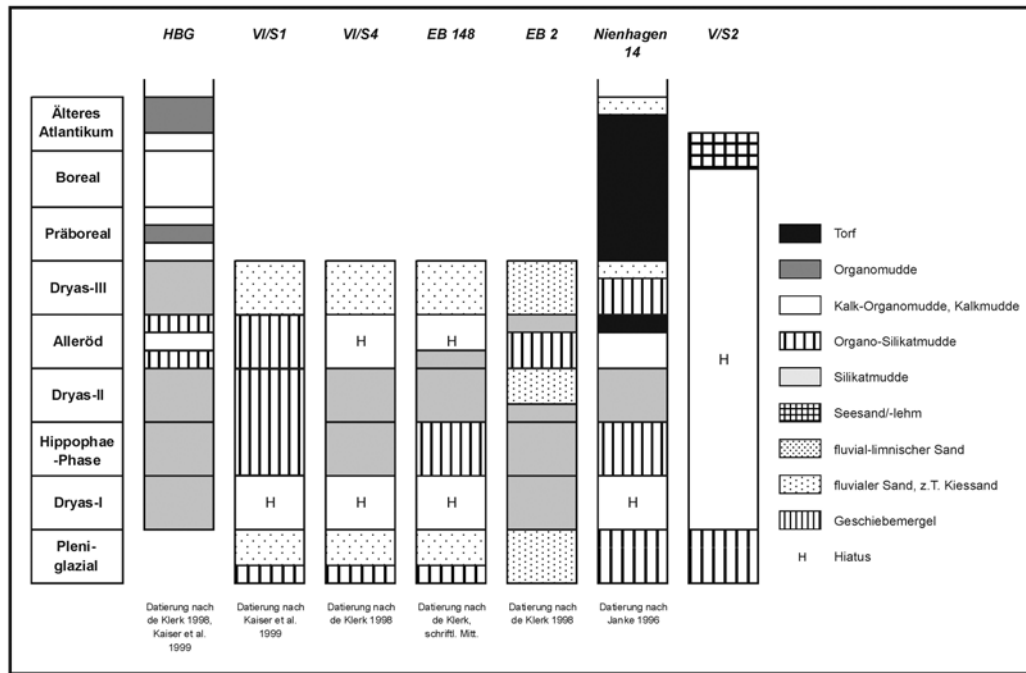


Abb. 45: Datierte Profile aus dem Endinger Bruch.

Pleniglazial (Deglaziation)

Im Endinger Bruch stand die Untersuchung spätglazialer bis frühholozäner fluvialer, limnischer und gravitativer Prozesse im Vordergrund. Der pleniglazialen Landschaftsentwicklung hingegen, das heißt hier vor allem dem Mecklenburger Vorstoß und der nachfolgenden Deglaziation, konnte nur am Rande nachgegangen werden. Demzufolge wurde der Prozeß der *Beckenanlage* bzw. -*erhaltung* (vgl. Abschnitt 5.8) allenfalls ansatzweise geklärt; das Genese-Modell für den pleniglazialen Zeitabschnitt in Abbildung 48 trägt daher stark hypothetischen Charakter. Für das Studium derartiger Prozesse stellt das Endinger Bruch ohnehin aufgrund seines Mangels an größeren Aufschlüssen und infolge seines hohen Grundwasserspiegels eine ungeeignete Lokalität dar. Zu beachten ist, daß zwischen der Deglaziation um ca. 14000 BP und der stratigraphisch häufiger faßbaren Hippophae-Phase um ca. 12400-12000 BP etwa 1500 bis 2000 Jahre der Wirksamkeit glaziärer und periglaziärer Prozesse liegen!

An Sedimenten des Pleniglazials wurden Geschiebemergel sowie glazifluviale und glazilimnische Ablagerungen erfaßt. Die nicht weiter hinsichtlich ihrer Fazies differenzierten Diamikte, hier summarisch als Geschiebemergel bezeichnet, liegen in der Mehrzahl der aufgenommenen Profile als stark lehmige Sande vor, mit Kiesgehalten um 2-5 % und Carbonatgehalten um 10-14 %. Die Entkalkungstiefe der nicht vom Grundwasser beeinflussten und i.d.R. hangende Geschiebedecksande aufweisenden Geschiebemergel-Profile liegt zwischen 120 und 180 cm, sie kann stellenweise jedoch bis auf 300 cm ansteigen.

Die Geschiebemergelplatten, z.T. auch glazifluvial-limnische Kames (s.u.) werden in den oberen 50-80 cm von Geschiebedecksand aus schluffigem oder lehmigem Sand aufgebaut, dessen ubiquitäres Vorkommen im Jung- und Altmoränengebiet vielfältig belegt und hinsichtlich seiner Genese z.T. kontrovers diskutiert wurde (z.B. ALTERMANN 1970, KOPP & JÄGER 1972, HARTWICH 1981, BUSSEMER 1994, KÖSEL 1996, SCHRÖDER & SCHNEIDER 1996). Regional hat sich in jüngster Zeit HELBIG (1999a, b) mit der Typologie und Genese des Geschiebedecksandes auf den Grundmoränen des Mecklenburger Vorstoßes beschäftigt. Danach wird eine periglaziäre Vorprägung der Lage durch Solimixtion, Solifluktion, Ablation und teilweisen äolischen Schluff- und Sandeintrag und eine holozäne Hauptprägung durch bodenbildende Prozesse wie Lessivierung und Verbraunung postuliert. Die Vielfalt der i.d.R. nicht separierbaren kryogenen, gravitativen, äolischen, fluvialen und pedogenen Prozesse erlaubt indes keine weitere Nutzung der Diagnose „Geschiebedecksand“ im Sinne der hier zur Diskussion stehenden Fragestellungen.

Am Rande des Endinger Bruchs fallen z.T. mit glazifluvialen und glazilimnischen Sedimenten bedeckte Flachkuppen aus Geschiebemergel auf. Unmittelbar benachbart liegen tiefe Teilbecken. Erklärbar sind Formen und Sedimente durch folgende Hypothese (Abb. 48): Während der Deglaziation sedimentierte zwischen Resteiswänden und auf Geschiebemergel glazifluvial-glazilimnisches Material (Kamesbildung; vgl. z.B. BRODZIKOWSKI & VAN LOON 1991, STREHL 1998). Anschließend führte der Austau von älterem W2(?)-Toteis unter dem Geschiebemergel im Bereich der heutigen Teilbecken zu einem partiellen Tieferlegen des Geschiebemergels. Relativ dazu hob sich scheinbar die Kuppe heraus. Diese Deutung einer Überlagerung von W2-Toteis durch W3-Eis folgt sinngemäß Vorstellungen von CHROBOK & NITZ (1987, 1995) für das ältere weichselglaziale Geschehen im Jungmoränengebiet von Nord-Brandenburg, von MÜLLER ET AL. (1995) für das finale glaziale Geschehen auf Usedom und von MÜLLER ET AL. (1997) für den Raum der Wismar-Bucht. Für die postulierte Beteiligung von Resteis bzw. Toteis als Widerlager bzw. „Lift“ mit resultierender Reliefumkehr müßten sich in den glazifluvial-limnischen Sedimenten tektonische Belege in Gestalt von Abschiebungen u.a. Störungen finden lassen. Mangels größerer Aufschlüsse im Gebiet können diese jedoch nicht ohne erhebliche und hier nicht zu realisierende Aufgrabungen erbracht werden.

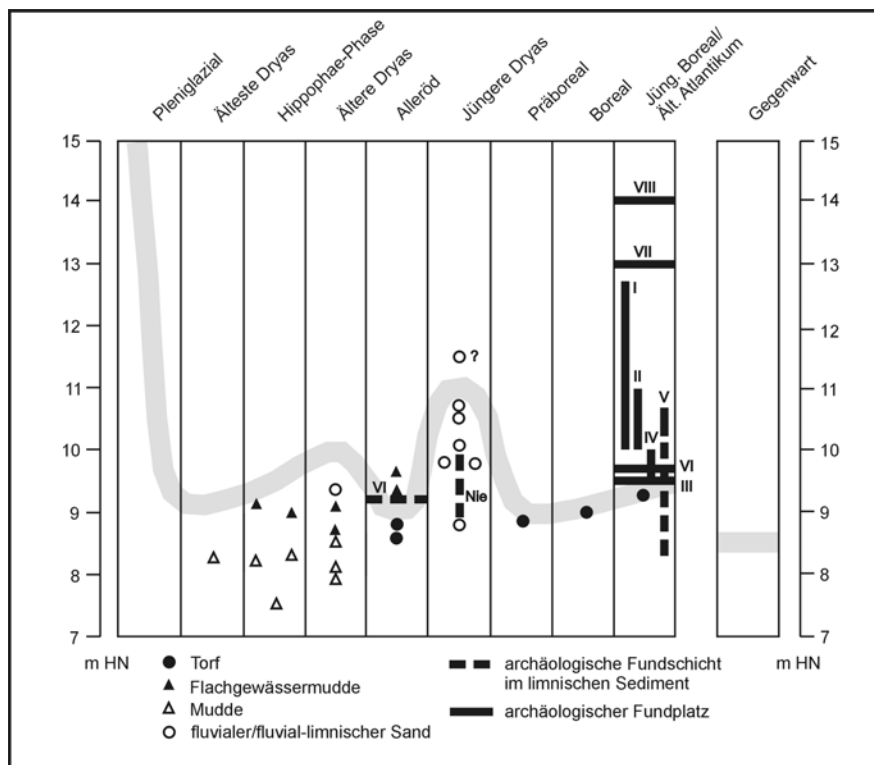


Abb. 46: Wasserspiegelentwicklung im Endinger Bruch (graue Kurve).

Als alternative Hypothese ist die Überlegung zu diskutieren, ob die Kuppen nicht Erosionsformen, quasi „Stromschnellen“ einer pleniglazialen oder spätglazialen fluvialen Erosion darstellen könnten. Gegen eine solche Deutung sprechen die aus der Beckenlage resultierende insgesamt sehr geringe Reliefenergie, die Textur der Decksedimente und die Existenz sowie das Alter und die Art der Füllung von abgeschlossenen tiefen Teilbecken in der Umgebung. Eine weitere Hypothese ist die Annahme, daß das Eis des Mecklenburger Vorstoßes in ein bereits existierendes Kuppen-Senken-Relief hineinfließ, gewissermaßen sich dem vorhandenen Untergrund „anschmiegt“, ohne selbst reliefbildend wirksam zu werden. Auch dieses ist unter Berücksichtigung der realen Dimension von glazialen Prozessen unwahrscheinlich. Nicht auszuschließen ist hingegen ein lokales grundbruchartiges „Aufquetschen“ des mit glazifluvial-limnischen Sedimenten bedeckten Geschiebemergels am Rande von Toteiskörpern.

Nach Bildung der Kuppen sedimentierten in den teilweise eisfrei gewordenen Becken glazilimnische Sedimente, es erfolgte somit umgehend ein erster Ausgleich des frischen Glazialreliefs. Diese

glazilimnischen Schluffe und Feinsande weisen nach Bohrerergebnissen z.T. stark undulierende Schichtgrenzen auf und geben sich somit als postsedimentär deformierte Sedimentkörper zu erkennen (z.B. in Abb. 18: Schnitt Endinger Bruch-West, Bereich Bohrungen 182-187; Schnitt Endinger Bruch-Ost, Bereich Bohrungen 247-253). Davon ist ein Bereich mit großflächig an der Oberfläche, wohl mehr oder weniger sählig lagernden glazilimnischen Schluffen im Nordostteil des Gebietes angenommen. Eine weitere Besonderheit ist die teilweise um mehrere Meter höhere Lage glazilimnischer Sedimente gegenüber benachbarten tieferliegenden und nur von spätglazialen bis holozänen Ablagerungen bedeckten Geschiebemergeln (vgl. Abb. 18: Schnitt Endinger Bruch-Ost, Schnitt Endinger Bruch-West, jeweils Nordteil). Andere Profile weisen dagegen gröbere glazifluviale Sedimente unmittelbar über Geschiebemergel und unter spätglazialen Mudden auf und zeigen somit ein lokales Fehlen der glazilimnischen Phase. Insgesamt können diese Lagerungsphänomene nur mit einer *nach* der glazilimnischen Sedimentation erfolgten Absenkung der lokalen Beckenböden erklärt werden. Ausschließlich Toteis kommt hierfür in Betracht.

Für die Deglaziation läßt sich in lokalen Becken zwischen Toteis ein Mindestwasserstand von 14 m HN wahrscheinlich machen. Jedoch ist dieses fluvial-limnische Regime unter glazialen Bedingungen kaum vergleichbar mit den nachfolgenden Phasen und ihrer mehr oder weniger „offenen“ Beckenbegrenzung.

Älteste Dryas (Dryas-I)

Ablagerungen der Ältesten Dryas konnten nur in Form von schluffigen Silikatmudden in den basalen Bereichen der Profile Endinger Bruch 2 und HBG identifiziert werden. Danach kann zumindest für den Zentral- und nördlichen Randbereich des Endinger Bruchs von der (Weiter-) Existenz von Stillgewässern ausgegangen werden. Da andere Profile im Gebiet in vergleichbarer Tiefenlage zumeist erst in der nachfolgenden Hippophae-Phase mit der limnischen Sedimentation beginnen, scheinen folglich bedeutende Toteiskörper sowohl die Deglaziation im Pleniglazial als auch längere Zeiträume der Ältesten Dryas überdauert zu haben.

Hippophae-Phase („Bölling“)

Die Mehrzahl der datierten Profile beginnt während der Hippophae-Phase mit der limnischen Sedimentation, d.h. die meisten Teilbecken im Gebiet waren nunmehr vor allem durch Toteisaustau mit tieferem Wasser gefüllt. Die Mudden liegen als schluffige Silikat- oder als Organo-Silikatmudden vor. Bemerkenswerterweise sind die Gehalte an organischer Substanz in den Profilen Endinger Bruch 148 und Nienhagen 14 deutlich höher als in der nachfolgenden Älteren Dryas. Dies könnte entweder in Verbindung mit einer möglicherweise klimakorrelierten höheren Bioproduktion stehen oder aber mit Veränderungen im Sedimentationsmilieu in Zusammenhang gebracht werden (Flachwasser → Tiefwasser?; geringerer silikatischer Eintrag → höherer silikatischer Eintrag?). Eine Klärung dieser Frage ergäbe sich vielleicht durch diatomeenanalytische Untersuchungen.

Die Lage von Flachwassersedimenten dieses Zeitraumes schwankt zwischen 8,5 und 9 m HN. Allgemein läßt sich für die Hippophae-Phase auf eine Seenlandschaft mit ähnlicher räumlicher Ausdehnung von Gewässern wie im Alleröd schließen (s.u.).

Ältere Dryas (Dryas-II)

Ablagerungen der Älteren Dryas liegen aus dem Untersuchungsgebiet in zwei Formen vor. Am Fundplatz VI zeigt sich im Profil VI/S1 zwar eine Zunahme der botanischen Offenlandszeiger, die Ausprägung der Organo-Silikatmudde ändert sich aber gegenüber den benachbarten Zonen nur graduell in Form einer sehr geringen Abnahme der organischen Substanz. Hier offenbart sich lokal eindeutig morphodynamische Stabilität. Weitere Profile weisen sandig-schluffige Silikatmudden auf. Dies sind ebenfalls Indizien auf lokal mehr oder weniger stabile limnische Verhältnisse, wenn man von den eher schwachen erosiv-ablualen Prozessen absieht, die das lithogene Material der Mudden bereitstellten. In anderer Form zeigt sich dagegen dieser Zeitabschnitt im Profil Endinger Bruch 2 am Fundplatz IV. Zwischen einer sandigen Silikatmudde der Hippophae-Phase und einer schluffigen

Organo-Silikatmudde des Alleröd liegt ein pollenfreier Feinsandkörper. Wahrscheinlich ist diese Schicht mit der Älteren Dryas zu verbinden und verweist auf lokale fluviale Aktivität in unmittelbarer Nähe des rezenten Hohen Birkengrabens und der Barthe. Auch die Silikatmudde im Profil Endinger Bruch 148 deutet mit ihrem sandigen Charakter sowie einem geringen Grobsandgehalt eine stärkere fluviale Komponente an. Demzufolge bezeugen die untersuchten Profilabfolgen das zeitgleiche Vorhandensein unterschiedlicher Beckenprozesse: einerseits eine lokale „gleichbleibend ruhige“ limnische Sedimentation, andererseits eine lokale Veränderung in Richtung Umschlag oder Zunahme der fluvialen Komponente.

Alleröd

Die für diesen Zeitraum charakteristischen Organo-Silikatmudden, Organomudden, Kalkmudden und Torfe sind der Ausdruck einer erheblichen Veränderung im Landschaftscharakter. Die Ablagerungen deuten auf der einen Seite eine von stärkerer Makrophyten-, Algen- und Planktonentwicklung geprägte limnische Sedimentation ohne nennenswerten fluvialen Einfluß an. Die Bedeutung von erosiv-ablualen Prozessen ist durch Bewaldung in erheblichem Maße zurückgegangen. Auf der anderen Seite belegen Mudde-Torf-Sequenzen die erstmalige limnisch-telmatische Verlandung von Gewässern. Die in den Profilen Nienhagen 14 und HBG vorhandenen kalkreichen Mudden von 20-50 % Carbonatgehalt sind das Ergebnis günstiger Sedimentationsverhältnisse (z.T. pflanzenreiches Flachwasser) und eventuell auch eine Folge verstärkter Decarbonatisierung der umgebenden Geschiebemergelplatten.

Die in mehreren Aufschlüssen bei Nienhagen sichtbaren Lagerungsstörungen der Allerödsedimente, z.B. Torfe mit 20° Schichtneigung, werden als Folge postsedimentärer Sackungsprozesse durch austauendes Toteis interpretiert (JANKE 1996a, KAISER & TERBERGER 1996). Da hier die hangenden präborealen und borealen Sedimente keine eindeutigen gravitativen Deformationen mehr aufweisen, kann für das Untersuchungsgebiet wahrscheinlich von einer finalen Toteisschmelze im jüngeren Alleröd oder zu Beginn der Jüngeren Dryas ausgegangen werden.

Nach Ausweis von Mudden und Torfen des Alleröds unter Sanden der Jüngeren Dryas war die Ausdehnung von Stillgewässern in dieser Phase deutlich größer als im Holozän (vgl. Abb. 47). Dieses ist insbesondere auf die fluvial-limnische Verschüttung größerer Beckenräume während der nachfolgenden Jüngeren Dryas zurückzuführen. Die Höhenlage von Flachwasser- und Moorsedimenten verweist hingegen auf einen ähnlichen Wasserstand wie in der Gegenwart.

Mit der „Riesenhirschfundstelle von Endingen“ (Fpl. VI) liegen für das ältere Alleröd erstmals auch sicher datierte Spuren des spätglazialen Menschen und der Wirbeltierfauna in der Region vor.

Jüngere Dryas (Dryas-III)

Im Gebiet sind großflächig fluviale und fluvial-limnische Ablagerungen der Jüngeren Dryas verbreitet, welche die Sedimente des Alleröds bzw. nach erosiver Kappung auch die der Älteren Dryas um 1-2,5 m überlagern. Mit Ausnahme der feineren Silikatmudden tieferer Teilbecken, z.B. im Profil HBG, handelt es sich um geschichtete humus- und pollenfreie Fein- bis Mittelsande und Kiessande. Nicht immer allerdings, insbesondere im Übergangsbereich zu den Geschiebemergelplatten und zu glazifluvial-limnischen Sedimenten, lassen sich diese Sande eindeutig von den pleniglazialen Ablagerungen trennen. Es handelt sich dabei um sehr schlecht sortierte, grobschluffangereicherte Sande. Granulometrisch liegt zwar eine Nähe zum Geschiebedecksand vor, jedoch weisen diese Sande im Gegensatz zum letzteren keine Kiesfraktion auf, ist der Mittel- und Grobsandgehalt deutlich reduziert und haben sich im semihydromorphen Bereich statt Braunerde-Subtypen zumeist Podsol-Subtypen darin entwickelt. Sie könnten eine Art Randfazies der jungdryaszeitlichen Sande darstellen. Die Anreicherung mit Feinkorn erfolgte in diesem Fall durch fluvial-limnische Prozesse am Gewässerrand.

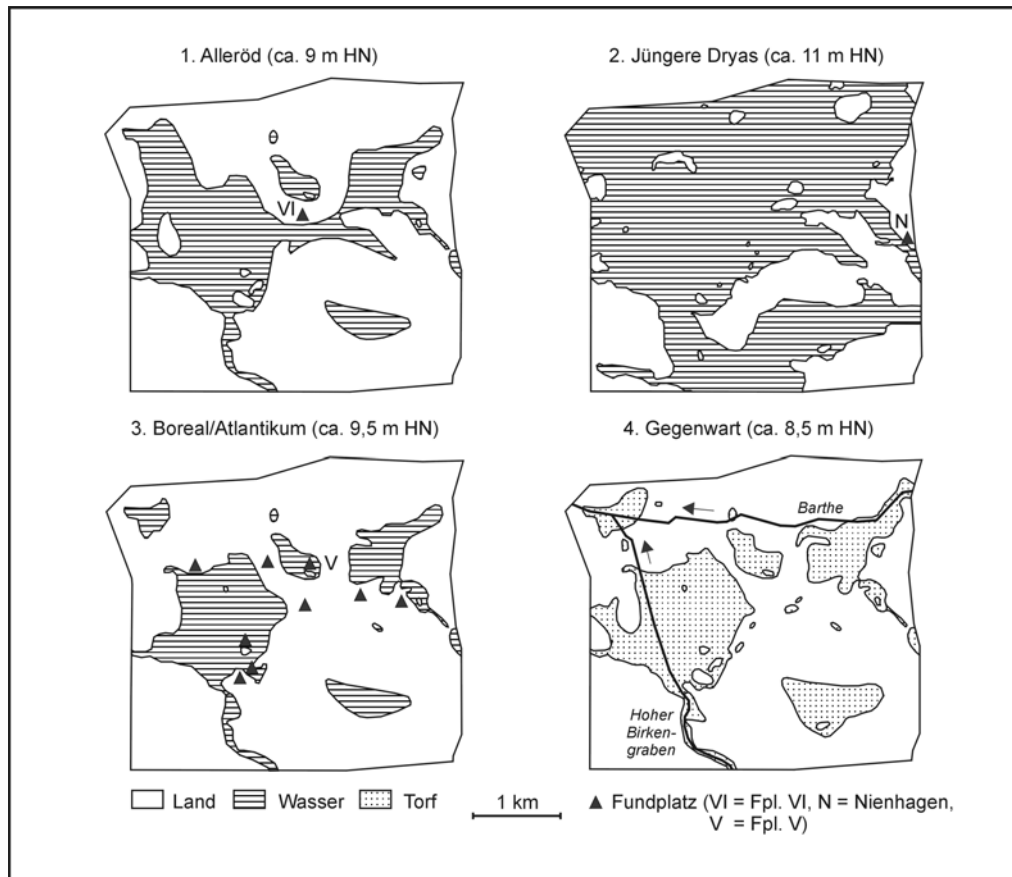


Abb. 47: Uferlinien- und Wasserspiegелentwicklung von Paläoseen im Endinger Bruch.

Die Erosion älterer Ablagerungen, die Ausprägung von Uferwällen, eine teilweise Stein- und Blockführung sowie die fehlende Gliederung der fluvial-limnischen Sedimente durch eindeutige „Ruhephasen“ (Mudde- oder Torflagen, initiale Böden) sind wahrscheinlich der Ausdruck eines hydrologischen Maximalereignisses. Wie bereits oben diskutiert, ist eine plötzliche Entleerung von Wasser aus einem gegenüber dem Endinger Bruch höhergelegenen Becken als wahrscheinliche Ursache anzunehmen (vgl. Abschnitt 4.1.4.2). Die starke fluviale Dynamik im Endinger Bruch *zu einem Zeitpunkt* in der Jüngeren Dryas, quasi das „Ertrinken“ des Beckens, findet, wenn auch in abgeschwächter Form, vielfache Parallelen in den Grundmoränenlandschaften der Region (z.B. JANKE 1978b, KLIEWE 1989, KAISER & JANKE 1998, HELBIG 1999a, HELBIG & DE KLERK im Druck). Die rekonstruierte Seeausdehnung und das Seeniveau von ca. 11 m HN spiegelt dieses Ereignis wider. Allgemein kann das „Ertrinken“ kleinerer und mittelgroßer Becken während der Jüngeren Dryas vermutlich mit einer stärkeren oberirdischen Abflußkomponente infolge der Permafrostversiegelung des Bodens in Verbindung gebracht werden.

Das am Fundplatz Nienhagen ergrabene kleine Ensemble von Artefakten der spätpaläolithischen Ahrensburger Kultur gibt einen Hinweis auf die Existenz von Menschen im Gebiet während der Jüngeren Dryas.

Präboreal und Boreal

Nur an drei Stellen im Gebiet konnten Sedimente dieser Zeitstellung direkt datiert werden (Profile HBG, Nienhagen 14, Fpl. V). Sie sind jedoch in Form von Mudden verschiedener Ausprägung weitflächig verbreitet, untergeordnet finden sich auch Torfe. Ausgehend vom Profil HBG läßt sich für das frühe Holozän limnische Sedimentation als prägender Prozeß in den Becken schlußfolgern. Unter der Voraussetzung, daß die in den Teilbecken jeweils angetroffene charakteristische Muddenfolge einer chronologischen Abfolge vom Spätglazial über das Frühholozän zum Mittel- und Jungholozän entspricht, können für diesen Zeitraum mehrere, z.T. miteinander verbundene Seen rekonstruiert

werden. Mit Sicherheit lagen die Seeniveaus deutlich unter dem der Jüngerer Dryas, unter Beachtung der wenigen datierten Profile und der Kartierungsergebnisse wahrscheinlich zwischen 8 und 9 m HN und damit nahezu im heutigen Niveau. An der Wende Boreal/Atlantikum ist nach den geoarchäologischen Befunden an der Fundstelle V ein (kurzfristiger?) Seespiegel von ca. 10 m HN wahrscheinlich. Eine nähere Aufklärung dieses nur lokal festgestellten Phänomens, wie auch allgemein eine bessere Absicherung der frühholozänen Seeniveaus, ist nur mittels weiterer datierter Stratigraphien aus ufernormalen Profilabfolgen zu erbringen.

Das gehäufte Auftreten mesolithischer Fundplätze an der Wende Boreal/Atlantikum im Endinger Bruch läßt sich mit einer strukturreichen und damit hinsichtlich der Subsistenzmöglichkeiten siedlungsgünstigen Gewässer-Moor-Waldlandschaft verbinden.

Älteres Atlantikum

Im älteren Atlantikum beginnt die vollständige Verlandung größerer Wasserbecken durch flächiges Torfwachstum. Ob ausschließlich die limnische Auffüllung der Becken oder/und eine See- und Grundwasserspiegelsenkung im endenden Boreal den Anstoß dazu gab, eine solche ist für die Region durch JANKE (1996b) postuliert worden, muß offen bleiben. Der fluviale Einfluß im Schnitt Nienhagen Profil 1-5 kann zeitlich nicht näher eingegrenzt werden, steht allerdings wohl nur für einen lokalen Effekt in einer Bachaue.

Für die Datierung einer kleinen, jetzt entwässerten Hochmoorkalotte über Mudden und Niedermoor- torfen im Endinger Bruch (ca. 400 x 200 m Ausdehnung, ca. 1,3 m Aufwölbung) liegen palynologische Befunde für das Einsetzen der Hochmoortorf-Sedimentation vor (Analyse: P. DE KLERK/Greifswald). Danach erfolgte im älteren Atlantikum der Umschlag von Niedermoor- zu Hochmoortorfbildung. Damit gehört das kleine Hochmoor im Endinger Bruch zu den wenigen Regenmooren in Mecklenburg-Vorpommern mit vergleichsweise hohem Bildungsalter. Die Mehrzahl der Moore dieses Typs entwickelte sich in der Region erst im Subboreal und Subatlantikum (vgl. PRECKER & KRBETSCHKE 1996).

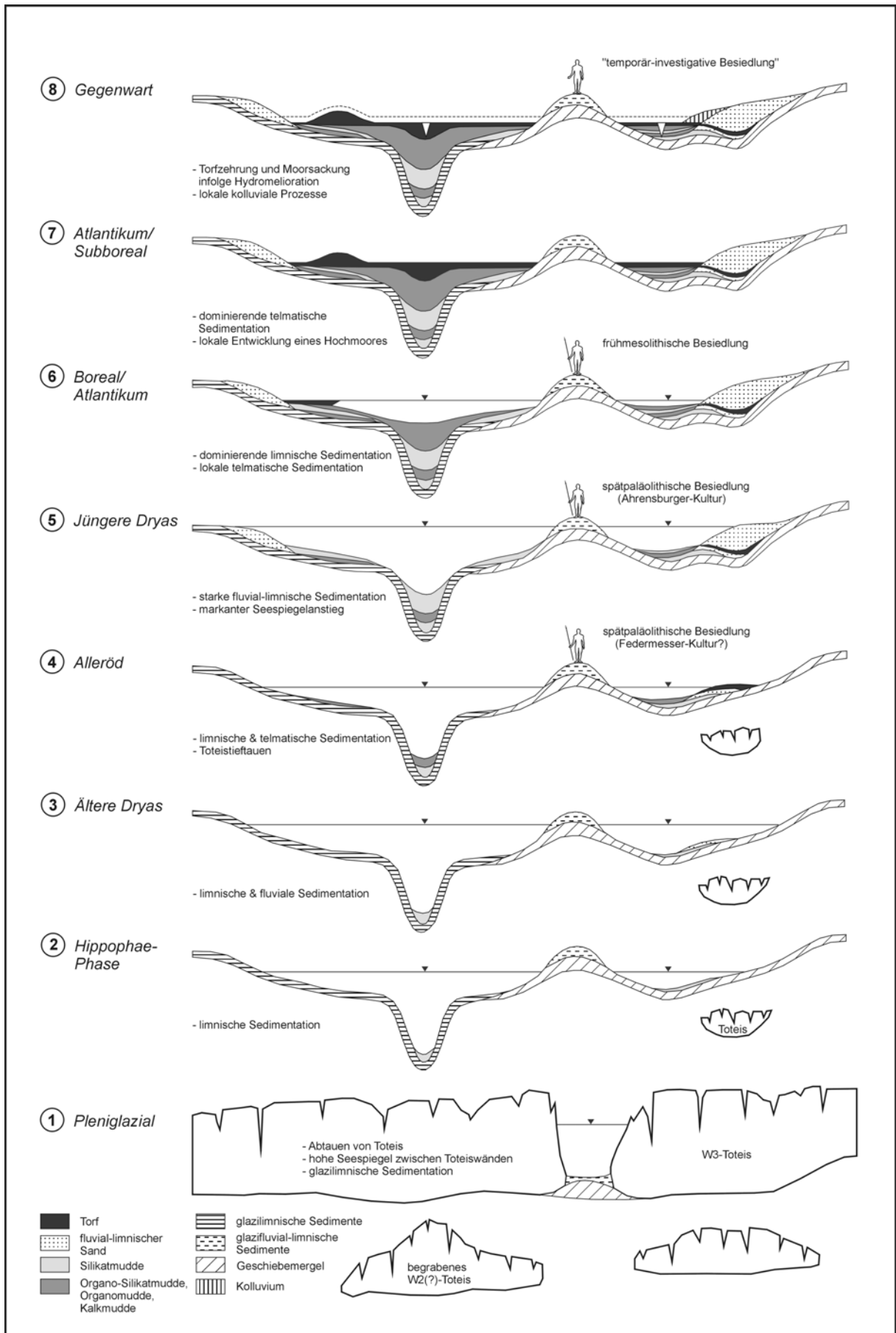


Abb. 48: Modell der geologisch-geomorphologischen und archäologischen Entwicklung im Endinger Bruch.

4.2 Barthetal

4.2.1 Allgemeines

Die Untersuchungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Beckenentwicklung im Endinger Bruch und Umgebung haben Hinweise auf ein differenziertes fluviales Geschehen im Spätglazial erbracht. So konnte ein deutlicher fluvial-limnischer Einfluß in der Älteren Dryas festgestellt und ein gleichsam katastrophales fluvial-limnisches Ereignis in der Jüngeren Dryas rekonstruiert werden (vgl. Abschnitt 4.1.5). Durch Einbeziehung weiterer Abschnitte des Fließchens Barthe in die Untersuchungen sollte eine Absicherung und eine Ergänzung der Befundlage erreicht werden. Zunächst konzentrierte sich die Suche nach aussagekräftigen Stratigraphien auf Becken *oberhalb* des Endinger Bruchs. Rasch wurde jedoch das weitgehende Fehlen entsprechender Profile deutlich bzw. nur mit sehr großem Kartieraufwand wären solche möglicherweise gefunden worden. Aus diesem Grunde wurden mehrere Talquerschnitte *bartheabwärts* angelegt, zumal die ersten Geländebefunde dort zunächst sogar einen Nachweis grober fluvialer Sedimente des Spätglazials wahrscheinlich machten (Abb. 49). Nach dem Vorliegen absoluter Datierungen jedoch und gestützt durch die Vielzahl der Profilaufnahmen ist von einem Fehlen mächtigerer spätglazialer Sedimente im mittleren Abschnitt der Barthe auszugehen. Statt dessen fanden sich überraschend weit verbreitet früh- bis mittelholozäne fluviale Sedimente.

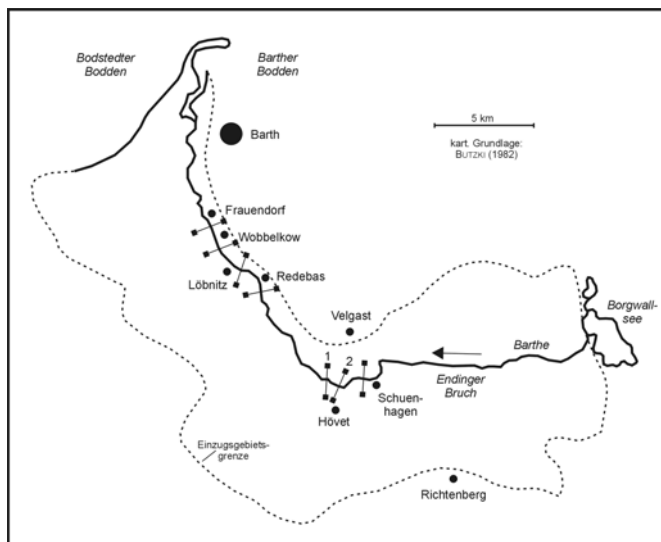


Abb. 49: Einzugsgebiet der Barthe mit geologischen Schnitten.

4.2.2 Hydrogeographische Charakteristik

Mittels gewässerkundlicher Daten, wie der Flußlänge von 33,5 km, der Einzugsgebietsgröße von ca. 250 km², einer durchschnittlichen Abflußspende von 7,4 ls⁻¹km² und einem mittleren Durchfluß von 1,5 m³s⁻¹, läßt sich die Barthe als einen sehr kleinen Fluß ansprechen (BUTZKI 1982, LENZ 1982, MATTHES & LEHMANN 1982, KNOLL 1986; vgl. Abb. 50). MEHL & THIELE (1998: 69) klassifizieren die Barthe in ihrer Typologie der Tieflandfließgewässer als „starkdynamischen Durchflußregimetyp mit Durchflußmaximum im Januar“. Merkmale sind die starken Winter-/Frühjahrsmaxima und die Niedrigwasserextreme im Sommer/Herbst sowie die sehr schnelle Transformation des Niederschlages in den Oberflächenabfluß. Ursächlich ist diese Typausprägung an eine gewisse Niederschlagsbegünstigung, ein höheres Geländegefälle, ein geringes Infiltrationsvermögen des Untergrundes, an die größtenteils ackerbauliche Nutzung und die starke Hydromelioration dieses Gebietes gebunden.

Vier Flußabschnitte der Barthe lassen sich hinsichtlich ihrer fluvial-morphologischen Prägung und sedimentären Ausstattung unterscheiden (Abb. 49, 50, Anhang-Taf. 3):

- 1) Einen stark anthropogen ausgebauten, z.T. nahezu geradlinigen Oberlauf vom Borgwallsee bis Schuenhagen, welcher vermoorte Becken über Schwellenbereiche aus Geschiebemergel oder Sand miteinander verbindet.
- 2) Einen schwach mäandrierenden mittleren Flußabschnitt von Schuenhagen bis nördlich Löbnitz mit vorwiegend sandig-kiesiger Talfüllung überdeckt von feinklastischen Auensedimenten.

3) Einen nahezu geradlinigen unteren Flußabschnitt von nördlich Löbnitz bis westlich des Flughafens Barth mit vorwiegend limnisch-telmatischer Talfüllung überdeckt von feinklastischen Auensedimenten. Das Abflußverhalten wird in diesem Bereich bereits durch die Wasserstände des Barther Boddens beeinflusst.

4) Und schließlich einen fördenartigen Flußmündungsbereich von westlich des Flughafens bis zur Straßenbrücke in Barth mit vertorfem Talboden über limnischen und marin-brackischen (?) Sedimenten. Der sich nordwärts anschließende ca. 4 km lange und 0,2 bis 0,9 km breite Barther Strom ist bereits Bestandteil des Barther Boddens und verbirgt subaquatisch die mit holozänen Sedimenten aufgefüllte ehemalige Flußrinne der Barthe.

Hinsichtlich der Reliefformen lassen sich die Becken am Oberlauf als Sohlenmulden, die Talformen am Mittel- und Unterlauf als Breit- und Schmalsohlentäler und der Mündungsbereich als Ebene bezeichnen (vgl. SKANDERA 1989: Karte 11).

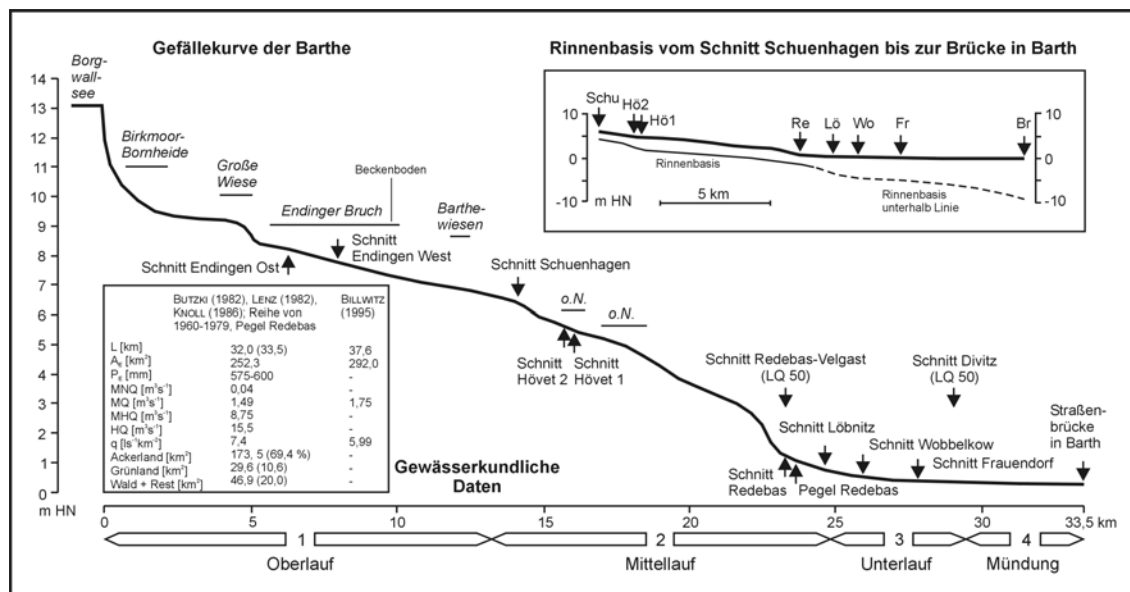


Abb. 50: Gefällekurve, Rinnenbasis und hydrologische Parameter der Barthe.

4.2.3 Analyse von Talquerschnitten und Einzelprofilen

Für die mittlere und untere Barthe liegen im Raum Redebas und Divitz zwei geologische Schnitte vor, die den präquartären Untergrund in ca. - 90 m HN bzw. -120 m HN erreichen (GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN 1980; Abb. 51). Danach lassen sich im Bereich des Barthetales *keine* eindeutigen pleistozänen oder präpleistozänen Vorgängerbecken oder fluvialen Vorgängerstrukturen erkennen.

Unterhalb des Endinger Bruchs wurden sieben Talquerprofile zur Bestimmung der Gerinneformen und -sedimente mittels Rammkern- und Nutstangenbohrungen angelegt (Abb. 52). Vier Aufgrabungen an Prallhängen des Flusses und drei laborativ bearbeitete Bohrungen komplettieren das Material (Abb. 53, 54). Eindeutige fluviale oder limnische Terrassenbildungen konnten mit Ausnahme eines Abschnittes zwischen Redebas und südöstlich Schnitt Wobbelkow nicht beobachtet werden. Größere Verbreitung dagegen besitzen Kolluvialstufen unterhalb von steileren Hängen.

Am oberen Abschnitt des Mittellaufes bei *Schuenhagen* hat sich der Fluß etwa 5 m in die Grundmoränenplatte eingeschnitten und weist eine ca. 2 m mächtige Talverfüllung aus spätpleistozänen (kiesiger Mittelsand) und holozänen Sedimenten (z.T. humoser Mittelsand, Silikatmudde, Auensand) auf. Geringmächtige Lagen aus schluffig-sandiger Silikatmudde zwischen fluvialen kiesführenden Mittelsanden belegen Stillwasserstadien (Profil Schuenhagen 8; Abb. 52, 53).

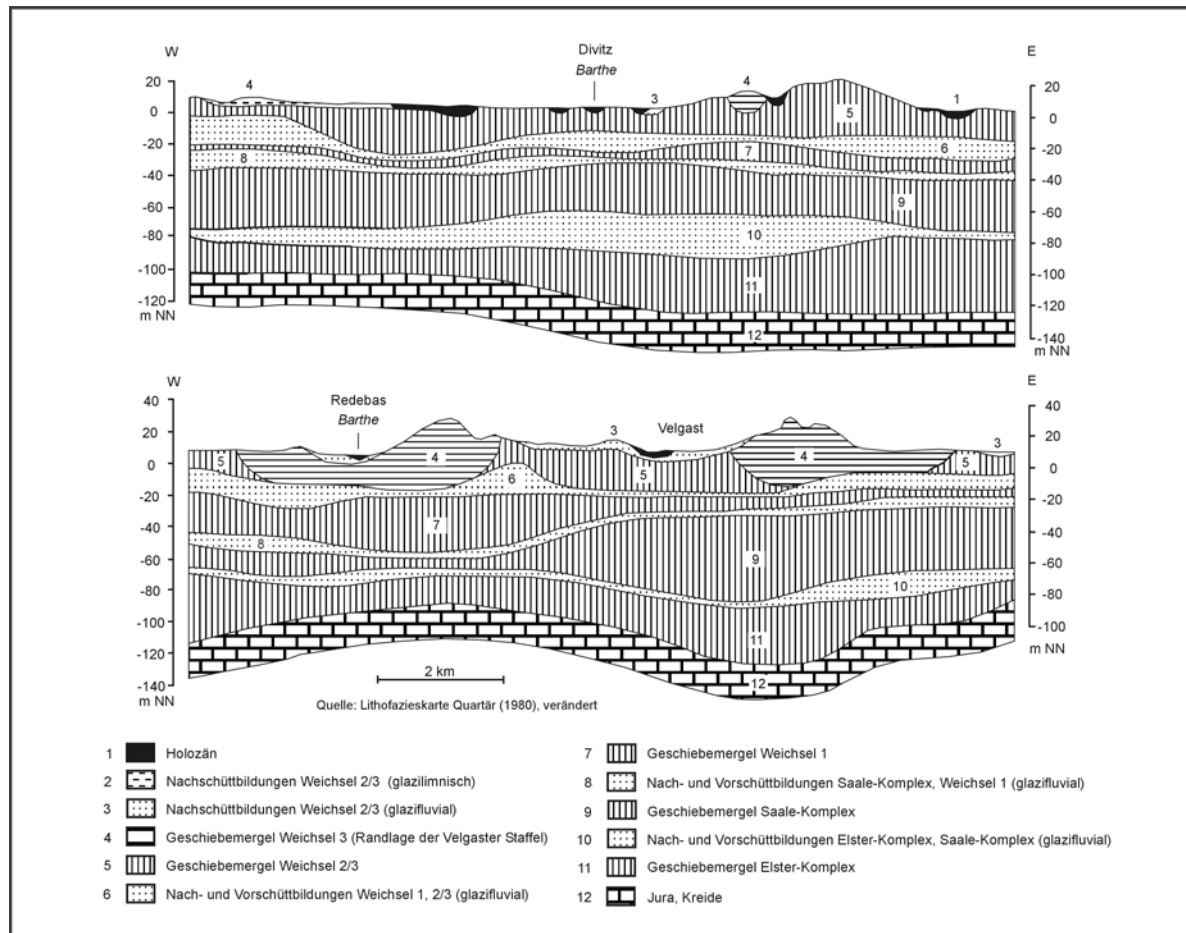


Abb. 51: Der tiefere Untergrund im Bereich des Barthetales.

Im Bereich des sich bartheabwärts weitenden Tales bei *Hövet* erreicht der Taleinschnitt ca. 6-8 m und wächst die Mächtigkeit der Talsedimente auf ca. 5 m an. Das Profil Hövet 2/1 zeigt bis 160 cm u. GOF eine Abfolge basaler Geschiebemergel, Kiessand mit schmalen Lagen aus molluskenführender Sandmudde, Kies und Kiessand sowie schließlich Fein- und Mittelsand (Abb. 52, 53, 54; Anhang-Taf. 4). Die Kiessande und Kiese weisen Kiesgehalte von ca. 5 bis 86 % und eine mittlere bis sehr schlechte Sortierung auf. Sie sind carbonathaltig ($\text{CaCO}_3 = \text{ca. } 1\text{-}16\%$), nahezu humusfrei ($\text{GVr} = \text{ca. } 0,4\text{-}1\%$) und werden stratigraphisch in das Spätglazial eingestuft. Der nachfolgende holozäne Fein- und Mittelsand ist carbonatfrei, führt feine Pflanzenreste und besitzt Humusgehalte von ca. 1-15 % sowie eine gute bis mittlere Sortierung. Eine begrabene anmoorige Bodenbildung zwischen 160 und 190 cm schließt diesen Profilbereich ab. Darüber folgen nochmals fluviatile Fein- und Mittelsande mit reichlich Holzresten und schließlich Auenschluff und -sand. An einem Stück Holz in 148-152 cm Tiefe wurde ein ^{14}C -Datum von $7285 \pm 130 \text{ BP} = \text{cal BC } 6210\text{-}5980$ (Hv-22343) ermittelt; dieses entspricht dem älteren Atlantikum. Das ca. 200 m bartheabwärts gelegene Profil Hövet 1/1 zeigt bei ähnlichem Aufbau in vergleichbarer stratigraphischer Position Stammstücke mit Durchmessern bis 43 cm (Abb. 53)! Erst durch Serientatierungen ließe sich klären, ob die fluviatilen Sande und die darin enthaltenen Hölzer der Ausdruck eines bzw. zeitlich eng benachbarter Abflüßereignisse sind der ob eine größere zeitliche Tiefe im oberen Profilbereich enthalten ist.

Im *Schnitt Redebas* am unteren Mittellauf nimmt die Gerinnebreite wieder ab, ebenso der Einschnitt in die Umgebung mit ca. 5 m und die Talverfüllung mit ca. 4 m (Abb. 52). Das Gerinne ist in maximal 2 m mächtige glazifluvial-limnische Feinsande und in Geschiebemergel eingetieft. Über Geschiebemergel folgt vermutlich spätglazialer Kies und Kiessand mit Carbonat- und geringem Humusgehalt ($\text{CaCO}_3 = \text{ca. } 2\text{-}9\%$, $\text{GVr} = \text{ca. } 1\text{-}2\%$, Abb. 54).

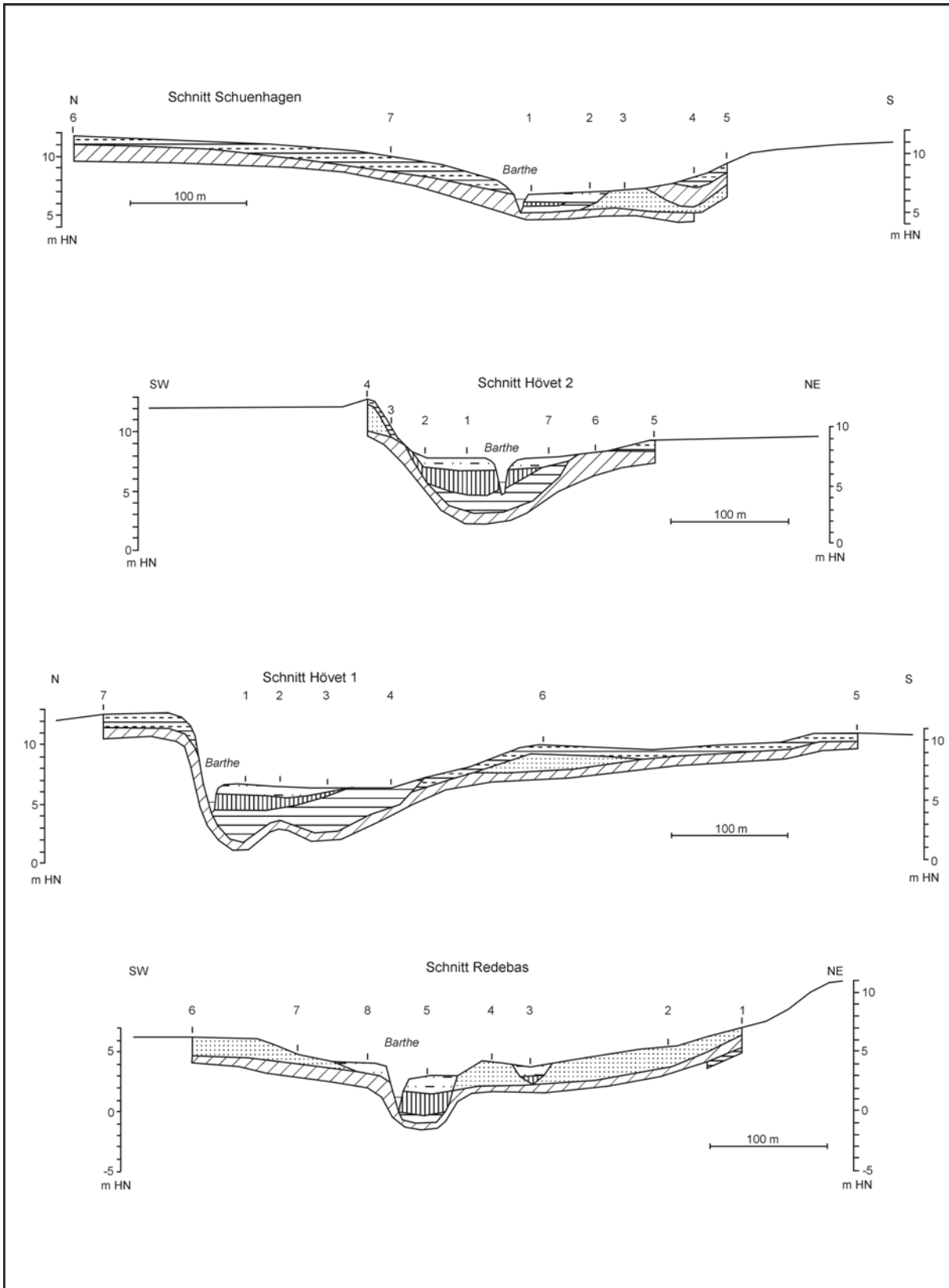
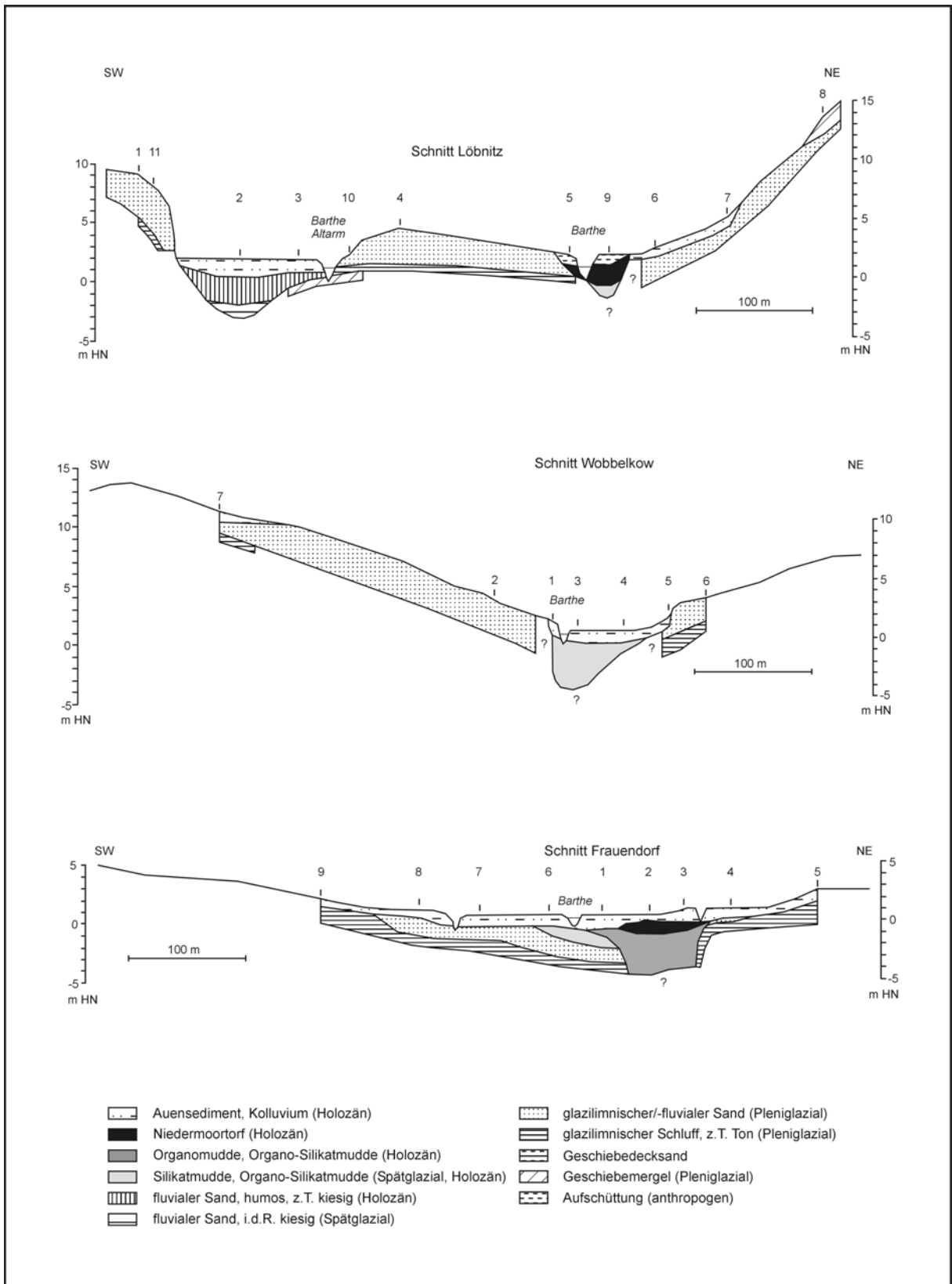


Abb. 52: Geologische Schnitte durch das Barthetal.



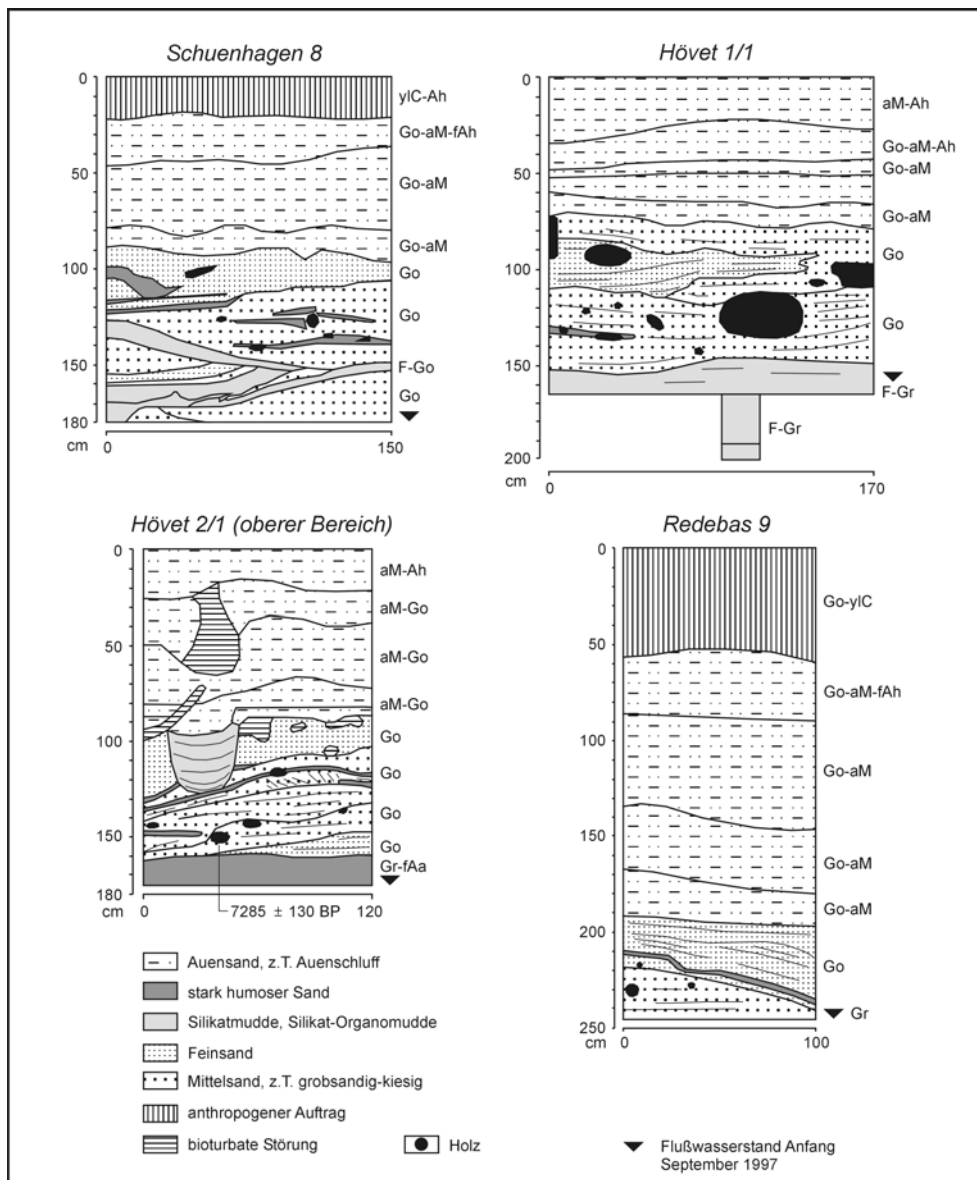


Abb. 53: Aufnahme von Aufschlüssen an Prallhängen der Barthe.

Die sich anschließenden mittel bis sehr schlecht sortierten Kiessande und Feinsande zwischen 141 und 360 cm u. GOF sind carbonatfrei, überwiegend schwach humos ($G_Vr = \text{ca. } 0\text{-}2\%$, max. 10 %) und datieren nach einem ^{14}C -Datum an Holz in 344-345 cm u. GOF mit $8840 \pm 60 \text{ BP} = 9918\text{-}9686 \text{ cal BP}$ (UtC-6935) in das ältere Boreal. Ein begrabener Humushorizont in 130-141 cm u. GOF ist bereits im hangenden Komplex aus Auensand, -ton und -lehm entwickelt. Das nordwestlich benachbarte, nicht in der Schnittpur liegende Profil Redebas 9 zeigt eine den bereits besprochenen Profilen ähnliche Abfolge in hangende Auensedimente und sich daran anschließende holzführende humose Flußsande (Abb. 53).

Im Flußabschnitt zwischen Redebas und oberhalb des Schnittes Wobbelkow finden sich an verschiedenen Stellen terrassenartige Formen. Insbesondere fallen ovale Flachhügel aus Feinsand auf, die sich inmitten der Talung 1-2 m über die Bartheaue erheben (z.B. Bereich von Profil 4 im Schnitt Löbnitz, Abb. 52). Das nach Ausweis fehlender organogenhaltiger Sedimente offenbar pleniglaziale Alter der Sedimente und die Überlagerung von Beckenschluffen durch (glazi-) fluvial-limnische Sande ergibt zunächst Parallelen zum „Heidesandbecken“ der Barther Heide (vgl. Abschnitt 4.3). Eine sichere Unterscheidung von den älteren pleistozänen Sedimenten der „Velgaster Staffel“ ist indes nicht möglich und eine stratigraphische Verknüpfung mit der Barther Heide nach den Höhenverhältnissen auch eher unwahrscheinlich. Sicher hingegen erscheint die Ansprache eines die Hügel verbindenden Niveaus als zeitweiliger pleniglazialer Talboden.

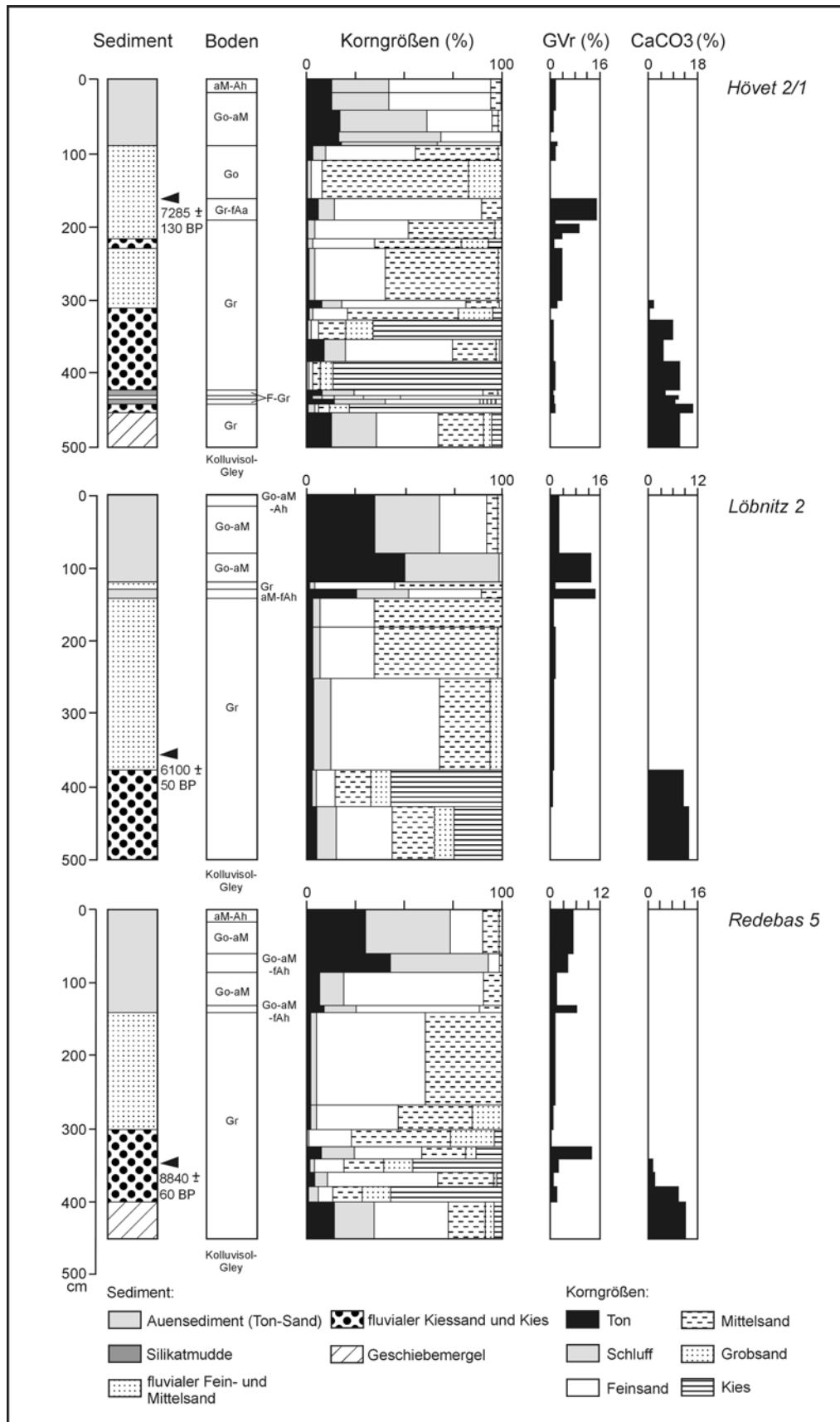


Abb. 54: Analyse der Profile Hövet 2/1, Löbnitz 2 und Redebas 5.

Im *Schnitt Löbnitz* ist der ursprüngliche Barthelauf durch anthropogene Neuanlage des Flußbettes zu einem Altarm geworden (Abb. 52). Das Profil Löbnitz 2 zeigt analog zum Profil Redebas 5 eine Abfolge kiesiger Sand bzw. Kies, Fein- und Mittelsand, zwei begrabene Bodenbildungen und schließlich Auenlehm und -ton (Abb. 54). Der basale Geschiebemergel wurde bis 500 cm u. GOF nicht erreicht. Eine ^{14}C -Datierung an Holz in 357-358 cm Tiefe ergab ein Alter von $6100 \pm 50 \text{ BP} = 7014\text{-}6887 \text{ cal BP (UtC-6936)}$; daraus resultiert eine Einstufung in das jüngere Atlantikum.

Der *Schnitt Wobbelkow* am Unterlauf zeigt ein schmales, im engeren Auenbereich mehr als 8 m tief eingeschnittenes Gerinne mit relativ steilen Hängen im weiteren Talraum (Abb. 52). Dieser Flußabschnitt wurde verschiedentlich auch als „Durchbruchstal“ der Barthe bezeichnet (z.B. JURISCH 1985). Im Gegensatz zu den von fluvialen Kiesen und Sanden geprägten Talfüllungen flußaufwärts, wird dieser Abschnitt von nicht durchteuften, wahrscheinlich holozänen Silikat- und Organo-Silikatmudden verfüllt. Das Hangende wird von Auensanden gebildet.

Im *Schnitt Frauendorf* schließlich wird eine schmale Rinne, die sich tief in pleniglaziale und vermutlich spätglaziale fluvial-limnische Ablagerungen geschnitten hat, von holozänen Organo- und Organo-Silikatmudden, Niedermoortorfen und hangenden Auensanden aufgefüllt (Abb. 52). Flußabwärts an der Mündung erreichen der Taleinschnitt und die Talfüllung mehr als 10 m, d.h. die Rinnenbasis liegt damit tiefer als -10 m HN (Abb. 50).

4.2.4 Spätpleistozäne bis holozäne Talentwicklung

Am Rande eines Themas zur Hydromelioration beschäftigte sich erstmals SCHAAR (1956) mit der Landschaftsentwicklung im Barthetal. So soll während des letzten Eisabbaus ein Eisstausee im Raum zwischen der „Elmenhorster Endmoräne“ und der „Stralsunder Endmoräne“ am heutigen Oberlauf der Barthe existiert haben („Stausee Schuenhagener Forst-Endinger Moor“, SCHAAR 1956: 22). Zusammen mit der „Greifswalder Endmoräne“ gehörten die Randlagen nach dem damaligen Wissensstand zur „Velgaster Staffel“ (STACH 1944, SCHMIDT 1957). Die Profilaufnahmen von DEECKE (1900a, b) und GROSS (1938) vom Fundplatz Endingen VI („Riesenhirschfundstelle“, vgl. Abschnitt 4.1.4.2) wurden als Belege für dieses Staubecken herangezogen. Mit dem Eiszerfall entleerte sich der Stausee infolge rückschreitender Erosion und das Gebiet entwässerte „... durch eine vielleicht schon subglazial angelegte Rinne nach Norden.“ (SCHAAR 1956: 24). Es wird von SCHAAR (1956) für den ältesten hier interessierenden Entwicklungsabschnitt des Barthegebietes offensichtlich eine Verknüpfung von glazifluvial-limnischer Entwicklung im Pleniglazial/Spätglazial mit der sogenannten „Velgaster Staffel“ bzw. ihren Elementen vorgenommen. Nach dem Schmelzwasserabfluß zum Ende des Pleistozäns verringerte sich schließlich das Gefälle infolge der Litorinatransgression und das Tal vermoorte.

Nähert man sich von Westen der Barthe bei Löbnitz-Redebas, so fällt in der ebenen bis flachwelligen Grundmoränenlandschaft ein die Umgebung um ca. 10-20 m überragender Rücken auf: die „Velgaster Staffel“. Der Rücken ist in der Regel beackert und besteht oberflächennah aus Geschiebemergel. Auffällig ist das nahezu vollständige Fehlen von sanderartigen Strukturen im Vorfeld der „Randlage“.

An dieser Stelle kann keine umfassende Diskussion der „Velgaster Staffel“ erfolgen, doch ist ein kurzer Hinweis auf die nunmehr etwa 15 Jahre alte „andere Sicht der Dinge“ notwendig. In regionalen und überregionalen Veröffentlichungen findet sich seit ELBERT (1904/1906) und bis die Gegenwart hinein (GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN 1995) die Eisrandlage der „Velgaster Staffel“. KOZARSKI (1992) verknüpft gar das finale glaziale Geschehen in Nordpolen über die „Gardno-Phase“ und die „Velgaster Staffel“ mit Norddeutschland.

JANKE (1986, 1987, 1992, 1996b, im Druck) bezeichnete nach umfangreichen Geländeuntersuchungen den Höhenzug als „hangasymmetrischen Grundmoränenrücken mit geringmächtiger, z.T. lückiger (W3-) Geschiebemergeldecke und liegenden glazifluvialen und zum Teil auch glazilimnischen Sanden“. Die ebenen bis flach geneigten Abschnitte des Rückens weisen nach seinen Aufnahmen eine geringfügige glazitektonische Störung auf. Die reliefstärkeren Bereiche zeigen jedoch mit diapir- und faltenförmigen Strukturen sowie *en-bloc*-Umlagerungen von Schluffen und Sanden eine starke glazitektonische Beanspruchung (JANKE 1996b: 501). Nach JANKE (im Druck) ist offenbar von einer glazitektonischen Prägung in unterschiedlichen Dimensionen auszugehen. Neben den oben aufgeführ-

ten kleinräumigen Lagerungsstörungen wird die *Gesamtform* des „Aufwölbungsrückens“ zwischen Löbnitz und Hermannshagen bzw. der „Aufschuppungsstruktur mit diskordanter Grundmoräne“ als glazitektonisch gebildet angesehen.

Im einzelnen werden mehrere Faktoren für die Genese des Rückens verknüpft: Unter dem Druck des vorstoßenden W3-Eises auf den Untergrund und das unmittelbare Gletschervorland zerbrachen die gefrorenen Sedimente in unterschiedlich große Blöcke, wurden gehoben, z.T. kurzstreckig transportiert und nach dem Überfahren mit einem 0,5 bis 2 m mächtigen Geschiebemergel überdeckt. Als „Gleitmittel“ dienten z.T. ältere Schluffe und Tone eemzeitlichen und pleistozänen Alters. Eine Endmoräne im „klassischen“ Sinne liegt also offenbar nicht vor, eine Bezeichnung der glazitektonischen Struktur allenfalls als „Velgaster Rücken“ wäre demzufolge konsequent.

Ein großflächiger „Stausee“ am Oberlauf der Barthe, wie ihn SCHAAR (1956) postulierte, ist aufgrund der Sedimentverbreitung in diesem Raum unwahrscheinlich. Jedoch haben während der Deglaziation kleinere Wasserbecken in der Dimension des Endinger Bruchs auf und zwischen Toteis bestanden. Ein Teil der Beckensande ist nachweislich erst im Spätglazial sedimentiert worden, so beispielsweise im Bereich der von SCHAAR (1956) erwähnten „Riesenhirschfundstelle“ bei Endingen. Auch für einen pleniglazialen „... Abfluß vom Grenztal über obere Trebel-Blinde Trebel-Barthe in die Darß-Zingster Boddenkette ...“ (REINHARD 1963b: 108) finden sich keine beweiskräftigen Belege.

Die Profilanalysen am mittleren und unteren Barthelauf haben vor allem mächtigere fluviale Kiessande und Sande aus dem Holozän ergeben. Dieser Befund war im Sinne der Arbeitshypothese vor und während der Geländearbeiten überraschend, währte der Autor die Barthe doch nach einer intensiven spätglazialen Abflußphase während des Holozäns „in Ruhe“. Die holozäne sandige Rinnenfüllung datiert nach Ausweis der (nur!) drei ¹⁴C-Datierungen in den Zeitraum älteres Boreal bis jüngeres Atlantikum. Zu beachten ist, daß die Proben von nahezu der Rinnenbasis (Profil Redebas 5) bis aus dem oberen Drittel der Rinnenverfüllung (Profil Hövet 2/1) stammen. Nur das Profil Hövet 2/1 weist an der Basis dem Habitus nach spätglaziale Muddelagen zwischen Kiessand und Kies auf. In den Profilen Redebas 5 und Löbnitz 2 scheint die gesamte Talfüllung aus dem Holozän zu stammen. Unter Beachtung der kleinen Gerinnedimension, der geringmächtigen offensichtlich spätglazialen Gerinnesedimente in Hövet und durch das Fehlen flächenhaft verbreiteter spätglazialer Beckensedimente am Mittellauf ist ein Flußeinschnitt der Barthe im Zeitraum *nach der Deglaziation bis in das (ältere?) Spätglazial* zu vermuten. Eine Rekonstruktion der wahrscheinlich schwankenden kleinregionalen Erosionsbasis für diesen Zeitraum im heutigen Boddenbereich ist bislang nicht möglich. Erst für die Jüngere Dryas und das Frühholozän liegen aus dem benachbarten Ostseegebiet entsprechende Daten vor (JENSEN ET AL. 1997, 1999, LEMKE 1998, JANKE & LAMPE 2000a, b; vgl. Abb. 3). Danach ist für die Festlandsentwässerung erst um ca. 6000 BP mit einer regionalen Erosionsbasis in ca. -1 m HN zu rechnen: das Niveau stieg vorher von ≤ -20 m HN vor 9000 BP auf ca. -4 m HN um 7000 BP an. Das ¹⁴C-Datum von 6100 ± 50 BP in ca. -1,5 m HN aus dem Profil Löbnitz 2 liegt dabei nahezu im Niveau der rekonstruierten regionalen Erosionsbasis.

Zwischen den früh- und mittelholozänen Flußsanden und den hangenden, vermutlich jungholozänen humosen Auentonen bis -sanden läßt sich mehrfach eine Bodenbildung - der fAh bzw. fAa eines Gleys bzw. Anmoorgleys - nachweisen. Dieses belegt einen entsprechenden Hiatus der Sedimentation bzw. eine Phase morphodynamischer Stabilität im Tal. Die Zeitdauer der Ruhephase und das Einsetzen der nachfolgenden kolluvialen Auensedimentation können allerdings nicht exakt bestimmt werden. Der für das Entstehen der kolluvialen Auensedimente ursächliche großvolumige *anthropogene Bodenabtrag* in einem (teil-) entwaldeten Barthe-Einzugsgebiet ist theoretisch seit dem Neolithikum denkbar, jedoch mangels entsprechender Fundplatzquantitäten erst ab der jüngeren Bronzezeit bis Römischen Kaiserzeit wahrscheinlich (C. M. SCHIRREN/Friedrichshof, mdl. Mitt.). Daß prähistorische Bodenerosion seit dem jüngeren Neolithikum *lokal* stattfand und besondere Ausmaße in der Römischen Kaiserzeit erreichte, zeigen Untersuchungen unmittelbar östlich von Barth (KAISER ET AL. 2000b). Erodierete Talhänge und Hangkolluvien wurden vor allem am stärker reliefierten unteren Mittellauf und oberen Unterlauf der Barthe zwischen Redebas und Wobbelkow nachgewiesen (Abb. 52; vgl. JURISCH 1985, SKANDERA 1989). In einer Sandgrube am östlichen Talhang bei Redebas konnten spätslawische Befunde in einem älteren Hangkolluvium festgestellt werden; größere Mächtigkeiten erreichen dort allerdings erst post-spätslawische Kolluvien (C. M. SCHIRREN/ Friedrichshof, mdl.

Mitt.; vgl. LAMPE 1998). Vermutlich entstand der überwiegende Teil der Auentone bis -sande während und nach der großflächigen Rodung des Einzugsgebietes im 13./14. Jh.

Diesen zwar anthropogen verursachten, jedoch, da auf Kosten der Nutzfläche gehenden, eher unerwünschten Veränderungen am Mittel- und Unterlauf, stehen im Quellgebiet der Barthe intentionelle Eingriffe in die Hydrographie gegenüber. Zur Sicherung der Wasserversorgung von Stralsund wurde bereits im 14. Jh. der Abfluß der Barthe aus dem Borgwallsee reguliert (KNOLL 1986).

Zum jüngsten Abschnitt der Flußgeschichte liegen vor allem Nachrichten über Hochwässer, den aus Sicht der Landnutzer beklagenswerten Ausbauzustand des Flusses und über Hydromeliorationsarbeiten vor (vgl. SCHAAR 1956). Am Ende des 17. Jh. wird in den Matrikelkarten von Vorpommern der geringe Ertrag flußnah gelegener Wiesen und Äcker beklagt:

Nienhagen, Juni 1696: „Da aber durch Verschlammung und Verwachsen der Aalbecke ... das niedrig gelegene Hufenland versumpft und mit Buschwerk bewachsen ist ...“ (CURSCHMANN 1948: 543 in SCHAAR 1956: 59). Mit der „Aalbecke“ ist hier die obere Barthe gemeint.

Auf Anordnung der schwedischen Regierung in Stralsund wird ab 1739 eine regelmäßige Räumung des Flußbettes durch die Anlieger durchgeführt. Mitte des 19. Jh. erfolgte dann der Bau eines Kanals östlich neben der Barthe zwischen Wobbelkow und Planitz zur Bewässerung höher gelegener Wiesen im Barthetal („Rieselwiesen“, SCHAAR 1956: 60f.). Trotz der nachfolgend regelmäßigen Räumung der Barthe blieb die Hochwassergefahr bestehen. Insbesondere der Flußabschnitt von der Mündung bis Dievitz geriet bei Bodden-Hochwassern immer wieder unter Wasser, so beispielsweise 1872. Eine im Vergleich mit der Gegenwart stärkere Strukturierung des Flußbettes belegt das folgende Zitat: „Bei einer Besichtigung der Barthe im September 1897 von der Chaussee-Brücke zwischen Löbnitz und Wobbelkow bis zur Mündung ... wurde festgestellt, daß die Talsohle der Barthe infolge der hohen Niederschläge der letzten Tage fast völlig überschwemmt war, Kiesbänke im Flußbett, mangelhafte Auskrautung und die vielen Flußkrümmungen hemmten den Abfluß.“ (SCHAAR 1956: 63).

Nach Gründung der „Wassergenossenschaft Obere Barthe“ erfolgte in den Jahren 1928-31 zwischen Borgwallsee und Schuenhagen mit einer Sohlenvertiefung und Querschnittsverbreiterung ein umfassender Gewässerausbau. Ebenfalls in den 20er Jahren wurde durch Eindeichung und dem Bau von Schöpfwerken der Mündungsbereich teilweise ausgebaut. Die Arbeiten zum jetzigen Ausbauzustand der Barthe fanden Ende der 60er bis Anfang der 70er Jahre statt. Ein neues Auslaufbauwerk am Borgwallsee, eine z.T. mehrere Meter tiefe Einsenkung des Fließchens in seine Umgebung, ein Netz von Zuzugsgräben und eine daraus resultierende Moorentwässerung und -degradierung am Oberlauf, die Beseitigung vieler Mäander am Mittellauf und der Bau neuer Deiche und Schöpfwerke im Mündungsbereich sind die Attribute eines nunmehr stark anthropogen überformten Flusses.

Ein Vergleich der Befunde zur Entwicklung der Barthe mit regionalen Erkenntnissen zur Tal- und Flußgenese steht vor erheblichen Schwierigkeiten. Hauptproblem ist der Mangel an adäquaten Untersuchungen von perimarinem und binnenländischen Tälern vergleichbarer Größenordnung in Mecklenburg-Vorpommern. Im Mittelpunkt bisheriger Arbeiten standen die großen ostmecklenburgischen und vorpommerschen Täler bzw. Talsysteme von Warnow, Recknitz, Trebel, Peene, Tollense, Uecker und Randow (vgl. Abschnitt 5.6). Der nur hinsichtlich hydrologischer Parameter wie Abflußspende und Durchfluß vergleichbare Ryck zwischen Grimmen und Greifswald weist insbesondere durch seine tiefe Lage um 0-3 m HN sowie durch großflächige Vermoorungen einen anderen Charakter auf und kann daher ebenfalls nicht für einen Vergleich herangezogen werden (vgl. KAISER & JANKE 1998). Für relativ gefällestarke Bäche und Flüsse mit kleinen Einzugsgebieten wie beispielsweise die Stepenitz, Mildenitz, Linde und obere Zarow liegen bislang keine hinreichenden Daten zur Genese vor. Ein Vergleich mit geomorphologisch bearbeiteten kleineren Fließgewässern in Brandenburg (z.B. CHROBOK & NITZ 1987, GÄRTNER 1993, 1998), Schleswig-Holstein (z.B. CIMIOTTI 1983) und Nordpolen (z.B. FLOREK 1995, 1997) steht vor dem Problem anders gearteter Einzugsgebiete und teilweise fehlender Angaben zur rezenten Hydrologie.

Hinsichtlich der vier prägenden Entwicklungsphasen des Barthetales 1) Einschneidung im Pleniglazial-Spätglazial, 2) fluviale Sedimentation im Früh- und Mittelholozän am Mittel- und Unterlauf bzw. limnisch-telmatische Sedimentation im Bereich Unterlauf bis Mündung, 3) feinklastische Auensedimentation im Jungholozän und schließlich 4) anthropogener Ausbau bietet sich trotz des Maßstabproblems ein vorsichtiger Vergleich mit dem „Schema der spät- und postglazialen Entwicklung der Talungen der spätglazialen Haffstauseeabflüsse“ nach JANKE (1978a, b; vgl. Abschnitt 5.6 und Abb. 102) an. Es zeichnen sich dabei nur z.T. Parallelen ab:

Regional ist nach der Deglaziation aufgrund tiefliegender Ostsee-Vorgängergewässer von einem z.T. sehr tiefen Einschnitt der Flußtäler auszugehen. Eine nachfolgende jüngere spätglaziale Phase fluvialer und limnischer Sedimentation wurde durch einen erneuten Einschnitt während des frühen Holozäns abgelöst; beides ist im Barthetal nicht nachzuvollziehen. Ab dem mittleren Holozän vermoorten die tieferliegenden Talböden aufgrund von Fernwirkungen der Litorina-Transgression bzw. vermoorten höherliegende Talböden offenbar aufgrund nur geringer Gefälle. Eine Besonderheit stellen die jungholozänen kolluvialen Auensedimente im Barthetal dar. Mit Ausnahme der großen Ströme Elbe und Oder weisen die größeren Täler in Mecklenburg-Vorpommern bis in beträchtliche Höhen über HN Talmoore auf. Mit Auenlehmen vergleichbare Sedimente sind vermutlich auf kleinere, gefällestarke und stark entwaldete Flußgebiete beschränkt, eine systematische Untersuchung dazu fehlt bislang. Schließlich wurden vor allem nach 1960 die Flüsse z.T. gravierend ausgebaut und die Talauen in intensive landwirtschaftliche Nutzung genommen.

4.3 Barther Heide-AltDarß

4.3.1 Allgemeines

Nördlich der ebenen bis flachwelligen Grundmoränenplatten Vorpommerns schließt sich ein großflächig von Wasser und jüngeren marinen Ablagerungen bedecktes spätpleistozänes Beckensandgebiet mit der Barther Heide und dem AltDarß an. Die Barthe verbindet die beiden übergeordneten Naturräume, ohne jedoch letzteren aufgrund ihrer geringen Dimension geprägt zu haben. Während das Endinger Bruch und Umgebung ein mittelgroßes Beckenensemble innerhalb einer Grundmoränenplatte darstellt (ca. 3,5 x 3,5 km), so ist der Raum der Barther Heide und des AltDarß Bestandteil einer „sedimentären Großlandschaft“, die von der Rostocker Heide im Westen, über diffus kartierte bzw. unsicher weit in der Ostsee liegende Bestandteile im Nordwesten und Norden bis zur Verbindung von Zingst/Bock und Hiddensee im Osten reicht (NE-SW Distanz ca. 60 km, vgl. LEMKE 1998; Abb. 55).

Seit GEINITZ (1903) und OTTO (1913) erfolgt eine geologische Charakterisierung als Raum mit „Heidesand-“, (Eis-) Stausee- oder Beckensandablagerungen bzw. mit glazilimnischen Ablagerungen (z.B. JANKE 1986, GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN 1995). Insbesondere der assoziative Term „Heidesand“ hat bis in die jüngste Zeit hinein eine besondere Rolle gespielt (z.B. STEINICH 1992b, LEMKE 1998), durch fehlende Präzision in der Definition allerdings auch für erhebliche Verwirrung gesorgt.

Während der Landschaftsbegriff „AltDarß“ üblicherweise verwendet wird, fand ein Vorschlag von OTTO (1913: 272f.), die „Heidesandlandschaft“ des AltDarßes und westlich der Barthe zusammen die „Darsser Heide“ zu nennen, keine nachhaltige Aufnahme. Der Begriff „Barther Heide“ für die Beckensandareale des Barther Stadtforstes und der Forst Fuhlendorf wurde durch LAUTERBACH (1959: 89) geprägt, von HEERDT & LUDWIG (1966) und JANKE (1986, 1987, im Druck) nachfolgend genutzt und soll auch hier Verwendung finden.

Die besondere Bedeutung dieses Raumes für die regionale Kenntnis der spätpleistozänen bis frühholozänen Beckengenese ergibt sich aus der faziellen Vielfalt der vorliegenden stratigraphischen Befunde und aus seiner Größe. Nach den bisherigen Bearbeitungen ist hier mit einer interessanten - wenngleich noch widersprüchlichen - Verknüpfung von glazifluvial-limnischen, limnischen, äolischen, telmatischen und gravitativen Sedimenten und Strukturen dieses Zeitraumes zu rechnen. Auf der anderen Seite wird mit der großen Dimension des Beckens die obere Grenze von Becken überhaupt in der Region erreicht, wenn man von den nördlich liegenden Ostsee-Vorgängergewässern absieht

4.3.2 Kenntnisstand

Im Gegensatz zur gut abgesicherten holozänen Entwicklung dieses Raumes (vgl. zuletzt JANKE & LAMPE 1998, LEMKE 1998, SCHUMACHER ET AL. 1998, SCHUMACHER 2000) ist der Kenntnisstand zur regionalen Landschaftsentwicklung im Spätpleistozän zwar von vielfältigen „Globalhypothesen“ aber nur von einer relativ kleinen Zahl aussagekräftiger stratigraphischer Befunde geprägt (s.u.). Für das Gebiet der Barther Heide und des AltDarßes liegen im Gegensatz zur Rostocker Heide und zum Fischland nur wenige spezielle Untersuchungen mit landschaftsgeschichtlichen Schlußfolgerungen vor (GROBA 1955, 1956, 1957, ohne Jahr, LAUTERBACH 1955/56, 1959).

Bereits KAESTNER (1901) und GEINITZ (1903) und nach ihnen z.B. BRINKMANN (1958), JANKE (1986) und SCHULZ (1995) betrachteten die Beckensandareale von Rostocker Heide, Fischland, Barther Heide und AltDarß trotz der oberflächigen räumlichen Trennung und eines fehlenden Beckenmodells aus geologisch-stratigraphischen Gründen als zusammengehörig. Daß die Sedimente der Becken allgemein als Ablagerungen *nach* dem letzten Eisvorstoß anzusprechen sind, war frühzeitig durch das Fehlen eines Geschiebemergels *über* den Beckensedimenten und dem folglichen Ausschluß einer nochmaligen Eis-Überföhrung deutlich geworden. Zudem ließ sich an verschiedenen Orten ein mehr oder weniger „nahtloser“ Übergang von den pleniglazialen zu den spätglazialen Sedimenten nachweisen. Die basalen Beckensedimente überlagern einen Geschiebemergel, der nach Ausweis geologischer Karten dem Mecklenburger Vorstoß (W3) zugeordnet wird

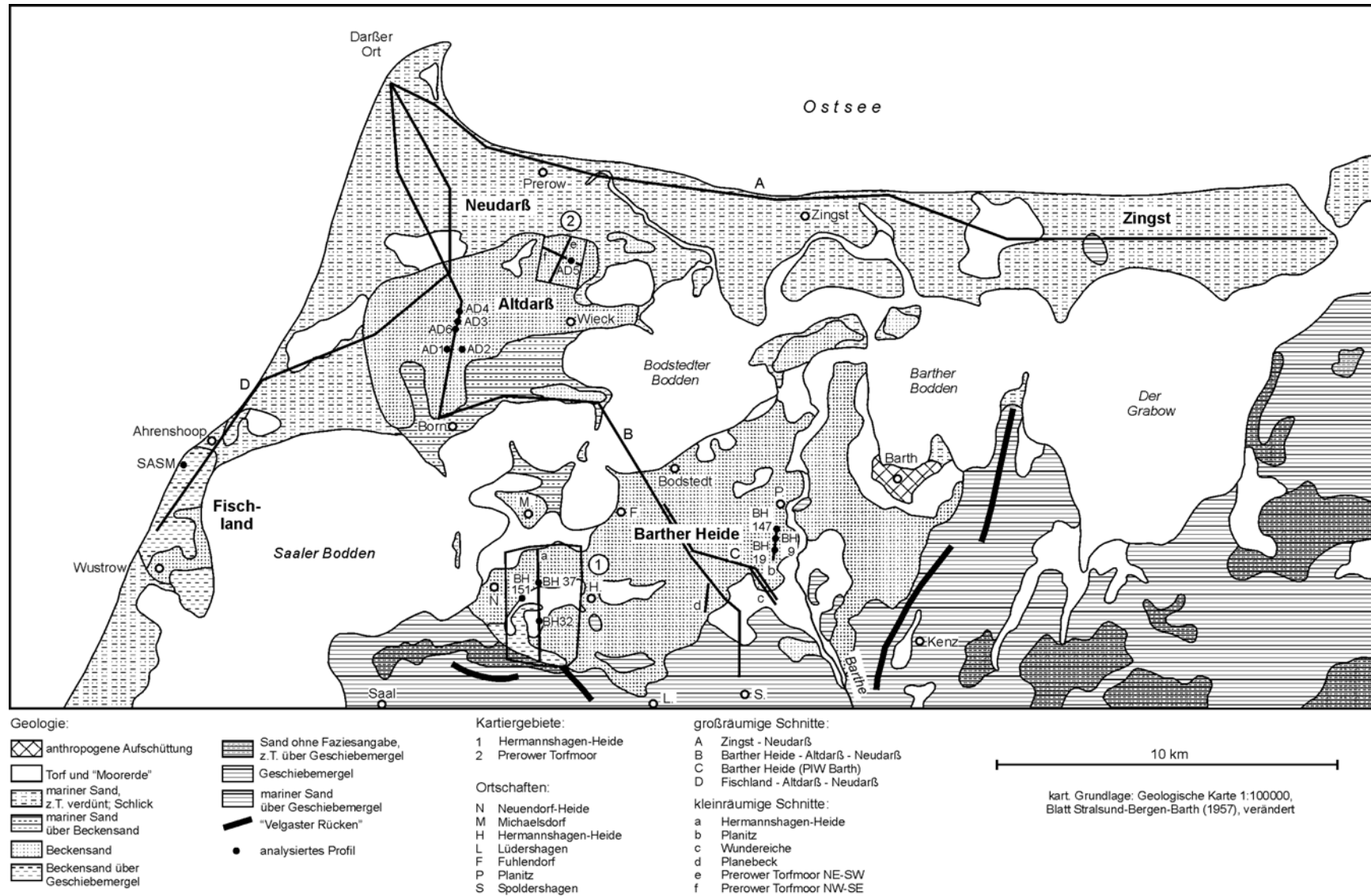


Abb. 55: Geologie im Bereich der westvorpommerschen Boddenlandschaft.

(GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN 1995). Der glazilimnische Charakter eines Teils der Beckenfüllungen ergab sich klar durch die Auswertung tieferer Bohrungen mit dem Nachweis von Tonen, Schluffen und mächtigen Fein- bis Mittelsanden (z.B. GROBA 1955, 1956, KOLP 1957).

In Abbildung 56 wird der Versuch unternommen, unter Beachtung der unterschiedlichen räumlichen Herkunft, die wenigen stratigraphischen Befunde mit weiteren aus dem Textzusammenhang synthetisierten Modellprofilen zusammenzustellen. Insgesamt lassen sich bislang *acht* grundsätzliche Hypothesen zur spätpleistozänen Genese der Beckensandareale von Rostocker Heide, Barther Heide und Altdarß nennen!

Einen ersten Versuch, „die nordöstliche Thalsand-Heide“ geologisch zu deuten, unternahm GEINITZ (1886: 124f.), indem er den „Heidesand“ genetisch mit dem „... jungdiluvialen Thalsand der im Inneren des Landes befindlichen grossen Abschmelzstromrinnen ...“ gleichsetzte (1. „Urstromtal-Hypothese“). Nachfolgend sahen KAESTNER (1901) und GEINITZ (1903) diesen Raum als durch einen (Eis-) Stausee geprägt an, wobei der Staudamm aus Gletschereis im Bereich der heutigen Ostsee gelegen haben soll (2. „Eisstausee-Hypothese“). GEINITZ (1913a) widerrief allerdings später seine Anschauung zugunsten der Hypothese von OTTO (1913), wonach die Ablagerungen zu einem Sander einer nordwestlich gelegenen Eisrandlage gehören (3. „Sander-Hypothese“). Bereits bei GEINITZ (1903), GEINITZ & WEBER (1904) und OTTO (1913) findet sich die Annahme einer äolischen Umlagerung des Hangenden unmittelbar nach dem Eisrückzug bzw. im Spätglazial und bei OTTO (1913) zudem noch durch menschliche Einflußnahme in geologisch jüngster Zeit.

HURTIG (1954) ließ die Sande im Bereich einer Eislobennaht als gemeinsames Produkt der Gletscher- und Festlandsentwässerung entstehen (4. „Eislobennaht-Hypothese“). GROBA (1955: 21f.) vermutete die Herkunft der „Staubeckensande“ von einer nordöstlich gelegenen „Endmoräne Dornbusch-Barhöft“ und nahm für die Bildung der „... großflächigen Auskolkungen, die unsere heutigen Bodden zwischen Ribnitz und Barhöft darstellen ...“ einen „... Stauseeausbruch zwischen dem Fischland und dem Hochgebiet der Velgaster Staffel bei Damser Ort ...“ an.

Während die vorstehenden Autoren eine Datierung der Sedimente v.a. in das Pleniglazial bzw. in die Deglaziationsphase vornahmen, ging BRINKMANN (1958: 753) von einer Deltasedimentation in der Rostocker Heide durch die Recknitz und die Warnow während des Spätglazials aus (5. „Hypothese eines spätglazialen Deltas“): „Die dem Heidesand eingeschalteten Torflager gestatten die Datierung dahin genauer zu fassen, daß die Sande größtenteils in der Mittleren und Jüngeren Dryaszeit und zwar von nordöstlich strömenden Gewässern aufgeschüttet worden sind.“ Die bereits OTTO (1913) aufgefallene z.T. deutlich höhere Lage der „Heidesande“ gegenüber den südöstlich anschließenden und reichlich mit Söllen durchsetzten Grundmoränen erklärte BRINKMANN mit der Stauwirkung durch „Toteis“. Auch wurde die Frage aufgeworfen, ob die Sande nicht Deltaabsätze einer spätglazialen Oder sein könnten.

Nachfolgend befaßte sich SCHULZ (1961, 1963; vgl. auch HEERDT & LUDWIG 1966) mit der Genese der Rostocker Heide und entwickelte anhand geologischer, petrographischer und pollenanalytischer Befunde die bislang am feinsten aufgelöste Ereignisfolge (6. „glazifluviale und spätglaziale äolische Hypothese“): Mit der Eisfreiwerdung der Landschaft wurde ein Becken frei, in das zunächst grobe glazifluviale Sedimente geschüttet wurden. Die anschließende glazifluviale Ablagerung des Hauptteiles der „Heidesande“ wurde durch SCHULZ (1961: 120) „... mit einer letzten Aktivierungsphase des Beltseegletschers zwischen Ältester Dryas und Bölling-Interstadial in Verbindung gebracht.“ Während der Älteren und der Jüngeren Dryas soll eine flächenhafte äolische Umlagerung der Sande stattgefunden haben, an mehreren Stellen konnten unter mächtigen Flugsanddecken begrabene Torfe des Alleröds nachgewiesen werden.

Für die am Kliff des Fischlandes bis ca. 15 m HN *über* allerödzeitlichen Mudden aufgeschlossenen „Heidesande“ nahmen SCHULZ & AHRENS (1985) sowie nach ihnen PIETSCH (1991) und STEINICH (1992b) eine Genese in einem „großen Stausee“ an, der „... sich mit großer Wahrscheinlichkeit von der Rostocker Heide bis zum Altdarß ...“ erstreckte (PIETSCH 1991: 75; 7. „Hypothese eines Großsees der Jüngeren Dryas“).

Durch JANKE (1986: 16f.) wurde im Bereich der heutigen Boddenlandschaft eine glaziäre Beckenanlage als Gletscherzungenbecken und eine Zweiphasigkeit der Sedimentation im Großbecken Rostocker

Heide-Barther Heide-Alt darß postuliert. Nach einer Phase als glazilimnisches „... Sammelbecken für die aus dem noch Resteisfelder aufweisenden angrenzenden periglazialen Festland kommenden Schmelz- und Flußwässer ...“ folgte eine Phase der „... Ausbildung einer geringmächtigen (1 bis 2, max. 5 m) hangenden Generation von in der Regel feinsandigen Beckensedimenten allerödzeitlichen Alters, datierbar anhand in diese zwischengeschalteter Braunmoostorfbänder, Süßwasserdiatomeen und vereinzelt auch Mollusken.“ Die Ablagerungen der jüngeren Phase sind „... ein Beweis für einen zu jener Zeit hohen Wasserstand nahe NN im heutigen Ostseebecken, das vom Baltischen Eisse eingekommen wurde.“ Mit Bezug auf die ältere Phase werden die relativ starken Höhenunterschiede im Becken (max. Höhenspanne ca. 20 m) und die vielen „Moordepressionen“ als Beweis dafür herangezogen, „... daß die Sedimentation der Staubeckensande über verbreitet noch vorhandenem Resteis erfolgt sein muß, dessen Ausdehnung und Mächtigkeit zu jener Zeit im Bereich der heutigen Bodden am größten war.“ (8. „glazilimnische und allerödzeitlich-limnische Hypothese“)

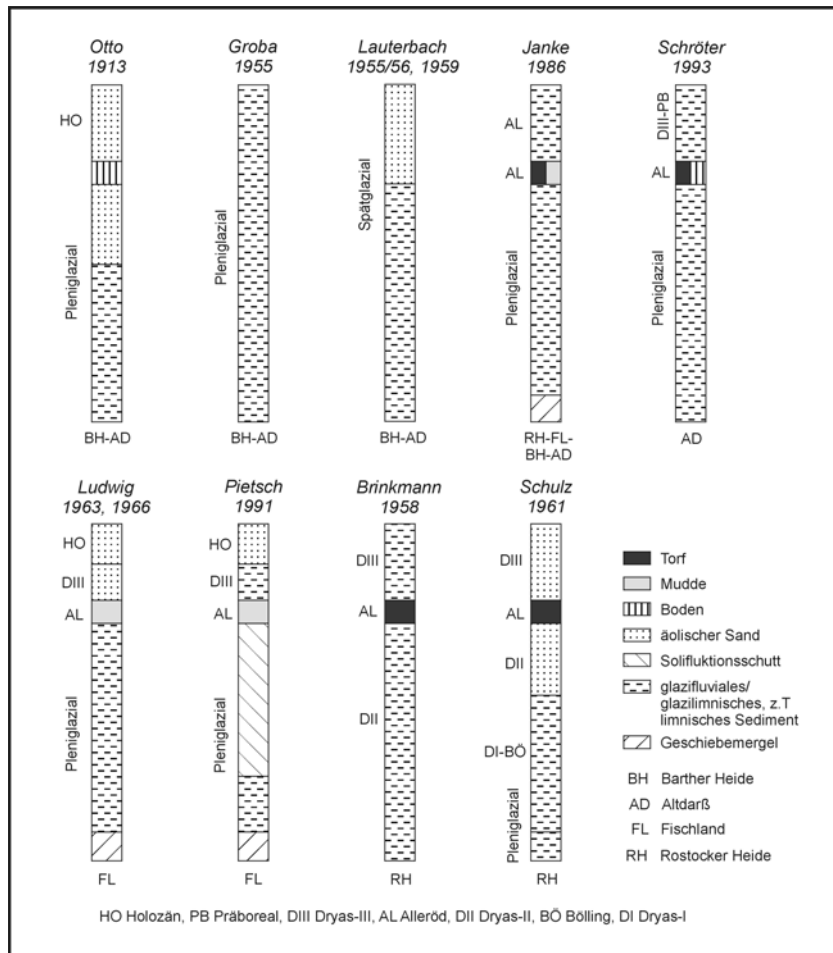


Abb. 56: Ältere stratigraphische Modelle für die Barther Heide, den Alt darß, das Fischland und die Rostocker Heide.

SCHULZ (1995: 44f.) lieferte zwar für die „spätglazialen Beckensande“ weder ein präziseres zeitliches noch fazielles Modell, erklärte aber die Beckensand-Hochflächen gegenüber den Bodden-Hohlformen „... als Abtragungsreste einer vor der Litorina-Transgression weit verbreiteten Terrassenfläche ..., wie sie in geschlossener Form z.B. heute noch in der Rostocker Heide vorliegt.“

Letztmalig befaßte sich LEMKE (1998) mit der Genese dieses Raumes, allerdings standen die jetzt submarin weit unter 0 m HN gelegenen Beckenareale im Mittelpunkt seiner Untersuchungen. Für die Gebiete östlich der Darßer Schwelle ließen sich anhand vieler datierter Profile spätglaziale (Groß-) Seespiegel von -40 bis -5 m HN rekonstruieren. Sich den „landwärtigen“ Hypothesen BRINKMANN's (1957) anschließend, erfolgte jedoch durch LEMKE (1998: 122) für die Rostocker Heide „vor dem

Höchststand des Baltischen Eisstausses“, und damit wohl dem Alleröd bis der älteren Jüngeren Dryas entsprechend, eine Darstellung als Seefläche mit den Mündungen der Warnow und der Recknitz.

Wiederholt wurden die hier zur Diskussion stehenden Becken als Mündungsbereiche oder Teilstücke von pleniglazialen bis spätglazialen Fließgewässern in einen überregionalen Zusammenhang gestellt. Mehrfach erfolgte eine Darstellung als Fortsetzung des Netze-Randow-Urstromtales (z.B. LIEDTKE 1961, 1975, LEMBKE & MARCINEK 1965) bzw. als Entwässerungsgebiet für den südöstlich gelegenen Haffstausee (z.B. KEILHACK 1899, GEINITZ 1903, Kolp 1957, BRAMER 1964, SCHULZ 1967, JANKE 1978b).

Ein weiteres, hier nachfolgend nicht weiter ausgeführtes Problem ist die Annahme, daß sich im Zusammenhang mit der Deglaziation des Ostseebeckens eine Kippung der Rostocker Heide und damit möglicherweise eines größeren Raumes ereignet hat (z.B. KAESTNER 1901, BRINKMANN 1958). In jüngster Zeit sind mögliche regionale neotektonische Bewegungen erneut im Zusammenhang mit Phänomenen der holozänen Meeresspiegelenwicklung diskutiert worden (JANKE & LAMPE 2000a, b).

Zusammenfassend ergibt sich hinsichtlich Fazies und Datierung der Beckensedimente ein sehr widersprüchliches Bild: Das bisherige Wissen zur Beckenstratigraphie gründet sich einerseits auf die Untersuchung von nur drei und wiederholt bearbeiteten z.T. aber bis heute nicht sicher faziell bestimmten Aufschlüssen in der Rostocker Heide und auf dem Fischland (GEINITZ & WEBER 1904, GEINITZ 1910, BENRATH & JONAS 1937, ENGMANN 1938a, b, FIRBAS 1952, VON BÜLOW 1954, SCHULZ 1961, 1963, LUDWIG 1963, 1964, 1966, SÜß 1966, NÖTZOLD 1968, PIETSCH 1991, STEINICH 1992b). Andererseits liegen Untersuchungen an terrestrischen und marinen Bohrkernen (GROBA 1955, 1956, LEMKE 1998) sowie Beobachtungen an Brunnenbohrungen vor (KOLP 1957). Hinzu kommen geomagnetische Kartierungen (LAUTERBACH 1955/56, 1959). Die an diesem Material punktuell gewonnenen Ergebnisse wurden trotz einer fehlenden großmaßstäbigen geologischen Kartierung i.d.R. auf einen sehr großen Raum übertragen. Anstatt eines induktiven Aufbaues von Argumenten zur Beckenentwicklung auf der Grundlage vieler lokaler Feldbefunde zeigt sich zumeist eine nur schwer auflösbare Verbindung aus wenigen lokalen Profilinterpretationen und großräumigen „deduktiven Anleihen“. Somit ergibt sich beispielsweise bei einer Verknüpfung von landschaftsgeschichtlichen Deutungen für die Jüngere Dryas (SCHULZ 1961, PIETSCH 1991, STEINICH 1992) das paradoxe synchrone Vorhandensein eines Großsees in einem *höheren* topographischen Niveau gegenüber äolischen Prozessen in einem *tieferen* Niveau!

Für die eigenen Untersuchungen im Bereich der Barther Heide und des Altdarßes stellen sich unter Berücksichtigung der bisherigen regionalen Arbeiten die folgenden Fragen:

- Welche Argumente stützen die Annahme eines Großbeckens Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst?
- Welche Sedimente sind im basalen, vermutlich glazilimnischen Teil der Stratigraphie am Beckenrand (Barther Heide) sowie im Beckenzentrum (Altdarß) vorhanden und welche Aussagen lassen sich zum Beckentyp treffen?
- Welche Ausprägung und Datierung besitzen die hangenden, vermutlich äolischen Sedimente?
- Welche Schlußfolgerungen ergeben sich für die regionale spätpleistozäne Hydrographie?

4.3.3 Teilgebiet Barther Heide

4.3.3.1 Kartiergebiet Hermannshagen-Heide

Allgemeines

Geologische Karten größerer Maßstäbe zeigen am Südrand der Barther Heide einen stark zerlappten Übergang von den z.T. verdünnten glazilimnischen Beckenablagerungen zum Geschiebemergel der Grundmoräne. Während im östlichen und mittleren Bereich zwischen Divitz und Gätkenhagen die Grundmoränenplatte mit minimal ca. 1-5 m HN deutlich tiefer liegt als das Beckensandgebiet mit maximal ca. 10-15 m HN, erreicht die Beckenbegrenzung im westlichen Bereich bei Hermannshof mit ca. 22 m HN ein erheblich höheres Niveau. Auf älteren Karten und in verschiedenen geowissenschaftlichen Veröffentlichungen (z.B. KLIEWE 1987, JANKE 1987) ist der für die Höhenverhältnisse dieser Landschaft markante Höhenrücken im Westteil als Element der „Velgaster Staffel“ bezeichnet (vgl. Abschnitt 4.2). In einer aktuellen geologischen Übersichtskarte hingegen werden stattdessen „glazifluviale Ablagerungen“ des Mecklenburger Vorstoßes ausgewiesen (GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN 1995).

Übersichtsbegehungen dieses Raumes deckten z.T. Widersprüche zwischen den vorliegenden geologischen Unterlagen, insbesondere der zu Grunde liegenden Kartierung durch KÖNIG (1956), und Aufschlüssen bzw. Reliefformen auf. Für eine landschaftsgenetische Interpretation erschien deshalb einerseits das vorhandene Material als ungeeignet, andererseits wurden Profile zur Fazies- und chronologischen Analyse benötigt. Aus diesem Grunde erfolgte 1998 die geologisch-bodenkundliche Oberflächenkartierung eines ca. 5,8 km² großen und zu zwei Dritteln bewaldeten Gebietes zwischen den Ortschaften Hermannshagen-Heide, Hermannshof, Hermannshagen-Dorf und Neuendorf-Heide im Geländemaßstab 1:10000 (vgl. Anhang-Taf. 4). Für dieses Gebiet sprachen die offensichtliche fazielle und morphologische Vielfalt sowie die zunächst scheinbar sehr deutliche Beckenbegrenzung. Neben den 185 eigenen Profilaufnahmen konnten 93 Profile aus der forstlichen Standortserkundung allerdings sehr unterschiedlicher Qualität mit berücksichtigt werden (Abb. 57). Die neuen Bohrpunkte wurden teils in Form von Transekten, teils dispers verteilt.

Die überwiegend sandigen Böden werden von Kiefernforsten, mineralische und organische Feucht- und Naßstandorte hingegen von Erlen-, Eschen- und Birkenbeständen bestockt. Die Beckenlagen wurden sämtlich über ein fein verästeltes Grabensystem tiefgründig entwässert, einige Torfmoore im mittleren Gebietsteil vermutlich im 19. Jh. flach abgetorft. Bei ackerbaulicher Nutzung überwiegt auf den armen Böden der Anbau von Roggen und Futterfrüchten.

Geologie und Geomorphologie

Das Kartiergebiet Hermannshagen-Heide läßt sich im Überblick von Nord nach Süd in sechs Areale gliedern (Abb. 58, 60). Im äußersten Nordosten wird der Randbereich einer mit holozänen Sedimenten aufgefüllten Boddenniederung erfaßt, die über den Redensee zum Bodstedter Bodden überleitet. Südwestlich und westlich daran anschließend folgt bis ca. 6 m HN eine Hochfläche aus überwiegend glazilimnischen Feinsanden, die punktuell mit Altdünen, Jungdünen und Deflationswannen besetzt ist. Ein nachfolgendes Areal mit überwiegend äolischen Sanden, die vor allem als Flugsanddecken ausgebildet sind, leitet zu einem geologisch vielfältig aufgebauten und in den tiefsten Bereichen um 2 m HN z.T. vermoorten Kleinbecken-Kuppen/Rücken-Mosaik über. Nach einem neuerlichen Areal glazilimnischer Sande bis ca. 8 m HN, die z.T. oberflächennah von Geschiebemergel unterlagert werden, folgt ein Geländeanstieg bis ca. 22 m HN und ein scheinbar „chaotisches“ Muster aus Geschiebemergel, Geschiebedecksand, Kreideschollen, glazilimnischem Sand und Schluff u.a.m.

Den regionalgeologischen und lokalstratigraphischen Vorstellungen nach stellt dieser Höhenrücken das älteste geologisch-geomorphologische Element im Kartiergebiet dar. Im Gegensatz zur erwarteten flächigen Geschiebemergeldecke fand sich ein regellos anmutendes Muster verschiedener Sedimente. Bemerkenswerter Weise reichen glazilimnische Sande von ähnlicher granulometrischer Beschaffenheit wie in den tieferen Lagen bis auf ca. 22 m HN (Abb. 58, 59). Unterschiede ergeben sich im oberen Profilteil, in welchem anstatt Podsol-Subtypen zumeist Braunerde-Subtypen entwickelt sind und anstatt reiner oder schwach schluffiger Feinsande i.d.R. schwach bis mittel schluffige Feinsande auftreten. Ob es sich hier um zwei stratigraphisch verschiedene glazilimnische Sande handelt oder

aber eine durch die nahen Geschiebedecksand-Geschiebemergel-Areale verursachte fazielle Differenzierung in Gestalt einer lokalen Schluffbeimengung vorliegt, ist ohne Untersuchungen an größeren Aufschlüssen nicht zu klären. Der Verfasser vermutet indes letzteres.

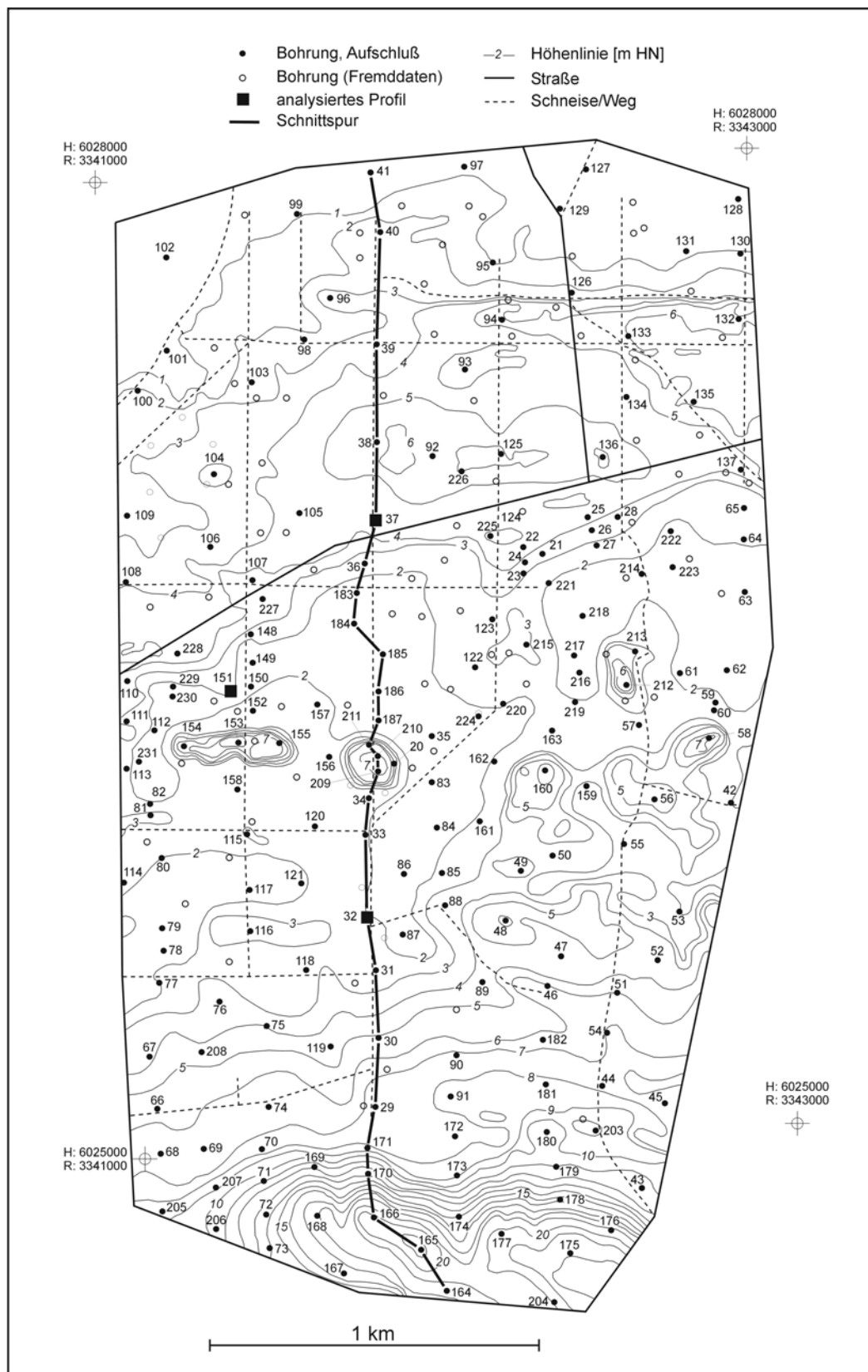


Abb. 57: Bohr- und Aufschlußpunkte, Schnittspur sowie Höhenlinien im Kartiergebiet Hermannshagen-Heide.

Lokal wurde auf dem Höhenrücken Geschiebemergel erbohrt, der zumeist glazifluviale und -limnische Sande überlagert und nur 0,5-1,0 m mächtig ist. Hinzu kommt der zweimalige Nachweis von Kreideschollen. Vergleichend zeigt sich hinsichtlich der Rückenform und der Sedimente näherungsweise ein Bild, wie es JANKE (1986, 1987, 1992, 1996b, im Druck) für den „hangasymmetrischen Grundmoränenrücken mit geringmächtiger, z.T. lückiger (W3-) Geschiebemergeldecke und liegenden glazifluvialen und zum Teil auch glazilimnischen Sanden“ aus dem Raum Kenz-Redebas-Velgast beschrieben hat (vgl. Abschnitt 4.2). Anders als erwartet, konnte keine geologisch-geomorphologisch klare Begrenzung des glazilimnischen Beckens Barther Heide-Altdarß in diesem Bereich kartiert werden!

Durch KÖNIG (1956) wurde für die Flachkuppen und -rücken im mittleren Teil des Gebietes Geschiebemergel ausgewiesen. Tatsächlich erwiesen sich die ihre Umgebung um bis zu 5 m überragenden Vollformen als hauptsächlich durch glazilimnische Schluffe und Sande sowie glazifluviale Sande und Kiessande aufgebaute Bildungen. Zwischengeschaltet oder unterlagernd fanden sich Diamikte („Geschiebemergel“). Teilweise standen infolge ackerbaulicher Bodenerosion carbonathaltige Schluffe unmittelbar an der Oberfläche an.

Eine Vorstellung vom Aufbau dieser Kuppen vermittelt der einzige permanente Aufschluß im Gebiet mit dem dort aufgenommenen Profil Barther Heide 20 (Abb. 61): Unter einem Geschiebedecksand an der Oberfläche mit vereinzelt Steinen bis 20 cm Durchmesser folgt ein geringmächtiger, stark kiesiger Diamikton. In diesen Lagen hat sich eine Lessivé-Braunerde entwickelt. Daran schließt sich eine Wechselfolge aus glazilimnischen Schluffen und Sanden, glazifluvialen Sanden und Kiessanden sowie Diamikten an. Die Schichtung verändert sich hinsichtlich Ausprägung, Streichen und Fallen von Lage zu Lage. Die strukturellen und texturellen Merkmale als auch die Kuppenform sprechen für ein Kame (vgl. z.B. BRODZIKOWSKI & VAN LOON 1991, STREHL 1998). Mithin dürften die benachbarten, dem Bohrbefund nach ähnlichen Kuppen eine gleiche Genese besitzen.

Von besonderem Interesse in diesem Bereich sind Areale um ca. 2-3 m HN mit an die Oberfläche tretendem, allenfalls von Geschiebedecksand überlagertem Geschiebemergel. Dieses ist im Hinblick auf die z.T. deutlich höher liegenden, benachbarten glazilimnischen Sedimente ein klarer Hinweis auf eine Abschirmung durch Toteis. Zusammen mit den Kames und den angrenzenden Becken ergibt sich das Bild einer das Gebiet West-Ost querenden „Toteiszone“.

Die teilweise vermoorten Becken zeichnen sich durch eine nur geringmächtige Verfüllung mit Mudden und Niedermoortorfen aus (i.d.R. < 2 m) und scheinen nach Ausweis der häufiger zwischen 2 und 4 m Tiefe erbohrten Geschiebemergel bzw. -Äquivalente nur eine geringe Gesamttiefe zu besitzen. Hinsichtlich der Muddemächtigkeit überwiegen sandige oder schluffige Silikat- und Organosilikatmudden und damit limnische Sedimente des Spätglazials bis Frühholozäns. Für die Profile Barther Heide 78 und 112 liegen aus Organomudden bzw. Silikatmudden vermutliche Vorkommen der Laacher See-Tephra vor (vgl. KAISER 2001). Die Torfe sind i.d.R. hoch zersetzt. Erhaltene Makroreste ergaben dem Feldbefund nach (Braun-?) Moose und Seggen. Als Sekundärvegetation auf stehengebliebenen Torfbulten inmitten der weitgehend abgetorften Moore haben sich Birken-Kiefernbestände mit Gagelstrauch (*Myrica gale*) und Pfeifengras (*Molinia coerulea*) entwickelt, was auf vormalige oligotrophe bis mesotrophe und saure Standortverhältnisse in den Mooren hindeutet (vgl. RUDOLPHI 2001).

In vielen Bohrungen des Beckengürtels außerhalb der Moore wurden schluffige bis sandige Silikatmudden unter allenfalls schwach schluffigen Feinsanden angetroffen. Während am limnischen Charakter der hangenden Sande im Profil Barther Heide 32 und ihrer Datierung in die Jüngere Dryas nicht zu zweifeln ist (s.u.), kann zumindest die Fazies der Sande in den meisten anderen Profilen nicht sicher bestimmt werden. Gegen eine summarische Ansprache als „limnischer Sand“ spricht die Nähe zu Profilen mit eindeutiger äolischer Überdeckung, gegen eine summarische Ansprache als „äolischer Sand“ spricht die teilweise große Entfernung vom Beckenrand. Hier kann nur die analytische Bearbeitung der jeweiligen Bohrung möglicherweise zu einer faziellen Festlegung führen. Deshalb erfolgt in der geologischen Karte eine Bezeichnung als „Sand unsicherer Genese“ (Abb. 58).

Zweifelsfrei hingegen ist die Ausweisung eines sich nördlich des Beckengürtels erstreckenden Areals mit äolischen Sanden. Neben den klaren strukturellen und stratigraphischen Merkmalen der analysierten Profile Barther Heide 37 und 151 belegen in diesem Bereich auch Dünen, diesen vorgelagerte

Deflationswannen und pedostratigraphische Befunde eine äolische Sedimentation. Hinsichtlich der Vollformen sind zwei grundsätzliche Typen zu unterscheiden. Einerseits im Aufriß prominente, jedoch nur eine geringe Erstreckung im Grundriß aufweisende Parabel- und Kupstendünen. Hier deuten schwach entwickelte Böden an der Oberfläche und stärker entwickelte begrabene Podsole in der Tiefe auf ein jungholozänes Alter der Dünen hin. Die Grundrisse finden sich zumeist auch in der TK 10 (vgl. Abb. 58). Andererseits liegen Formen vor, die sich entweder als unauffällige Längsdünen mit großer Breite und geringer relativer Höhe um 1-2 m oder häufiger noch als rücken- bis schildförmige, breitgelagerte Vollformen bezeichnen lassen. Die „verschliffen“ anmutenden Formen, die normal entwickelten (Gley-) Eisenhumuspodsole an der Oberfläche und der mehrfache Nachweis begrabener Silikatmudden weisen in Zusammenhang mit den analysierten Profilen Barther Heide 37 und 151 auf ein spätglaziales Alter der Flugsande hin.

Das Areal mit äolischen Sedimenten läßt sich allerdings anhand der Bohrbefunde nur schwer gegen die Nachbarareale abgrenzen, die Arealgrenze in Abbildung 59 ist daher als stark schematisiert aufzufassen. Für das sich nordwärts anschließende Areal mit vorwiegend glazilimnischen Feinsanden kann aufgrund einer Mikroprofilierung im 0,5- bis 1 m-Bereich eine äolische Beeinflussung der Oberfläche vermutet werden, ohne daß jedoch stratigraphische Zeugen dafür überliefert sind.

Böden

Unter den Böden im Kartiergebiet dominieren Podsol- und Gleysubtypen (Abb. 59). Die Podsole höherliegender Partien sind i.d.R. als Gley-Eisenhumuspodsole ausgebildet, wobei die Gleymerkmale offenbar vielfach nur reliktsicher Natur sind: Sehr deutlich zeigt dieses das Profil Barther Heide 37 auf 4,2 m HN, für welches aus den Jahren 1998-99 eine Grundwasserganglinie vorliegt (RUDOLPHI 2001). Trotz eines sehr auffällig ausgebildeten Go-Horizontes zwischen 52-90 cm lag der Grundwasserspiegel beständig unter 250 cm u. GOF. Diese Beobachtungen korrespondieren mit Ergebnissen der forstlichen Standortkartierung auf dem benachbarten Altdarß, die ebenfalls Hinweise auf eine z.T. reliktsiche Natur von Gleymerkmalen in Gley-Podsolen geliefert hat (LANDESAMT FÜR FORSTPLANUNG MECKLENBURG-VORPOMMERN 1995). Für den Altdarß werden Hydromeliorationen der 1970er Jahre und die Auswirkungen der Trinkwassergewinnung durch das Wasserwerk „Peters Kreuz“ als Ursachen der Grundwasserabsenkung angenommen. Ob sich jedoch die tiefe rezente Lage des Grundwassers in diesem Teil der Barther Heide ausschließlich auf die meliorationsbedingte Entwässerung des südlich benachbarten Beckengürtels zurückführen läßt, erscheint fraglich.

Häufiger wurden im Nordwesten des Gebietes schwach entwickelte Podsole in Dünen sand, sogenannte „Saumpodsole“ (LANDESAMT FÜR FORSTPLANUNG MECKLENBURG-VORPOMMERN 1995), als Ausdruck jungholozäner Oberflächen erbohrt („Jungdünen“). Spätglaziale Dünen bzw. Flugsanddecken hingegen werden durch normal entwickelte Gley-Podsole gekennzeichnet („Altdünen“). Mehrfach konnte zudem in den Jahren 1997 und 1998 bei Starkwindereignissen v.a. im Frühjahr von nicht bewachsenen Äckern eine intensive äolische Sandverfachtung und die Bildung geringmächtiger Flugsanddecken bzw. äolischer Kolluvien im Windschatten beobachtet werden.

Dem stark heterogenen Substratmuster entsprechend, wechseln sich im Becken- und Kamesgürtel einerseits Erdnieder Moore, Moorgley-Gleye, Anmoorgley-Gleye und Gleye, andererseits Podsol-, Braunerde-, Lessivé- und Pseudogley-Subtypen sowie als Folge des anthropogenen Bodenabtrags Pararendzinen und Kolluvisol-Subtypen ab. Teilweise erfolgte durch die historische Torfgewinnung eine Abtorfung bis auf den mineralischen Untergrund, so daß an diesen Stellen in Verbindung mit der Entwässerung anthropogene (Rohboden-) Gleye entstanden.

Der hinsichtlich der Substrate vielfältig ausgestattete Höhenrücken im Süden wird von Braunerde-Subtypen dominiert, am Hangfuß hat sich ein Kolluvisolsaum ausgebildet.

Eine Besonderheit stellen in Plateau- oder schwacher Hanglage zwischen ca. 10-20 m HN kleinräumige Areale mit Sand-Gleyen dar. Wahrscheinlich handelt es sich um „schwebende“ Grundwasservorkommen, die sich durch lokale Vorkommen schwer wasser durchlässiger Sedimente wie Ton oder Kreide gebildet haben. In diesem Bereich konnten zweimal Kreideschollen nachgewiesen werden.

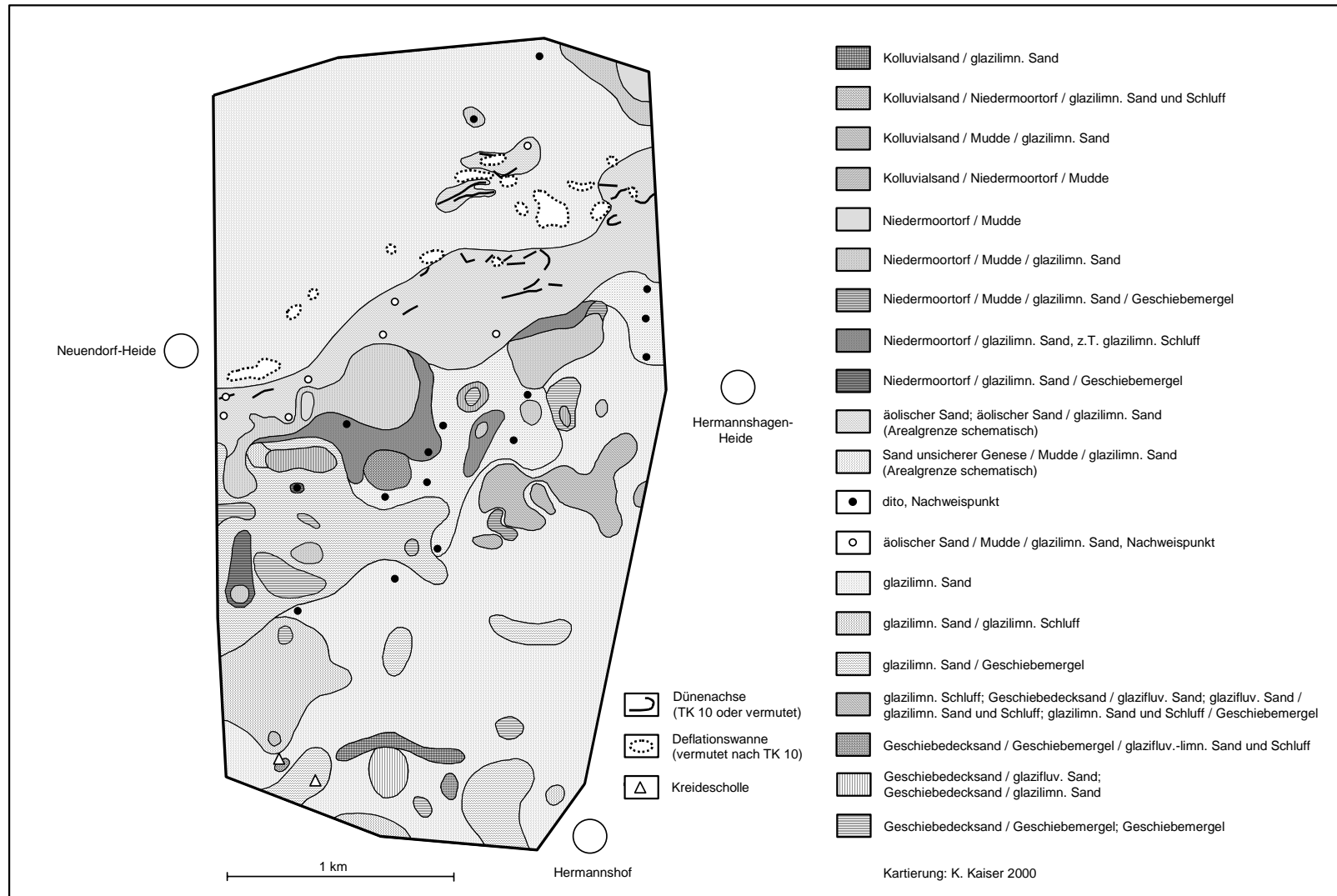


Abb. 58: Geologie im Kartiergebiet Hermannshagen-Heide.

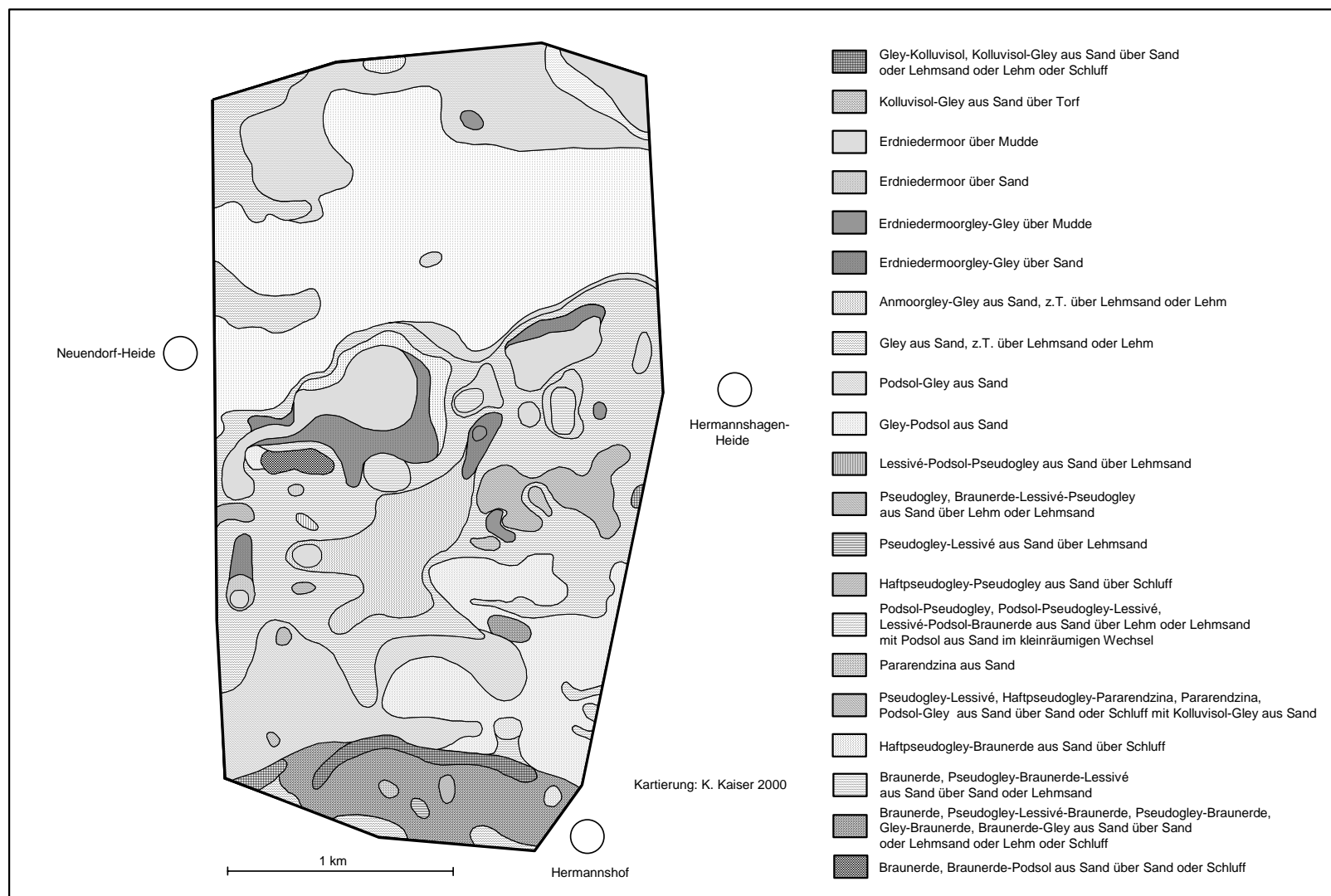


Abb. 59: Böden im Kartiergebiet Hermannshagen-Heide.

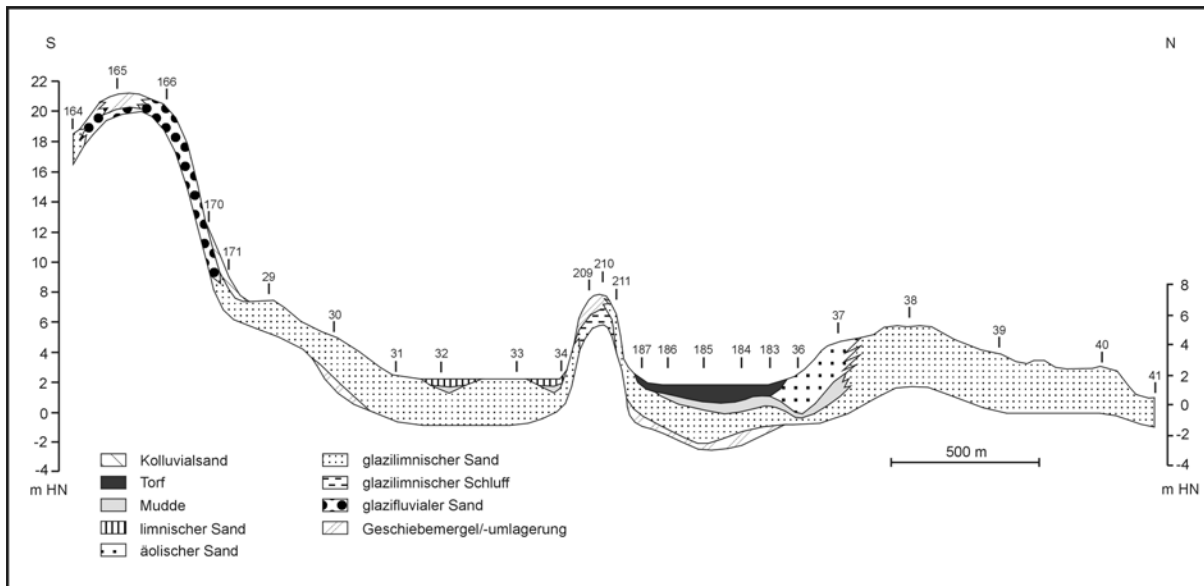


Abb. 60: Geologischer Schnitt durch das Kartiergebiet Hermannshagen-Heide.

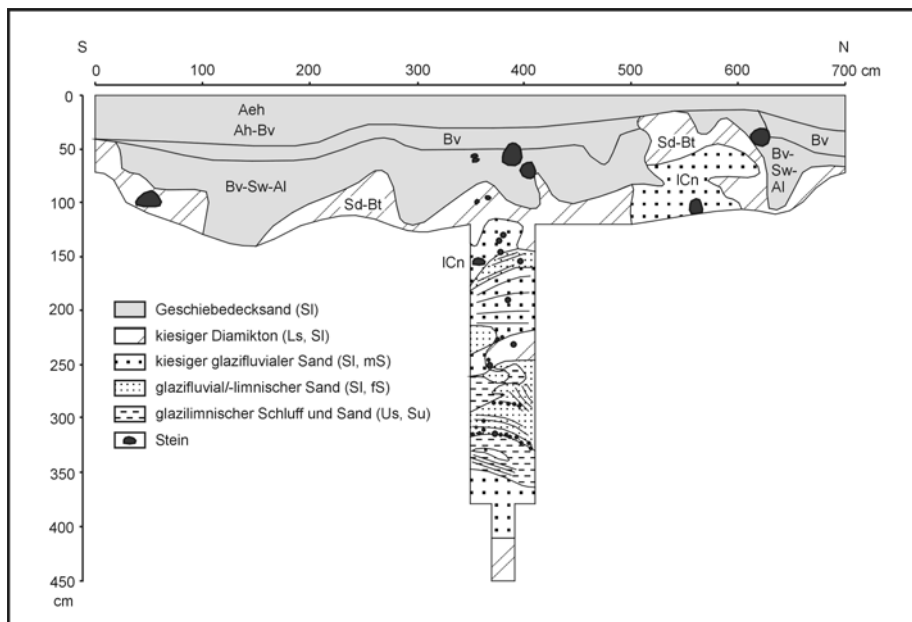


Abb. 61: Aufschluß im Topbereich einer Kuppe (Profil Barther Heide 20).

Profil Barther Heide 151

Am Rande einer Niederung mit torfüberlagerten Mudden wurde das Profil Barther Heide 151 in ebenem Gelände ergraben (Lage ca. 2 m HN; Abb. 62, 63; Anhang-Taf. 4). Auf einen basalen glazilimnischen Ton (Tu4) um ca. -1 m HN mit einem Carbonatgehalt von 50 % folgt glazilimnischer Feinsand und daran anschließend eine Serie von Mudden. Das Profil wird im Hangenden von äolischem Sand, einer geringmächtigen Torfdecke und anthropogenem Aushub abgeschlossen.

Die überwiegend als sandige Organo-Silikatmudden ausgebildeten limnischen Ablagerungen in der Mitte datieren nach dem palynologischen Befund von der Hippophae-Phase bis in die ältere Jüngere Dryas (Analyse: W. JANKE/Greifswald; vgl. Anhang-Taf. 19). Dies ergibt für den hangenden Sand eine wahrscheinliche, durch die Vielzahl weiterer Profile in der Barther Heide und auf dem Altdarß gestützte Datierung in einen jüngeren Abschnitt der Jüngeren Dryas. Für eine Deutung als äolischer Sand spricht einerseits die Schrägschichtung der Sandlagen im unteren Bereich (Schüttungsrichtung nach SE, Fallwinkel 22-28°), die als „Vorschüttlagen“ oder „Leeblätter“ („dune foresets“; z.B. REINECK & SINGH 1973, REINECK 1984, DERBYSHIRE & OWEN 1995) aufzufassen sind, andererseits

die Nachbarschaft weiterer äolisch geprägter Profile und das sich nordwärts anschließende „Dünenrelief“. Die Abfolge von Flugsand-Vorschüttlagen und dünnen Muddelagen und das Fehlen von Trockenmarken in den liegenden Mudden belegt die Schüttung der basalen Flugsande in ein Gewässer. Die sehr gute bis gute Sortierung erweist sich hingegen als nur bedingt indikativer Parameter für ein äolisches Sediment, da solche Sortierungswerte z.T. auch die liegenden limnischen Sedimente aufweisen. Auch die deutliche Mittelsandanreicherung in der hangenden Sanddecke ist, wie ein regionaler Vergleich der Faziesabfolge „glazilimnisch-äolisch“ zeigt, allenfalls als lokales Phänomen aufzufassen (s.u., vgl. Abschnitte 4.3.4.2 und 4.3.6).

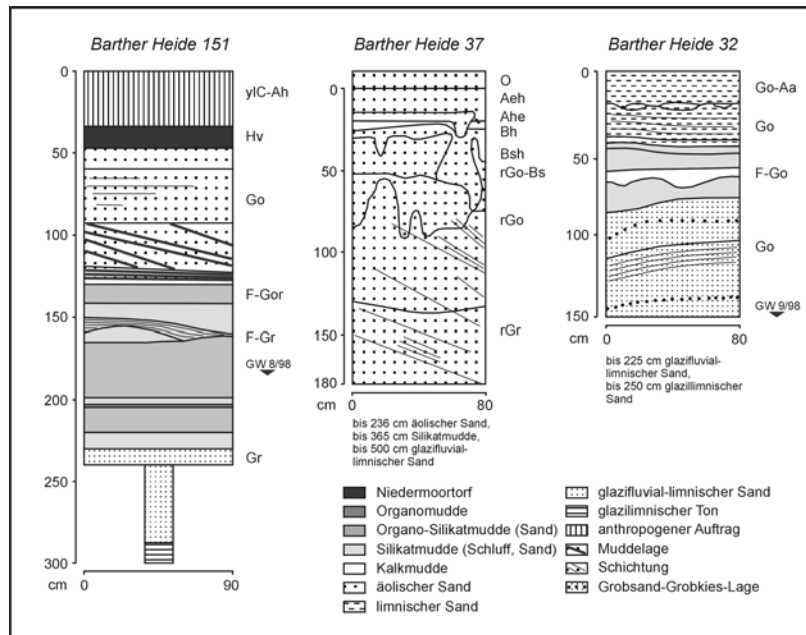


Abb. 62: Aufschlußaufnahme der Profile Barther Heide 151, 37 und 32.

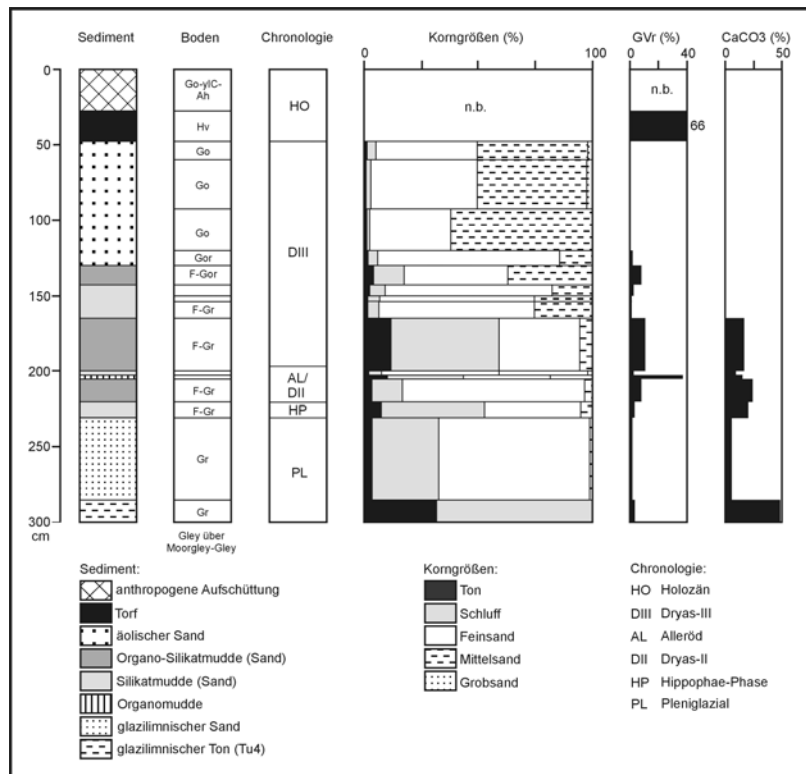


Abb. 63: Analyse von Profil Barther Heide 151.

Profil Barther Heide 37

Etwa 700 m nordöstlich von Profil Barther Heide 151, 200 m außerhalb des rezenten Beckens entfernt und auf ca. 4,2 m HN, befindet sich das Profil Barther Heide 37 (Abb. 62, 64; Anhang-Taf. 4). Zwischen 271 und 365 cm u. GOF teilt eine Silikatmudde das vollständig aus Sand bestehende Profil. Der liegende Feinsand stellt vermutlich ein glazilimnisches Sediment dar, die fazielle Ansprache erfolgt allein aus stratigraphischen Erwägungen: Weder strukturelle Merkmale (sichtbare Parallelschichtung im Bohrkern), noch granulometrische Parameter (gleiche Korngrößenzusammensetzung und Sortierung wie hangender Sand) gestatten eine wirklich eindeutige Fazieszuweisung. Bei einer Reihe weiterer Profile in der Barther Heide und auf dem Altdarß zeigt sich diese nahezu gleiche Ausprägung von liegenden und hangenden Sanden. Erst weitere sedimentologische Analysen, wie detaillierte Aufnahmen am größeren Aufschluß und Quarzkorn-Oberflächenstudien mit dem Rasterelektronenmikroskop werden hier vermutlich Gewißheit schaffen können (vgl. VAN HUISSTEDEN ET AL. 2000).

Determinierende Merkmale für eine Ansprache der spätglazialen Muddelage sind der geringe Gehalt an organischer Substanz ($GVR = < 3\%$), gut erhaltene Braunmoosreste, ein markanter Schluffgehalt bis 29 % und die durchgehende Anwesenheit von Wasser- und Sumpfpflanzen bzw. Algen im Pollendiagramm. Der Pollenbefund verweist auf eine chronologische Überlieferung von der Hippophae-Phase bis zur älteren Jüngeren Dryas (Analyse: W. JANKE/Greifswald; vgl. Anhang-Taf. 19). Die Mudde ist durch einen 28 cm mächtigen und nahezu organogenfreien Feinsandkörper in zwei Teile getrennt. Auffällig ist nach dem Pollenbefund die wahrscheinliche Datierung dieses Sandes in die Ältere Dryas, möglicherweise handelt es sich hier um ein äolisches Sediment.

Die äolische Genese des Decksandes hingegen wird klar belegt durch eine ausgeprägte Schrägschichtung (Schüttungsrichtung nach SE, Fallwinkel $24-36^\circ$) und zusätzlich noch durch eine wellige Struktur der Geländeoberfläche. Die obersten 15 cm des hierin entwickelten (Relikt-) Gley-Podsols zeichnen sich gegenüber dem darunter liegenden Horizont durch einen deutlichen Anstieg im Schluffgehalt von 8 auf 17 % aus: Es handelt sich um ein Phänomen, das sich in ähnlicher Größenordnung in nahezu allen weiteren vorzustellenden Profilen im Beckensandgebiet beobachten läßt und möglicherweise als Ausdruck einer relativ alten Landoberfläche aufzufassen ist (vgl. Abschnitt 4.3.6). Die Datierung der begrabenen Mudde und stratigraphische Überlegungen stützen ein jungdryaszeitliches Alter des hangenden äolischen Sandes.

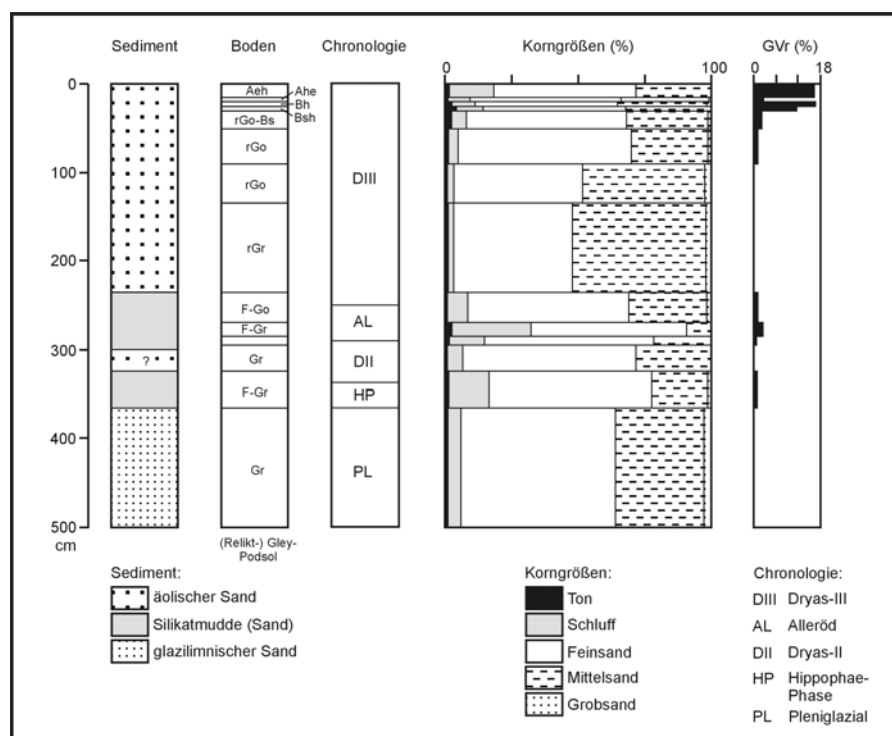


Abb. 64: Analyse von Profil Barther Heide 37.

Profil Barther Heide 32

Während die vorstehend beschriebenen Profile aus dem Grenzbereich von der äolischen Sandplatte zum Beckengürtel stammen, liegt das Profil Barther Heide 32 inmitten des Beckengürtels (Abb. 62, 65; Anhang-Taf. 5). Auffälliges Merkmal ist zwischen 60-70 cm u. GOF eine molluskenführende Kalkmudde mit 84 % Carbonatgehalt. Der Pollenbefund läßt eine eindeutige Datierung in das Alleröd zu. Reichlich vorhandene Pollen von Wasser- und Sumpfpflanzen bzw. Algen bestätigen die Ansprache als limnisches Sediment (Analyse: W. JANKE/Greifswald; vgl. Anhang-Taf. 20). Eingeschlossen ist die Kalkmudde von Schluff- und Sandmudden der Älteren bzw. der Jüngeren Dryas. Die tieferen liegenden Sedimente sind glazilimnische und glazifluvial-limnische Feinsande, letztere mit schwacher Schrägschichtung (Schüttungsrichtung nach NW, Fallwinkel 15°) und zwei Grobsand-Grobkies-Lagen. Das Decksediment ist ein limnischer Sand aus einem jüngeren Abschnitt der Jüngeren Dryas.

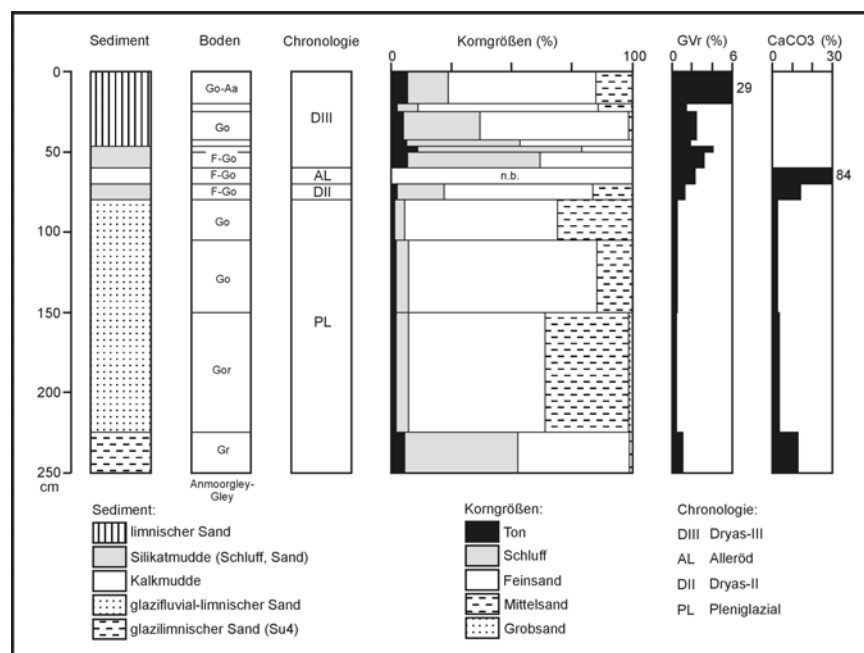


Abb. 65: Analyse von Profil Barther Heide 32.

4.3.3.2 Analyse weiterer Schnitte und Einzelprofile in der Barther Heide

Im östlichen Teil der Barther Heide wurden drei Teilbecken durch Schnitte mittels Rammkern- und Nutstangenbohrungen untersucht sowie drei Einzelprofile aus dem Schnitt Planitz analysiert (Abb. 66). Die erreichte Basis der Profile bildet in allen Schnitten glazilimnischer Schluff, gefolgt von glazifluvialen und glazilimnischen Sanden. Regelhaft finden sich an den Niederungsrändern spätglaziale äolische Sande, die Silikat- und Organo-Silikatmudden überlagern und zumeist als Flugsanddecken ausgebildet sind. Selten finden sich hingegen morphologisch deutlich ausgebildete Dünen.

Im Profil Barther Heide 9, aufgeschlossen beim Bau der Biogasanlage Barth-Planitz (Anhang-Taf. 6; vgl. KAISER 2001), ergab die Pollenanalyse einer deutlich geschichteten Organo-Silikatmudde zwischen 40-65 cm u. GOF eine Datierung von der Älteren Dryas bis zur älteren Jüngeren Dryas (Analyse: W. JANKE/Greifswald, vgl. Anhang-Taf. 20). Faziell deutet der Pollenbefund durch den Nachweis von Algen zunächst ein Kleingewässer an, das später verlandete und von einem Gehölz abgelöst wurde.

Für das Profil Barther Heide 19 kann in Analogie zu den bislang vorgestellten pollenanalytisch bearbeiteten Profilen gleichfalls ein spätglaziales Alter einer von Flugsanden überdeckten Silikatmudde angenommen werden (Anhang-Taf. 5; vgl. KAISER 2001).

Das Profil Barther Heide 147 am Lee-Fuß einer morphologisch auffälligen, verästelten Längsdüne weist hingegen aufgrund der geringen Bodenentwicklung in Form eines Sand-Regosols auf ein jungholozänes, vermutlich mittelalterliches bis neuzeitliches Alter der äolischen Sedimentation hin

(Anhang-Taf. 6; vgl. KAISER 2001). Die in diesem Teil der Barther Heide sehr häufigen, als quasi-anthropogene Formen zu deutenden Kupsten- oder Haufendünen (LOUIS & FISCHER 1979) und der Umstand, daß dieses Areal noch am Ende des 17. Jh. Weide-, vermutlich sogar Heideland war (CURSCHMANN 1952), stützen einen jungen Datierungsansatz.

Im höchsten Teil der Barther Heide um 8 m HN sind bei ingenieurgeologischen Untersuchungen „Torflagen“ unter 3-4 m mächtigen, vermutlich äolischen Sanden gefunden worden (HANSCHKE & LISKOW 1994). Zwar wurde dieses Vorkommen bislang noch nicht näher analysiert, doch läßt sich in Analogie zu einer ähnlichen Stratigraphie am Wasserwerk Peterskreuz auf dem Altdarß ein spätglaziales Alter der „Torflagen“ als auch der hangenden äolischen Sande vermuten (vgl. Abschnitt 4.3.4.2).

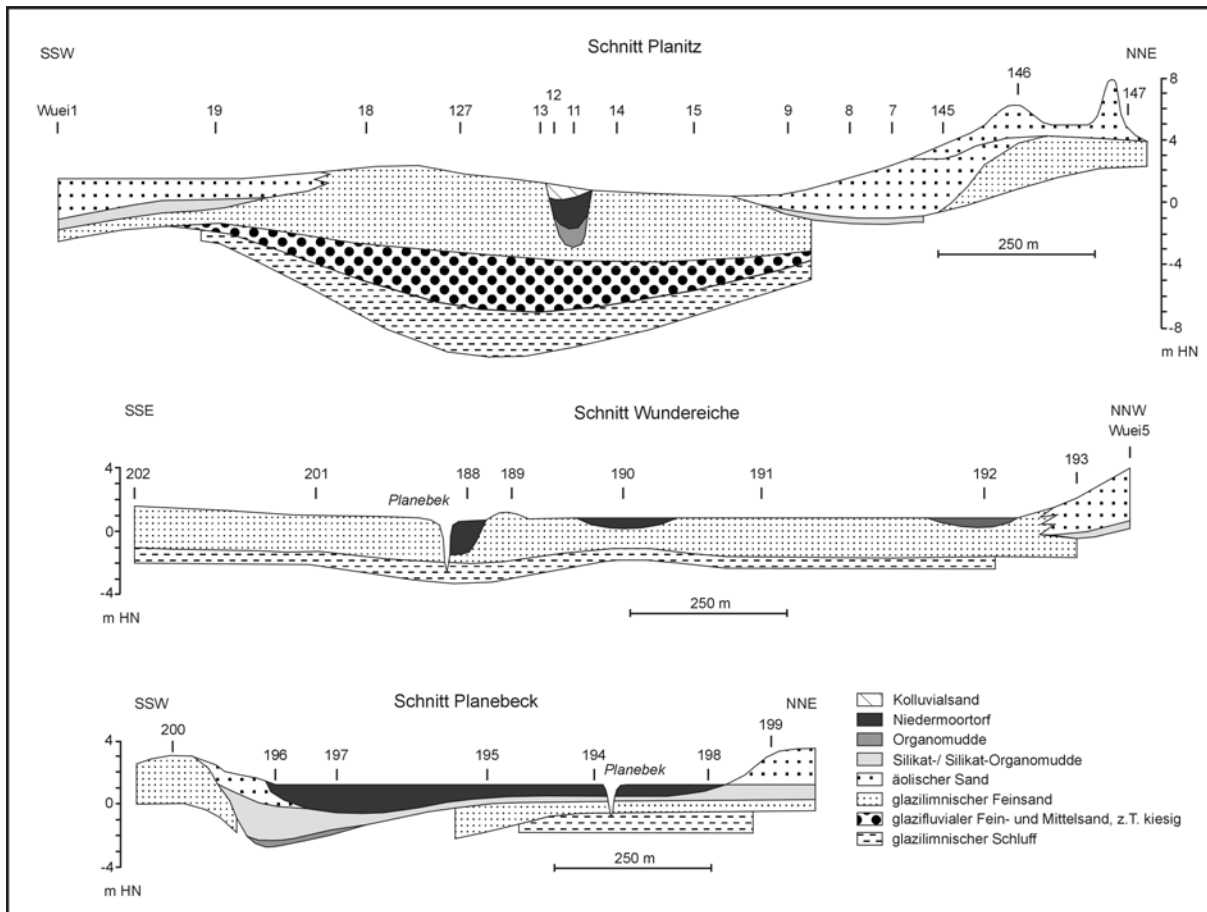


Abb. 66: Geologische Schnitte aus dem Ostteil der Barther Heide.

4.3.4 Teilgebiet Altdarß

4.3.4.1 Kartiergebiet „Prerower Torfmoor“

Allgemeines

Für den Altdarß war durch ältere Brunnenbohrungen im Bereich des Wasserwerkes Peterskreuz um ca. 4-7 m HN die folgende Beckenstratigraphie bekannt: Auf einen basalen W3-Geschiebemergel folgen relativ geringmächtige glazilimnische Tone und Schluffe, daran anschließend mächtige glazilimnische Sande. Die Mächtigkeit der spätpleistozänen Beckenablagerungen erreicht ca. 20-25 m. Geologische Karten verschiedener Maßstäbe stellen Teile des Altdarßes bedeckt von holozänen äolischen Sanden dar (GEOLOGISCHER DIENST SCHWERIN 1957, GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN 1995). Die Lithofazieskarte Quartär (GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN 1986) zeigt unmittelbar südlich von Peterskreuz ein nahezu kreisförmiges, ca. 800 m Durchmesser aufweisendes Vorkommen von „holozänem Dünensand über holozänem Torf über glazilimnischem Sand“. Die Mächtigkeit des hangenden Sandes beträgt nach dieser Darstellung ca. 4 m!

Analog zur Barther Heide fehlen auf dem Altdarß größere Aufschlüsse. Auch das markante, teilweise fast 10 m hohe fossile Kliff, das den Altdarß vom holozänen Neudarß trennt (KOLP 1978, 1982, JANKE & LAMPE 1998, SCHUMACHER & TIEPOLT 1999, TIARKS 1999, SCHUMACHER 2000), ist vollständig bewachsen und ermöglicht keinen Einblick in die Schichtenfolge. Die Arbeiten in diesem Gebiet konzentrierten sich nach einer Überblicksbegehung, die die Existenz weit verbreiteter flacher äolischer Formen bestätigte (vgl. Abb. 89), auf zwei Räume: Einerseits wurde am Nordost-Rand des Altdarßes ein für die hiesigen Verhältnisse stark gegliedertes und profiliertes Kleinbecken-Dünenareal im Detail geologisch-bodenkundlich kartiert. Andererseits wurden eine Reihe von Rammkernsondierungen im Hinblick auf das oben erwähnte Torfvorkommen unter Dünensand bei Peterskreuz angesetzt. Ergänzend ergab sich die Möglichkeit, im Mai 1999 das Abteufen von zwei neuen Brunnen für das Wasserwerk Peterskreuz zu beobachten und zu beproben.

Für eine nähere Bearbeitung des Prerower Torfmoores auf halben Wege zwischen Wieck und Prerow sprach die Vergesellschaftung tiefer vertorfte Kleinbecken (FUKAREK 1961, LANDESAMT FÜR FORSTPLANUNG MECKLENBURG-VORPOMMERN 1995) und deutlich ausgeprägter Parabeldünen. Da mächtigere holozäne See- und Moorablagerungen ansonsten auf dem Altdarß fehlen, bestand hier die Hoffnung, eindeutige fazielle und chronologische Marken der Sediment- und Formensukzession auf dem Altdarß zu erhalten. Die Geländearbeiten fanden im Rahmen eines Kartierpraktikums des Geographischen Instituts der Universität Greifswald im August 1999 unter der Leitung des Verfassers statt. Die Kartierung diente gleichzeitig dazu, für ein in diesem Raum zu plzierendes Pollendiagramm (KAFFKE 1999, KAFFKE & KAISER in Vorb.), einen geeigneten Profilstandort ausfindig zu machen.

Neben den 119 eigenen Bohrungen, wobei 34 Bohrungen eine Tiefe zwischen 2 und 6 m erreichten, konnten einige Profile der Forstlichen Standortserkundung genutzt werden (Abb. 67).

Die trockeneren Sandstandorte des Gebietes werden von adlerfarnreichen Kiefernforsten, die sämtlich entwässerten organischen und mineralischen Naß- und Feuchtstandorte hingegen von Moorbirken-Kiefern-, Moorbirken- und Erlenbeständen bestockt. Vermutlich im 19. Jh. oder zu Beginn des 20. Jh. wurden große Teile des Prerower Torfmoores flach abgetorft. Ein Moorkessel zwischen den Ästen einer Parabeldüne nördlich des N-Gestells blieb davon jedoch ausgenommen. Hier wurde das Pollenprofil „ADP“ entnommen (vgl. Anhang-Taf. 6).

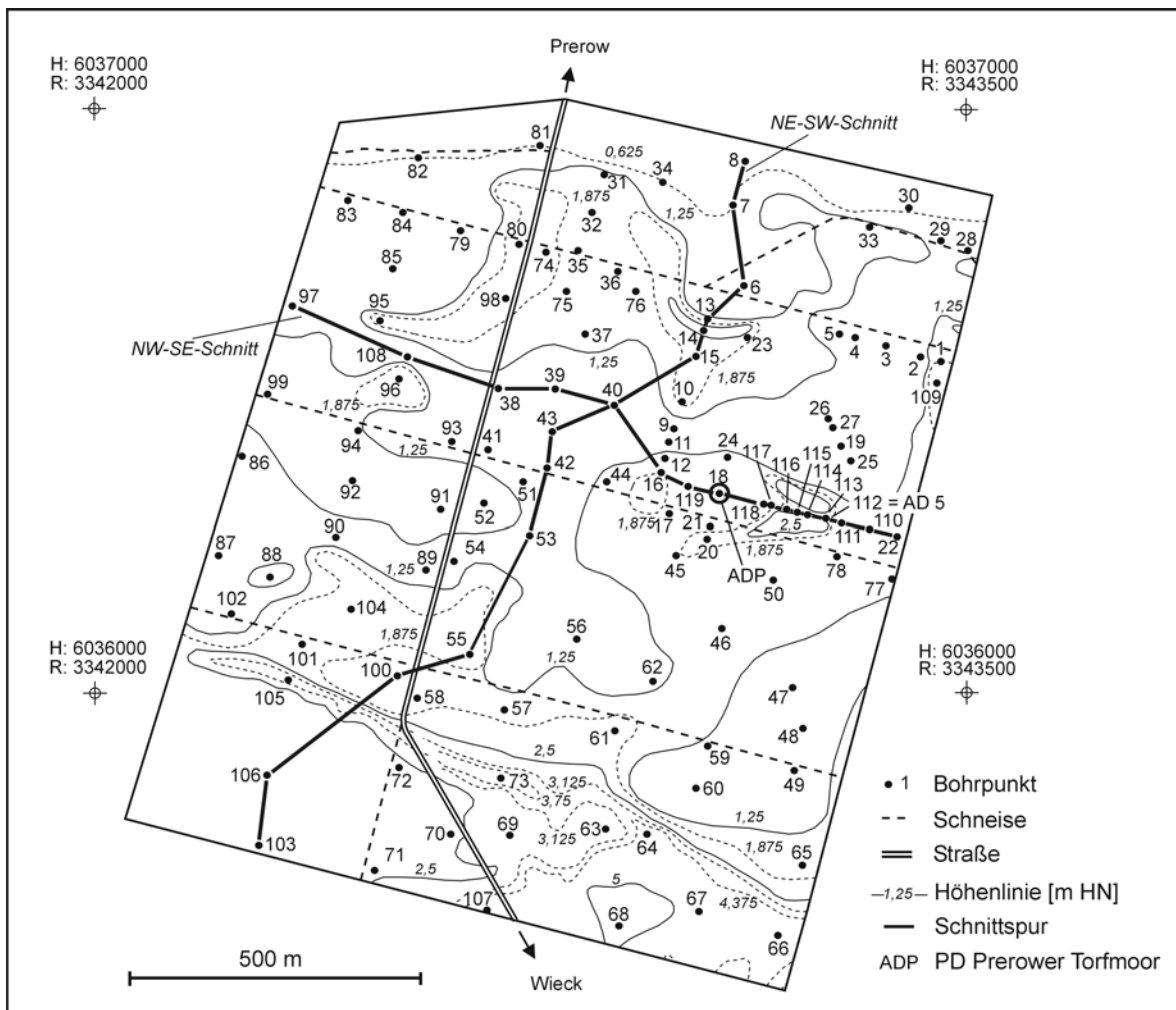


Abb. 67: Bohr- und Aufschlußpunkte, Schnittspuren sowie Höhenlinien im Kartiergebiet Prerower Torfmoor.

Geologie und Geomorphologie

Das ca. 1,2 km² große Kartiergebiet „Prerower Torfmoor“ grenzt im Norden an eine bis Prerow reichende holozäne Küstenniederung, ein kleines dazugehöriges Areal torfüberdeckter mariner Sande wurde am nördlichen Kartenrand kartiert (Abb. 68). Die bis ca. 5 m HN reichenden Platten werden hauptsächlich von glazilimnischen Feinsanden aufgebaut, wobei der hangende Bereich z.T. von nicht klar abzutrennenden äolischen Sanden gebildet wird. Diese lassen sich nur im Falle eindeutig ausgebildeter Parabel- und Längsdünen ausweisen. Im Gegensatz zum Gebiet um Peterskreuz auf dem Altdarß oder zur Barther Heide konnten auf den Platten auch tiefere Bohrungen um 3-4 m keine Torfe, Mudden oder Bodenbildungen aufschließen. Nur in einem Falle gelang mit dem Profil Altdarß 5 am Leehang einer Parabeldüne der Nachweis einer begrabenen Landoberfläche (s.u.).

Auffallendes morphologisches Merkmal sind einige kessel- bzw. rinnenförmige Hohlformen im Gebiet (Abb. 69). Sie werden von bis zu 4,3 m mächtigen Torfen aufgefüllt und können an der Basis dezimetermächtige Silikat- und Organomudden aufweisen. Mehrfach bilden Dünen die unmittelbare Begrenzung der Hohlformen.

Eine Datierung des Beginns der limnisch-telmatischen Beckenfüllung ergibt hinsichtlich der Hohlformen- und benachbarten Dünenbildung einen *terminus ante quem*. Aus diesem Grund wurde mit Unterstützung des Nationalparkamtes Vorpommersche Boddenlandschaft die Bearbeitung eines Pollendiagramms im Bereich der Bohrung 18 angeregt (Diagramm „ADP“, KAFFKE 1999, KAFFKE & KAISER in Vorb.; vgl. Abb. 70, 71). Zwar liegt mit dem „Diagramm I“ an identischer Stelle bereits ein Pollendiagramm vor (FUKAREK 1961), doch gestatten methodische Fortschritte und radiometrische Datierungen präzisere bzw. erweiterte Schlußfolgerungen gegenüber dem älteren Diagramm.

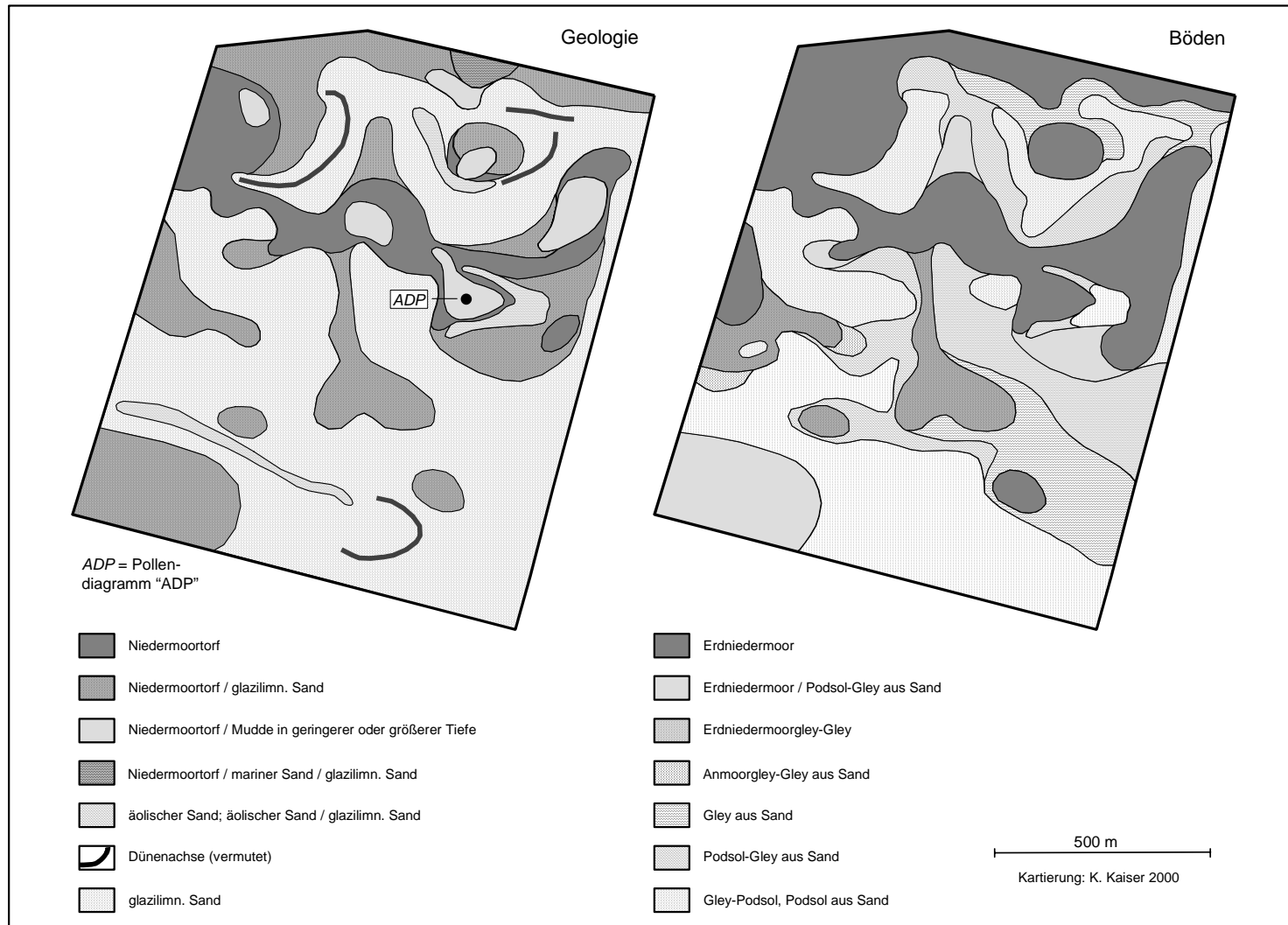


Abb. 68: Geologie und Böden im Kartiergebiet Prerower Torfmoor.

Über der Basis aus Feinsand folgt von 425–418 cm u. GOF eine Sand-, danach Organomudde, die nach dem palynologischen Befund in die ausklingende Jüngere Dryas gestellt werden kann. Im Bereich 418–370 cm u. GOF, dem Präboreal zuzurechnen, liegt hangendwärts eine Sedimentabfolge Organomudde/muddiger Torf/Seggen-Braunmoostorf vor. Seggen-Braunmoostorfe und hochzersetzer Torf im oberen Bereich kennzeichnen bis 300 cm u. GOF das nachfolgende Boreal, allgemein Torfe das mittlere und jüngere Holozän. Hinsichtlich der lokalen hydrologischen Entwicklung läßt sich ein Gewässer in der Jüngeren Dryas schlußfolgern, welches im Verlaufe des Präboreals verlandete. Nach einer Seggenried-Phase im Boreal, bewaldete das Moor zeitweise im Atlantikum. Noch im endenden Atlantikum vernäbte das Moor wiederum und erfuhr im Subboreal und Subatlantikum eine hauptsächliche „Speisung über Regenwasser“ (KAFFKE 1999: 7).

Hinsichtlich einer hydrogenetischen Typisierung des Prerower Torfmoores *sensu* SUCCOW & JOOSTEN (2001) liegt eine Abfolge Gewässer, Verlandungsmoor, Versumpfungsmoor und „Versumpfungsmoor mit stärkerer Niederschlagsernährung“ vor. Der Typ „Kesselmoor“, definiert über „Kessellage, abflußgehemmten Untergrund und ... Speisung durch Zwischenabfluß“ (SUCCOW & JOOSTEN 2001: 379), ist aufgrund einer Einbettung des Moores in grundwassergesättigte Sande, der schwachen Reliefenergie und der Identität von Moor- und Grundwasser Oberfläche auszuschließen.

Eindeutig ist hingegen der *terminus ante quem* für die Bildung der Parabeldüne, zwischen deren Ästen die vermoorte Hohlform liegt. Bei Berücksichtigung der prinzipiell ähnlichen Stratigraphie in den Becken der Umgebung kann von einer Bildung der Dünen in der älteren Jüngeren Dryas oder davor ausgegangen werden. Unter Einschluß weiterer datierter Profile auf dem Altdarß und in der Barther Heide (vgl. Abschnitte 4.3.4.2, 4.3.3) läßt sich dabei die Jüngere Dryas wahrscheinlich machen. In den als „Deflationswannen“ zu deutenden Rinnen und Kesseln ist demzufolge während der Bildungsphase in einem älteren Abschnitt der Jüngeren Dryas ein gegenüber heute um mindestens 5–6 m tieferer Grundwasserspiegel anzunehmen! Die Sedimente ab dem Präboreal belegen mit Glühverlustwerten von mehr als 85 % und nur geringen Schwankungen eine lokale morphodynamische Stabilität im Holozän.

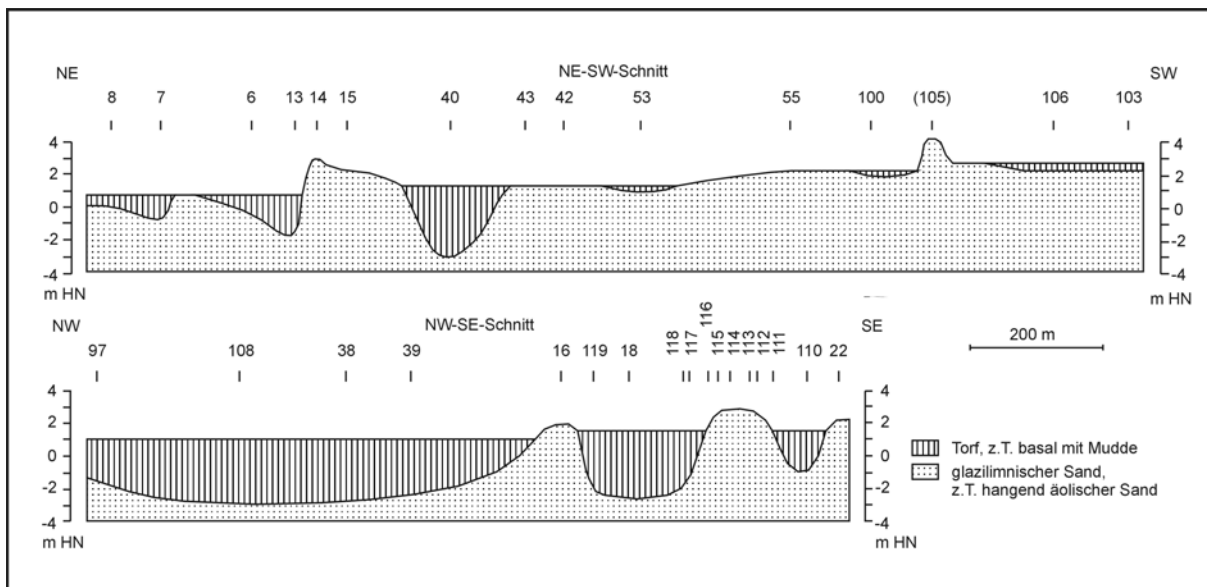


Abb. 69: Vereinfachte geologische Schnitte durch das Kartiergebiet Prerower Torfmoor.

Unklar bleibt die Tatsache, warum allein im Gebiet des Prerower Torfmoores ein so „expressives“ spätglaziales Dünenrelief ausgeprägt ist: Weder die Barther Heide noch der Rest des Altdarß weisen eine vergleichbare Vergesellschaftung tiefer Hohlformen und äolischer Vollformen aus. Während an der äolischen Genese der Vollformen aus geomorphologischen und stratigraphischen Gründen nicht zu zweifeln ist, läßt sich bezüglich der Hohlformen zunächst auch eine toteisbedingte Anlage in Betracht ziehen. Dieses vielleicht um so mehr, da das Kartiergebiet nahe den, als solche z.B. von JANKE (1986) postulierten Toteis-Austauhohlformen der späteren Bodden liegt. Folgt man dieser Überlegung, so

muß die Dünenbildung *vor* der Hohlformenbildung erfolgt sein. Gegen eine Toteisgenese spricht allerdings die auffällige Lage zweier Hohlformen genau zwischen den Schenkeln von Parabeldünen und ihre Position vor der Düne, d.h. in Weh-Richtung aus dem Westsektor. Eine höhere Wahrscheinlichkeit besitzt demzufolge eine vollständige äolische Genese des lokalen Reliefs!

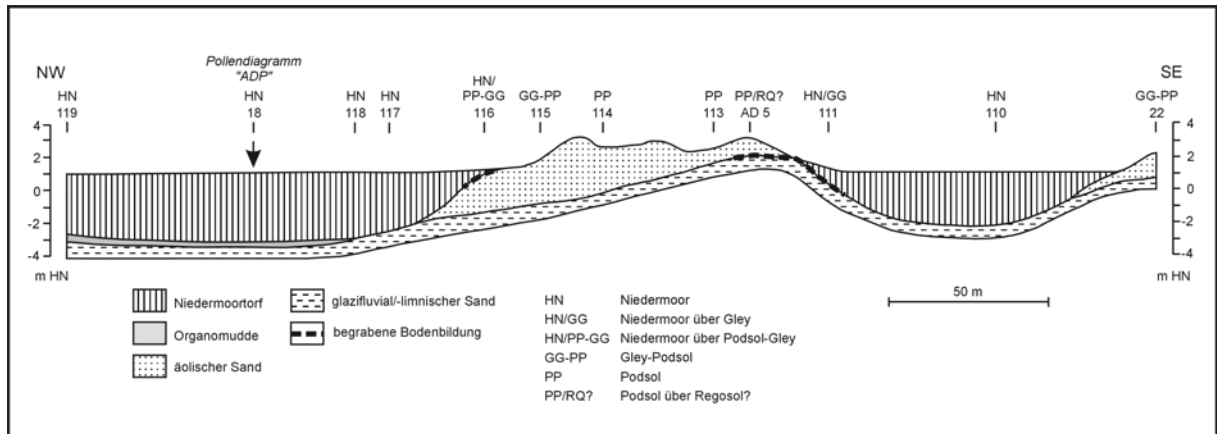


Abb. 70: Geologisch-bodenkundlicher Schnitt durch die Parabeldüne nördlich des N-Gestells.

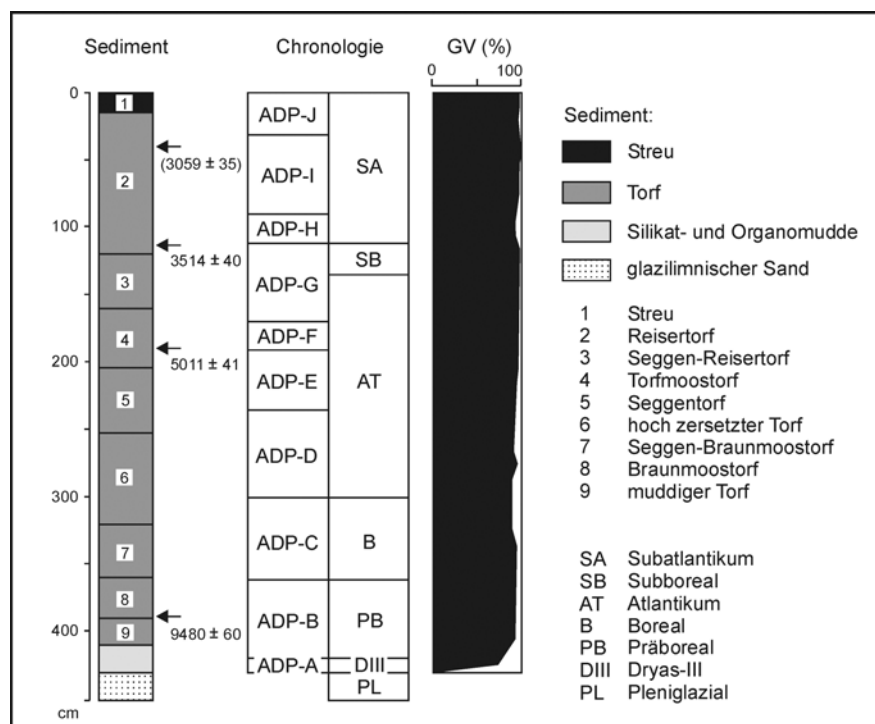


Abb. 71: Analyse von Profil ADP (Prerower Torfmoor).

Böden und Profil Altdarß 5

Dominierende Bodensubtypen der höheren Bereiche im Kartiergebiet sind Gley-Podsole und Podsol-Gleye (Abb. 68). Auf großer Fläche - auch auf den Dünen - lassen sich die Podsole als normal entwickelte bzw. „reife“ Eisenhumuspodsole mit der (idealen) Horizontfolge Aeh/Ahe/Bh/Bsh/Bs-... und einer Entwicklungstiefe von mehr als 40 cm ansprechen. Daraus leitet sich im Gegensatz zu den gering entwickelten „Saumpodsole“ auf Jungdünen des Altdarß bei Wieck und auf großen Flächen des Neudarß i.d.R. ein relativ hohes, spätglaziales oder frühholozänes Alter der Oberfläche ab (KOPP 1969, 1973, SCHRÖTER 1993, LANDESAMT FÜR FORSTPLANUNG MECKLENBURG-VORPOMMERN 1995, REUTER 1999).

Das Profil Altdarß 5 am Leehang einer Parabeldüne der Jüngerer Dryas (s.o.) zeigt als einziges Profil außerhalb der Moore eine begrabene Bodenbildung unter Flugsand (Abb. 72, 73; Anhang-Taf. 7). In den 110 cm mächtigen äolischen Feinsanden des Hangenden hat sich ein Eisenhumuspodsol entwickelt, dessen Entwicklungstiefe aufgrund der unmittelbaren Lage am Dünenhang geringfügig reduziert ist. Auch ist hier die ansonsten im Gebiet charakteristische Rohhumusauflage von 20-40 cm gestört und nur ca. 10 cm mächtig. An der NW-Seite der Schauwand stört eine grubenartige Vertiefung bis fast 100 cm Tiefe die Horizontfolge. Diese hauptsächlich aus umgelagertem Ahe-Material und mehreren dünnen Lagen mit Oh-Material bestehende Grubenfüllung ist offensichtlich sehr jungen Alters und kann als Baumwurfgrube interpretiert werden. Analog zu weiteren Profilen auf dem Altdarß und in der Barther Heide besitzt die Oberfläche des hangenden Bodens eine deutliche Schluffanreicherung von ca. 12 % gegenüber dem darunter liegenden Substrat. Die Ansprache als solches, rechtfertigen die geomorphologische Position am Dünenhang und der Nachweis einer äolischen Schrägschichtung ("Leeblätter") mit einem Einfallen nach Südosten und Fallwinkeln bis 8 Grad.

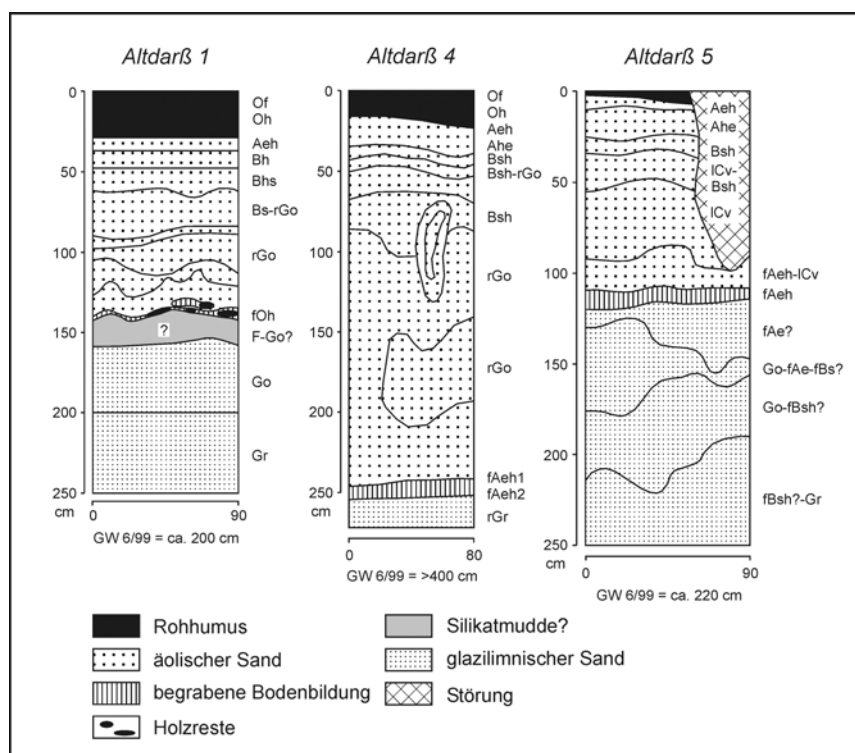


Abb. 72: Aufschlußaufnahme der Profile Altdarß 1, 4 und 5.

Der begrabene fAeh-Horizont ist gegenüber den begrenzenden Horizonten durch eine deutliche Schluffanreicherung um 8 % bzw. 6 % und durch einen reduzierten Glühverlust von 2 % gegenüber 0,5 % bzw. 0,3 % gekennzeichnet. Das bodenbildende Substrat wird lokalgeologischen Erwägungen zufolge als glazilimnischer Feinsand angesprochen. Auffällig sind fingerförmige Ausstülpungen insbesondere in den hangenden Horizont. Bemerkenswert erscheint die mächtige Ausbildung der nachfolgenden, als fAe-, Go-fAe-fBsh- und Go-Bsh-Bildungen (?) angesprochenen Horizonte. Nimmt man eine zusammengehörende Bildung der begrabenen Horizonte durch vertikale Podsolierung an, so läge ein ungewöhnlich mächtiger begrabener Podsol unter einem normal entwickelten Podsol vor, wobei sich letzterer in einer äolischen Sanddecke entwickelt hat. Eine Alternative wäre hier die Annahme einer auch lateral wirksam gewesenen jüngeren Podsolierung (vgl. SOMMER ET AL. 1997). Dabei mag das Vorhandensein eines fAeh-Horizontes in Grundwassernähe und die topographische Position am Dünenfuß unmittelbar im Randbereich eines Moorkessels zu einer Konzentration von aus der weiteren Umgebung eluierten Fulvosäuren und Sesquioxiden geführt haben. Daß mit der Ausbildung eines tieferen, an die Grundwasseroberfläche gebundenen zweiten „Bh-Stockwerkes“ gerechnet werden kann, belegen einige Profile, so z.B. ein Bh-Gr-Horizont in 235-240 cm Tiefe im Profil

Alt darß 109 (KAISER 2001: Anhang-Tab. 48). Auf den allgemein höheren Podsolierungsgrad von Gley-Podsolen gegenüber Podsolen und Podsol-Gleyen verweist DIETRICH (1958) u.a. nach Untersuchungen in der Rostocker Heide.

Merkmale, wie die Lithostratigraphie, die signifikante Schluffanreicherung im fAeh und die fingerförmigen Ausstülpungen des fAeh, führten zunächst zur Vermutung eines spätglazialen Alters sowohl des begrabenen Bodens als auch der äolischen Sanddecke (KAISER 2001). Die später durchgeführten OSL-Analysen ergaben jedoch in der Flugsanddecke Daten von $1,84 \pm 0,12$ ka bis $3,18 \pm 0,21$ ka und im begrabenen Boden von $5,69 \pm 0,39$ ka (Analyse: A. HILGERS/Köln; Abb. 88, Anhang-Tab. 24). Für diesen unerwarteten Befund werden zwei Hypothesen formuliert. Hypothese 1: Unter der Annahme, daß die OSL-Daten korrekt sind, spiegelt sich in diesem Profil offensichtlich ein lokales äolisches Ereignis aus dem Jungholozän wieder, ohne daß dieses ein Signal im Pollendiagramm „ADP“ hinterlassen hat. Problematisch ist bei dieser Deutung das junge Alter des begrabenen Bodens. Hypothese 2: Die OSL-Daten sind nicht korrekt.

Neben den von historischem Torfabbau und anhaltender Entwässerung geprägten mächtigeren Erdniedermooren konnten drei größere Areale mit geringmächtigen Erdniedermooren über Podsol-Gleyen kartiert werden. Die 20-60 cm starken Torfauflagen sind allerdings im oberen Bereich kaum von den Rohhumusauflagen zu trennen, die sich nach der Standortsentwässerung entwickelt haben. Ein Überwachsen der älteren Oberfläche durch Torf hat vermutlich im Subatlantikum stattgefunden. Ähnliche Befunde zur Transgression podsolierter Landoberflächen durch nährstoffarme Torfe liegen aus Nordwestdeutschland und aus dem Berliner Raum vor (KUNTZE ET AL. 1994, ALAILY & BRANDE 1999).

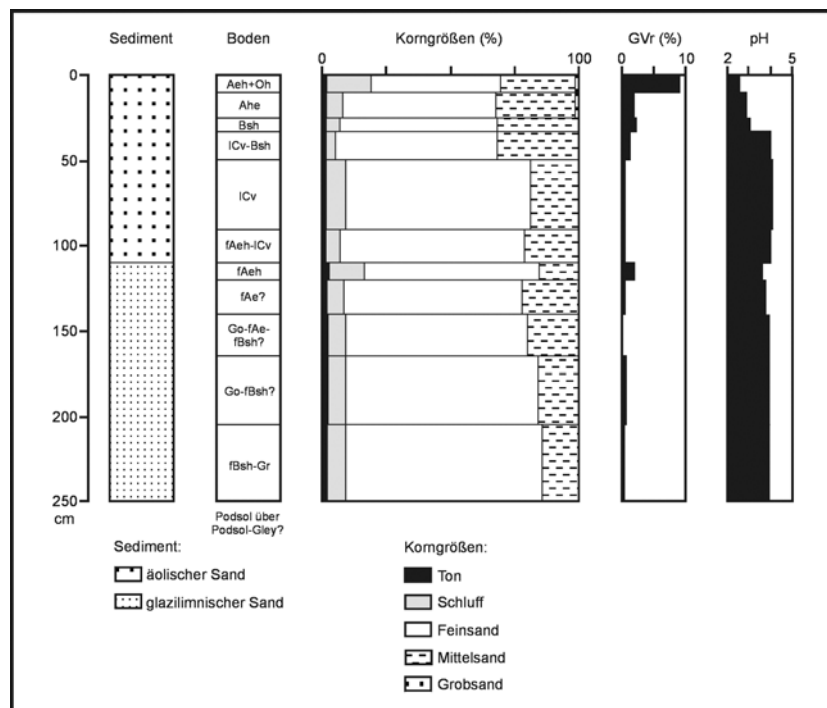


Abb. 73: Analyse von Profil Alt darß 5.

4.3.4.2 Analyse von Einzelprofilen auf dem Altdarß

Profil Altdarß 6

In der Umgebung des Wasserwerkes Peterskreuz zwischen 4 und 7 m HN wurden seit den 1950er Jahren mehr als 60 i.d.R. 20-22 m tiefe Bohrungen zur Wassergewinnung abgeteuft. Nur die Bohrung Prerow 8/55 aus dem Jahre 1955 ca. 1500 m nordwestlich vom Profil Altdarß 6 durchteufte die gesamte quartäre Schichtenfolge von 59,5 m Mächtigkeit bis zur Quartärbasis aus tertiärem Ton und Grünsand (KOPLINIG & FLIEGNER 1956). Diese und die 4000 m südlich von Prerow 8/55 gelegene Bohrung Born 9/55 trafen einen ersten Geschiebemergel unter Beckensedimenten in 22,3 m (= -16,1 m HN) bzw. in 20,9 m (= -15,6 m HN) Tiefe an und ergaben eine Mächtigkeit der zwischen diesem Geschiebemergel und den hangenden Sanden lagernden Beckentonen und -schluffen von 2,8 m bzw. 4,9 m (Abb. 74).

Das im Mai 1999 zum Bau eines Trinkwasserbrunnens abgeteuft Profil Altdarß 6 gestattete einen detaillierten Einblick in die spätpleistozäne Schichtenfolge des Altdarßes. Bei einer Endteufe von 21 m wurde der obere Bereich bis 5 m als Trockenbohrung mittels Schnecke, der untere Bereich mittels Spülbohrung aufgeschlossen. Probengut aus nahezu jedem Meter ermöglichten makroskopische Sedimentansprachen und Laboranalysen. Bedingt durch die Bohrtechnologie, ließ sich in den sandigen Profilmereichen keine Schichtung aufnehmen.

Im Liegenden wurde ein Sand (Su2) aufgeschlossen, der gerundete Kiese führt und als glazifluvialer Sand angesprochen wird, wobei es zu bedenken gilt, ob nicht die Spülung zur Aufarbeitung des hier eigentlich zu erwartenden Geschiebemergels geführt hat. Daran anschließend folgen 3 m mächtige glazilimnische Schluffe (Ut3-4), deren Korngrößenmaximum im Mittelschluffbereich liegt und die Carbonatgehalte zwischen 20-27 % aufweisen. Mehrfach konnte an „Probenklumpen“ eine Laminierung beobachtet werden, was zur Vermutung eines insgesamt gewarvten Sedimentes führt. Die, verglichen mit dem hangenden Sand, vergleichsweise hohen reduzierten Glühverluste um 2 % stellen vermutlich keine wirklichen Gehalte an organischer Substanz dar, sondern lassen sich als das „Ausschwitzten“ von in den Sedimentpartikeln gebundenem Kristallwasser interpretieren (vgl. SCHLICHTING ET AL. 1995). Mit einem sehr scharfen Übergang folgen bis 9 m u. GOF Mittelsande, danach Feinsande bis zu einem begrabenen Boden zwischen 2,2-2,6 m u. GOF. Auffällig ist die Homogenität der Sande, keinerlei feinkornreiche oder organische Lagen gliedern die Ablagerungen. Eine Besonderheit stellen zuweilen auftretende „Kohleflitter“ dar, vermutlich handelt es sich hierbei um umgelagertes tertiäres Material. Im Bereich 6-7 m u. GOF und 8-10 m u. GOF wurden wenige gut gerundete Fein- und Mittelkiese aus dem Probengut ausgelesen: Ihr solitärer Charakter und der Umstand, daß das sie bergende Sediment keine signifikante Vergrößerung aufweist, macht eine Deutung als *drop stones* im Sinne eines eisschollenengebundenen Eintrages wahrscheinlich. Insgesamt lassen sich die Sande zwischen 6-16,9 m u. GOF als glazifluvial-limnische oder glazilimnische Sedimente charakterisieren.

Etwas zweifelhaft bleibt die fazielle Zuordnung der Feinsande zwischen der begrabenen Bodenbildung und 6 m u. GOF. Das Sediment ist deutlich feiner gegenüber den liegenden Sanden, entsprechend steigt geringfügig auch der Schluffgehalt an. In bemerkenswerter Weise entspricht die 6 m-Linie dem Carbonatspiegel im Profil, obwohl der subrezente Grundwasserspiegel vor Beginn der Wasserförderung im Gebiet vermutlich zwischen 2 und 3 m u. GOF lag. Nicht auszuschließen ist daher für diesen Bereich auch eine äolische Herkunft primär carbonatfreier Sande. Im Sinne einer noch zu prüfenden Hypothese werden allerdings diese Sande im Profil Altdarß 6, wie auch die *unmittelbar liegenden* Sande unter begrabenen Böden, Torfen und Mudden weiterer Profile auf dem Altdarß und in der Barther Heide zunächst als „glazilimnisch“ betrachtet!

Die Ansprache einer Lage von humosen Sand zwischen 2,2 und 2,6 m als Bodenbildung (fAeh, Su2, GVr = 2,7 %) erfolgte mit Hinblick auf die amorphe Struktur des Humus. D.h. pflanzliche Makroreste, wie sie selbst bei geringen Gehalten an organischer Substanz in begrabenen Mudden des Beckensandgebietes typisch sind, konnten nicht gefunden werden. Ein nachfolgender Aufschluß dieses Bodens durch eine ca. 430 m entfernte Rammkernsondierung und eine Grube im Profil Altdarß 4 (s.u.) bestätigte die Ansprache. Diese Bodenbildung kann in Analogie zu stratigraphisch ähnlichen benachbarten Profilen (Altdarß 1-4) in das ältere Spätglazial gestellt werden.

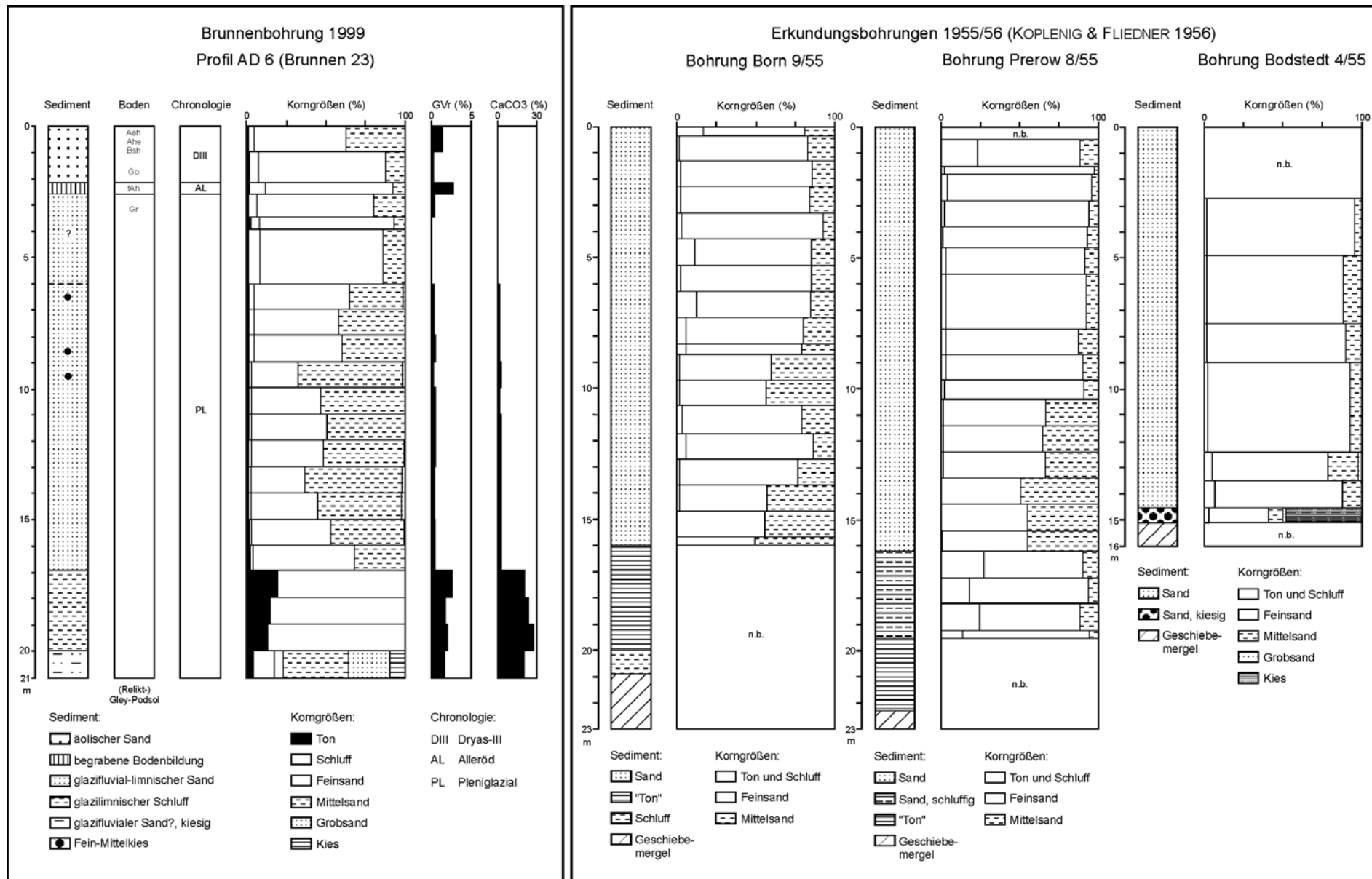


Abb. 74: Analyse von tieferen Bohrungen auf dem Altdarß.

Die hangenden Sande werden in Übereinstimmung mit dem schwach ausgeprägten äolischen Relief und ebenfalls im Vergleich mit Profilen der Umgebung als äolische Sande der Jüngeren Dryas eingestuft.

Ein Vergleich von Altdarß 6 mit den älteren Profilen Prerow 8/55 und Born 9/55 zeigt Übereinstimmungen im prinzipiellen Profilaufbau (glazilimnische Sande über Beckenschluff bzw. -ton, Mächtigkeiten) und z.T. in der Tendenz Kornverfeinerung-Kornvergrößerung-Kornverfeinerung der glazilimnischen Sande. Unterschiede liegen im oberen Profilverteil (Fehlen oder Nichtansprache des äolischen Sandes in den Altprofilen) und in den absoluten Gehalten von Fein- und Mittelsand der glazilimnischen Sande (Bohrtechnik?, Analyseverfahren?, realer Unterschied?) vor. Zu vermuten ist durch den Nachweis von Schluffen in Altdarß 6, wie auch in weiteren Profilen aus der Barther Heide (Profile Barther Heide 9 und 19), daß die vielfach in Altbohrungen als „Beckentone“ angesprochenen basalen Sedimente häufig jedoch Beckenschluffe darstellen.

Profil Altdarß 1

Neben dem südlich des Wasserwerkes Peterskreuz gelegenen Torfvorkommen waren aus Kartierunterlagen der Forstlichen Standortserkundung von Sanden begrabene Torfe und humose Sande am nördlichen Ortsrand von Born bekannt. An einer Stelle mit der vermutlich geringsten Sandüberdeckung wurde das Profil Altdarß 1 durch einen Schurf aufgeschlossen (Abb. 72, 75, 76; Anhang-Taf. 8).

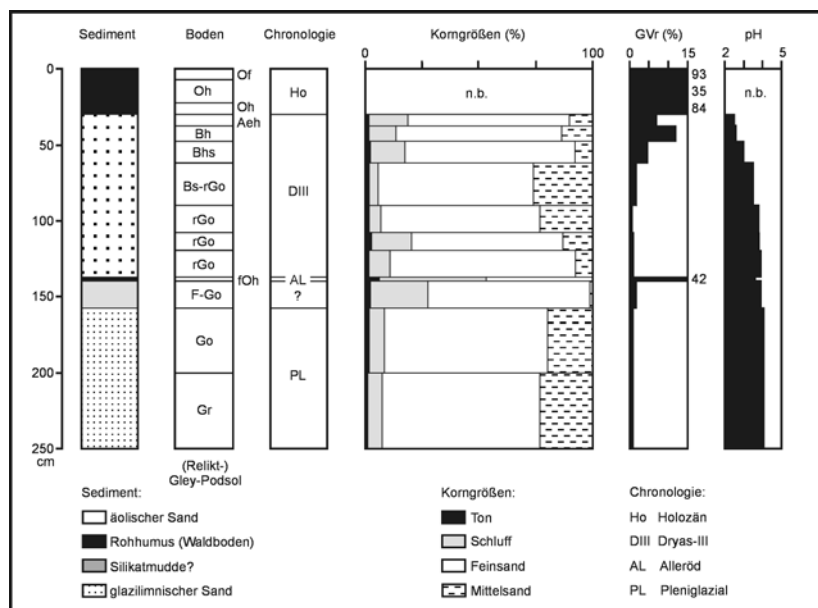


Abb. 75: Analyse von Profil Altdarß 1.

Prominentes Merkmal im Profil ist unter äolischem Sand zwischen ca. 138-141 cm u. GOF eine 3 cm schmale humose Lage aus stark schluffigem Sand mit einem reduzierten Glühverlust von 42 %. Diese Lage weist eine Vielzahl größerer und kleinerer Holzreste auf, wobei die Hölzer bis 100 cm Länge und 4 cm Durchmesser erreichen. Einige von ihnen befinden sich in senkrechter Position, was auf eine *in situ*-Lage hinweist. Liegende Hölzer sind durch den Auflastdruck oval verformt, die Lage im Ganzen ist wellig ausgeprägt. An der Unterkante hat sich ein ca. 5 cm breiter Saum mit einer schwachen (sekundär-jüngeren?) Bleichung entwickelt, einige Partien darin sind stark gebleicht. Neben groben findet sich auch eine Vielzahl feiner und feinsten pflanzlicher Reste.

Die Durchmusterung von sechs botanischen Stichproben unter den Binokular bei 10-20facher Vergrößerung durch E. ENDTMANN/Nordhausen zeigte neben einem hohen Anteil an Radizellen (Wurzeln) auch Holzreste und Samen von *Betula spec.*, nicht näher determinierte Reste weiterer Hölzer, Holzkohle und Reste von *Coenococcum geophilum*, einem Pilz. Im Ganzen ergibt sich somit

das Bild einer ehemaligen Geländeoberfläche, die sich deutlich von den begrabenen spätglazialen Mudden, Torfen und Böden auf dem Altdarß und in der Barther Heide unterscheidet und als wahrscheinlicher *Auflagehumus mit authochtonem Gehölzbestand* bezeichnet werden kann. Eine direkte palynologische oder radiometrische Datierung des „Waldbodens“ in Profil Altdarß 1 steht bislang noch aus.

Drei OSL-Daten aus den äolischen Sanden oberhalb des begrabenen Bodens datieren zwischen $9,7 \pm 0,8$ ka und $10,4 \pm 0,8$ ka und ergeben somit Alter, die zunächst auf das Frühholozän hinweisen (Analyse: A. HILGERS/Köln; Abb. 88, Anhang-Tab. 24). Der liegende Sand datiert mit $11,2 \pm 0,8$ ka in den Übergang Jüngere Dryas/Präboreal. Ein Vergleich mit dem durch 14 OSL-Daten höher aufgelösten Profil AD 4 (s.u.) zeigt dort, daß die äolischen Sande Daten zwischen dem Boreal und der Ältesten Dryas liefern. Schwerpunktmäßig liegen die Daten jedoch im Bereich der Jüngeren Dryas. Unter Berücksichtigung des Pollendiagramms aus dem unmittelbar benachbarten Profil AD 2 (s.u.) sowie des Diagramms „ADP“ (s.o.) dürfte eine Datierung der äolischen Sande in AD 1 in die späte Jüngere Dryas wahrscheinlich sein.

Ein Parallelbefund liegt aus der Rostocker Heide vor, wo neben einem mächtigeren Torf des Alleröds im „Heidesandkliff“ bei Torfbrücke (GEINITZ & WEBER 1904, ENGMANN 1938a, FIRBAS 1952) auch eine davon austreichende Kiefernstubben und -stämme führende „Waldschicht“ aus „sandiger Moorerde“ (LUDWIG 1964: 61, SÜB 1966, NÖTZOLD 1968) bzw. ein „Humusstreifen im Flugsand“ (SCHULZ 1963: 22f., BÜLOW 1954, KOLP 1957) gefunden wurde (vgl. Anhang-Taf. 10).

Für die Schicht unter dem Boden bis ca. 157 cm erfolgt aufgrund des deutlichen Gehaltes an organischer Substanz in schwach schichtiger Verteilung zunächst eine Ansprache als Sandmudde. Diatomeenanalysen können hier zukünftig näheren Aufschluß erbringen. Den Abschluß im Liegenden bildet glazilimnischer Sand.

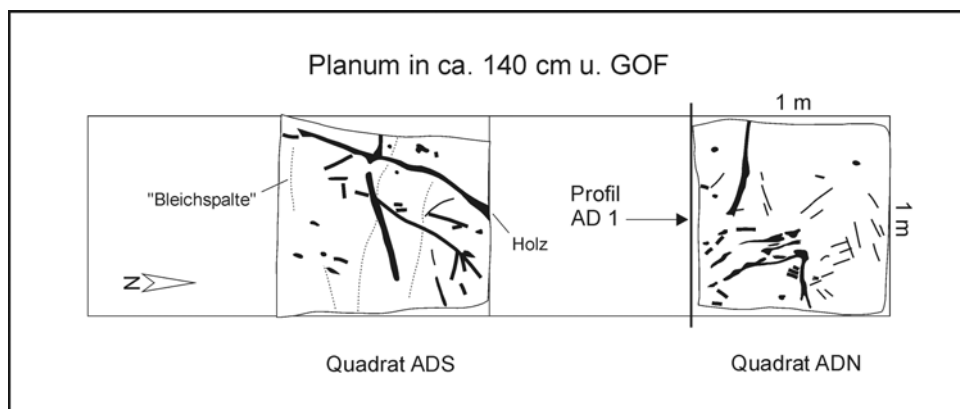


Abb. 76: Holzstrukturen einer begrabenen Oberfläche im Bereich von Profil Altdarß 1 (Planum).

Profile Altdarß 2 und 3

Nordöstlich von Altdarß 1 in ca. 460 m Entfernung wurde mittels Rammkernbohrung das Profil Altdarß 2 aufgeschlossen (Abb. 77; Anhang-Taf. 9). Unter äolischem Sand mit einem (Relikt-) Gley-Podsol lagert von 240-245 cm u. GOF ein sehr gut erhaltener Braunmoostorf mit Glühverlustwerten von 40-81 %, darunter eine schluffige Sandmudde und abschließend glazilimnischer Feinsand. Erstmals konnte im Beckensandgebiet Barther Heide-Altdarß damit auch ein begrabener Torf nachgewiesen werden. Der limnisch-telmatische Profilabschnitt weist eine palynologisch nachgewiesene Abfolge von der Ältesten Dryas bis zur älteren Jüngeren Dryas auf (Analyse: W. JANKE/Greifswald; vgl. Anhang-Taf. 21). Das Pollendiagramm nimmt somit für den Altdarß eine stratigraphische Schlüsselposition ein, auf das die von Flugsanden der Jüngeren Dryas begrabenen Torfe, Mudden und Böden bezogen werden können.

Das ca. 1000 m nordöstlich gelegene Profil Altdarß 3 (Anhang-Taf. 9; vgl. KAISER 2001) besitzt mit einer z.T. schluffigen, Braunmoosreste führenden Sandmudde zwischen 265-293 cm u. GOF und einem darüber lagernden äolischen Sand einen ähnlichen Profilaufbau wie Altdarß 2.

Profil Altdarß 4

In analoger stratigraphischer und geringfügig höherer topographischer Position, wie die Torfe und Mudden in den vorstehenden Profilen, wurde in Altdarß 4 eine von Flugsanden begrabene Bodenbildung erbohrt und beprobt, später auch aufgedigert (Abb. 78; Anhang-Taf. 9). Zwei als fAeh-Horizonte angesprochene Lagen von zusammen 13 cm Mächtigkeit zeichnen sich gegenüber den begrenzenden Horizonten durch eine Schluffanreicherung von bis zu 28 % und durch reduzierte Glühverluste von 3 % gegenüber 0 % aus. Der Humus liegt in schwach schichtiger Form vor. Überdies stammen aus diesem Bereich authochtone Holzreste.

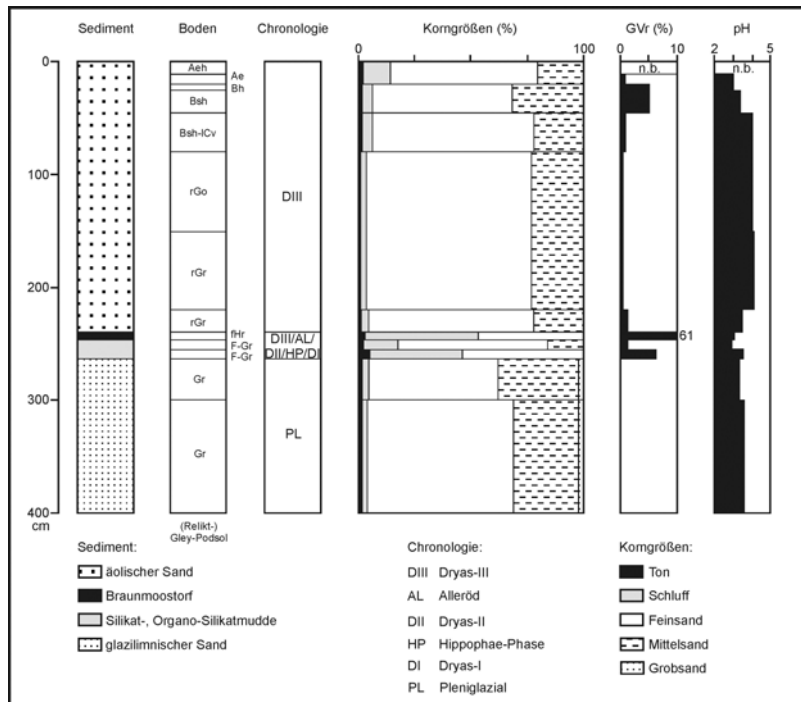


Abb. 77: Analyse von Profil Altdarß 2.

Von diesem Profil wurden 14 OSL-Proben untersucht (Abb. 88, Anhang-Tab. 24):

„Die Aufwehung der Sande im Hangenden der begrabenen Bodenbildung erfolgte nach den Daten innerhalb einer relativ kurzen Sedimentationsphase am Ende des Pleistozäns oder zu Beginn des Holozäns (Jüngere Dryas/Präboreal). Auf den ersten Blick widersprechen die ermittelten Alter dieser Interpretation, denn die Modellalter weisen keine konsequente Alterszunahme mit zunehmender Profiltiefe auf und decken im Bereich ihrer Fehlergrenzen das gesamte Spätglazial und das Frühholozän ab. Die Hauptsedimentationsphase dennoch im Bereich Jüngere Dryas/Präboreal anzunehmen, stützt sich auf zwei Interpretationsansätze.

(1) Die Proben AD 4-2 und AD 4-12, die diese Sedimentationsphase vermutlich an ihrem Beginn und Ende erfassen, weisen mit $10,8 \pm 0,8$ ka (AD 4-12) und $10,3 \pm 0,7$ ka (AD 4-2) vergleichbare Modellalter auf, wie sie auch am Profil AD 1 ermittelt werden konnten. Hieraus läßt sich auf eine äolische Aktivitätsphase schließen, deren Morphodynamik standortübergreifend war.

(2) Wie läßt sich nun die erhebliche Datenstreuung zwischen den Proben AD 4-2 und AD 4-12 erklären? In der Regel ist bei einem äolischen Materialtransport von einer ausreichend langen Belichtung des Sedimentes auszugehen, die zur vollständigen Nullstellung des Lumineszenzsignals erforderlich ist. Eine nicht ausreichende bzw. inhomogene Belichtung ist häufig an einer breiten Streuung der Paläodosismerte (D_E) zu erkennen. Die hier durchgeführten Untersuchungen zeigen dies jedoch nicht. Einen Hinweis auf eine mögliche unzureichende Nullstellung liefert indes der Vergleich der Paläodosismerte von Proben ähnlicher Dosisleistung (D_0).

Über die ermittelten Sedimentationsalter der Sande im Hangenden und Liegenden des fAeh wird der Zeitraum der Bodenbildung näher eingegrenzt auf die Zeit der ausgehenden Jüngerer Dryas bis zum beginnenden Holozän. Für die Sedimente aus dem Bereich der Bodenbildung selbst wurde ein OSL-Alter von $10,3 \pm 0,8$ ka (AD 4-13) ermittelt.

Die oberste Probe fällt mit $3,12 \pm 0,21$ ka (AD 4-1) deutlich aus dem Rahmen der anderen OSL-Alter heraus. Hier dürfte Bioturbation im Bereich des Oberflächenbodens zu einer jüngeren Belichtung geführt haben.“ (A. HILGERS/Köln, schriftl. Mitt.)

Eine letztendliche Festlegung des wahrscheinlichen Alters der äolischen Sande im Hangenden der begrabenen Bodenbildung wird durch die Berücksichtigung der Pollendiagramme „Altdarß 2“ und „ADP“ ermöglicht (s.o.). Das Diagramm „Altdarß 2“ *endet* in Torf unmittelbar unter Flugsand in der Jüngerer Dryas. Das Diagramm „ADP“ *beginnt* in Mude unmittelbar über äolisch freigelegtem glazilimnischem Sand in der ausgehenden Jüngerer Dryas. Daraus wird ein Alter der äolischen Sandüberdeckung im Profil Altdarß 4, wie auch in den Profilen Altdarß 1-3, in einem jüngeren Abschnitt der Jüngerer Dryas geschlußfolgert.

Ein Vergleich der im Gebiet um Peterskreuz aufgeschlossenen Profile zeigt hinsichtlich der begrabenen Bodenbildungen über eine Distanz von fast 1800 m hinweg ein konstantes Niveau um 3,5-4,0 m HN. Torfe und Mudden hingegen liegen mit ca. 2,0-3,5 m HN deutlich tiefer (Abb. 86). Neben der jeweiligen Profilsprache, stützt somit auch der topographische Aspekt die Existenz „echter“ spätglazialer Bodenbildungen auf dem Altdarß!

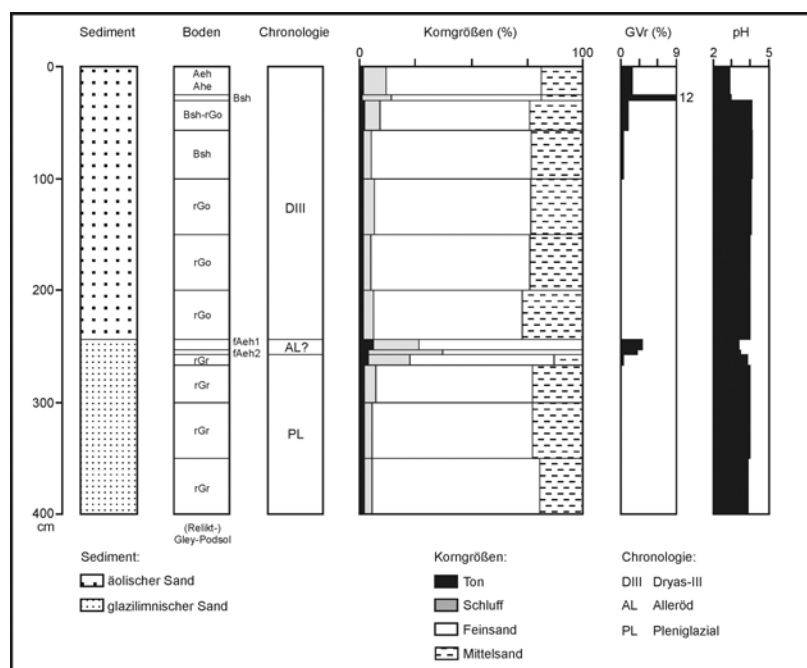


Abb. 78: Analyse von Profil Altdarß 4.

4.3.5 Die „Heidesandinsel“ auf dem Fischland

Allgemeines

Erstmals wurden durch GEINITZ (1903, 1910) an der Ostseeküste aufgeschlossene Feinsande, die Teile des bis ca. 18 m HN hohen Fischlandes bedecken, mit den „Heidesanden“ der Rostocker Heide und des Altdarßes parallelisiert. Nach Bearbeitungen des Kliffprofils zwischen Wustrow und Ahrenshoop durch BENTHIEN (1952, 1957) und SCHUBERT (1955) gelang es LUDWIG (1963, 1966) im Bereich der sogenannten „Südlichen Althäger Sandmulde“ (SASM) fossilführende spätglaziale Beckenabsätze, die dem lokalen Befund nach (scheinbar) eindeutig unter den „Heidesanden“ lagerten, nachzuweisen. Die Beckenabsätze zeigten Lagerungsstörungen, die mit dem basalen Ausschmelzen von Toteis in Verbindung gebracht wurden. Durch stratigraphische Einordnung der fossilführenden Beckenabsätze in das jüngere Spätglazial wurde ein *terminus post quem* für die Sedimentation des hangenden „Heidesandes“ bestimmt. Eine fazielle Zuordnung des letzteren erfolgte zunächst nicht, später jedoch offensichtlich als Flugsand.

In jüngerer Zeit bearbeiteten LEMBKE (1982), SCHULZ & AHRENS (1985) und PIETSCH (1991) das Fischlandkliff erneut, wobei letztgenannte neben einer sehr detaillierten Neuaufnahme des 3,2 km langen Steilküstenabschnittes (Abb. 79) eine Reihe spezieller geologischer und paläontologischer Untersuchungen durchführte. Neben einer Interpretation der Südlichen und Nördlichen Althäger Sandmulde (NASM) als phasenhaft verfüllte „Toteissenken“ gelang das Wiederauffinden der fossilführenden Beckenabsätze, die nach einer detaillierten Analyse und LUDWIG (1963, 1966) folgend in das Alleröd eingestuft wurden. PIETSCH (1991: 72 ff.) betonte erneut eine Überlagerung der Beckenabsätze durch „... hellgelbe, kalkfreie Heidesande mit Mächtigkeiten bis 5 m ...“, welche offensichtlich als *limnische* Sedimente angesprochen wurden: Mit SCHULZ & AHRENS (1985) ging PIETSCH (1991: 75) für die Jüngere Dryas in der Rekonstruktion eines großen Stausees konform, der „... sich mit großer Wahrscheinlichkeit von der Rostocker Heide bis zum Altdarß ...“ erstreckte. STEINICH (1992b: 33) stufte nachfolgend die „Heidesande“ der Sandmulden als „... Sediment energieärmerer aquatischer Ablagerungsräume ...“ ein.

Aus der Schichtenfolge in der Südlichen Althäger Sandmulde liegen neben biostratigraphischen Hinweisen (s.u.) drei physikalische Datierungen vor. KRBETSCHKE (1995) datierte den „Heidesand“ mittels Thermolumineszenzanalyse auf 9 ± 1 ka. STEINICH (1992b) teilt zudem ein von M. R. KRBETSCHKE/Freiberg gemessenes TL-Datum von $8,7 \pm 2,2$ ka mit. Der Verfasser stieß bei der Suche nach regionalen Radiokohlenstoffdaten des Spätpleistozäns bis Frühholozäns (vgl. Abschnitt 3.3.2, Abb. 10) auf ein unveröffentlichtes ^{14}C -Datum aus den fossilführenden Beckenabsätzen an Pflanzenresten von 11543 ± 200 (Bln-392), was dem Alleröd entspricht (freundl. schriftl. Mitt. von A. O. LUDWIG/Potsdam). Überdies wurden seit dem endenden 19. Jh. und bis in die Gegenwart hinein im weiteren Umfeld eine Reihe spätpaläolithischer und mesolithischer Funde auf der tennenartigen Ortsteinschicht zwischen dem „Heidesand“ im Liegenden und der Kliffranddüne im Hangenden geborgen (z.B. GEINITZ & LETTOW 1899, BERLEKAMP 1957, TAUTE 1968). Mehrere Stielspitzen vom Ahrensburger Typ und einige Federmesser ergeben für den liegenden „Heidesand“ ein Minimumalter von Jüngerer Dryas bzw. Alleröd.

Bereits GEINITZ (1910) erkannte das „... problematisch erscheinende höhere Niveau der Heidesande des Fischlandes gegenüber denen in der Rostocker Heide ...“ (PIETSCH 1991: 10). Um die Parallelität der Sedimente beider Räume erklären zu können, wurden verschiedene Modelle entwickelt: GEINITZ (1910) nahm eine nachträgliche Hebung des Fischlandes an, LEMBKE (1980) diskutierte Hebung infolge periglazial-gravitativer Prozesse im „Postalleröd“, SCHULZ & AHRENS (1985) sowie JANKE (1986) schließlich machten Tot- bzw. Resteis in der Umgebung mit anschließender Reliefumkehr für die hochliegenden Sedimente verantwortlich.

Die Untersuchungen des Verfassers in der gegenüber dem Fischlandaufschluß etwas tiefergelegenen Barther Heide und auf dem Altdarß haben eindeutige Befunde für eine Zerteilung der dortigen „Heidesand-“ Sedimentation in einen pleniglazialen (glazi-) limnischen und in einen spätglazialen äolischen Abschnitt ergeben. Getrennt werden die beiden morphodynamischen Aktivitätsphasen durch eine - je nach Höhenlage - limnisch, telmatisch bzw. pedogen geprägte Stabilitätsphase während des älteren Spätglazials.

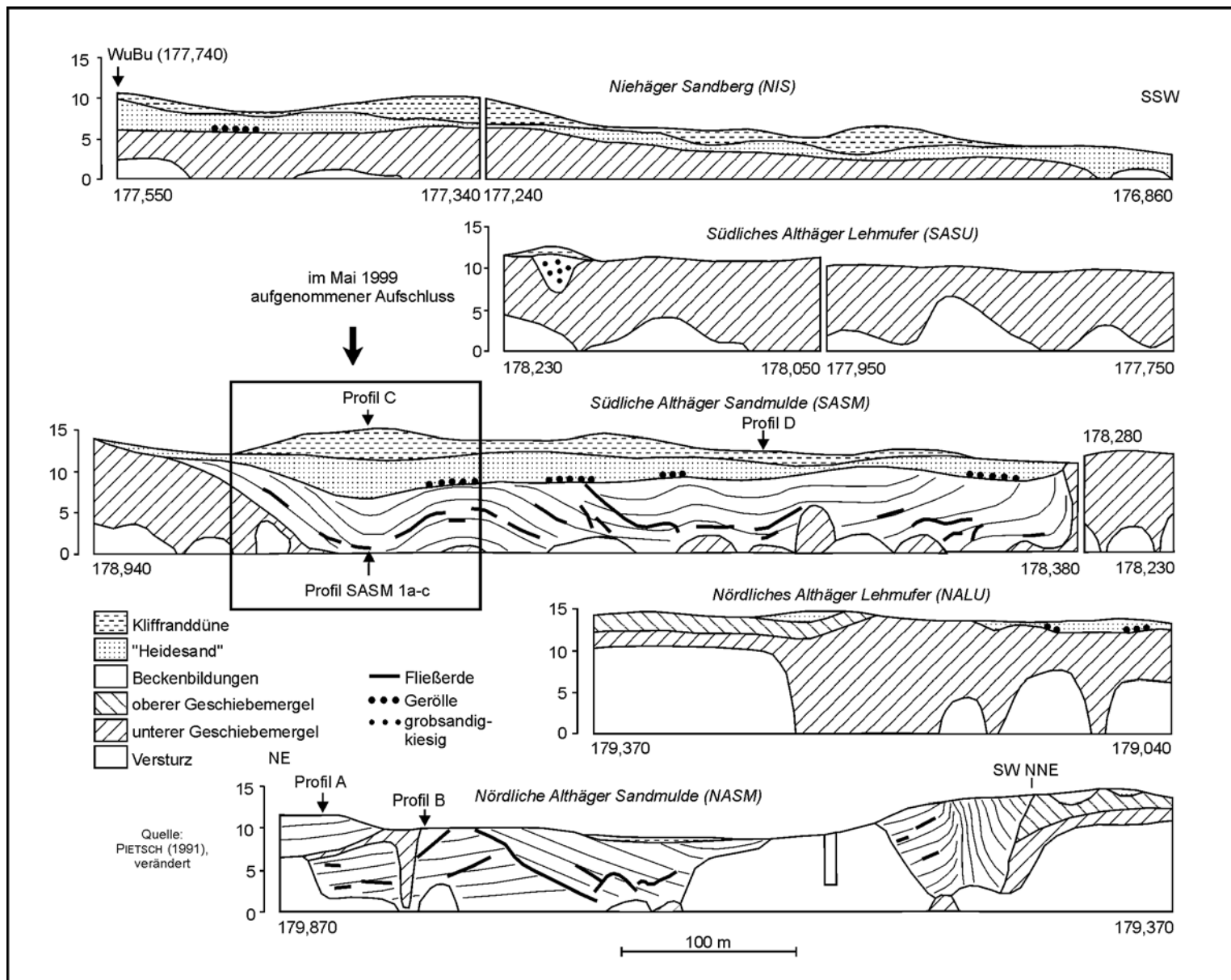


Abb. 79:
Kliffprofil des Fischlandes
Zwischen Wustrow und
Ahrenshoop

Vor diesem Hintergrund und im Hinblick auf die jüngeren Interpretationen der „Heidesand“- Genese auf dem Fischland machte sich eine Überprüfung der Schichtenfolge des Hohen Ufers erforderlich. Da die Nördliche Althäger Sandmulde nach PIETSCH (1991) keine vollständige stratigraphische Abfolge aufweist und überdies durch Küstenschutzmaßnahmen seit einigen Jahren kaum noch aufgeschlossen ist, konzentrierten sich die Untersuchungen auf eine Neuaufnahme im Bereich der Südlichen Althäger Sandmulde. Hier konnte im Mai 1999 bei exellenter Aufschlußsituation und mit Unterstützung durch W. JANKE und R. LAMPE/beide Greifswald das Kliffprofil neu untersucht und die „Heidesande“ stratigraphisch differenziert werden.

Profil Südliche Althäger Sandmulde (SASM 1a-c)

Ein Teil der Südlichen Althäger Sandmulde (SASM) ist mit einer Breite der Einsenkung von ca. 35 m etwa 750 m südwestlich von Ahrenshoop aufgeschlossen (Anhang-Taf. 10). Der Küstenrückgang am hier 12-15 m HN aufragenden Kliff hatte zum Zeitpunkt der Aufnahme infolge der leicht erodierbaren Sedimente eine bis 5 m landeinwärts ausgeräumte Nische gebildet (Abb. 80). Als sichere Markierung der SASM galt bis vor wenigen Jahren eine Treppe vom Hochufer zum Strand, die durch den Küstenrückgang nunmehr zerstört ist und deren Fundamente auf dem Strand liegen.

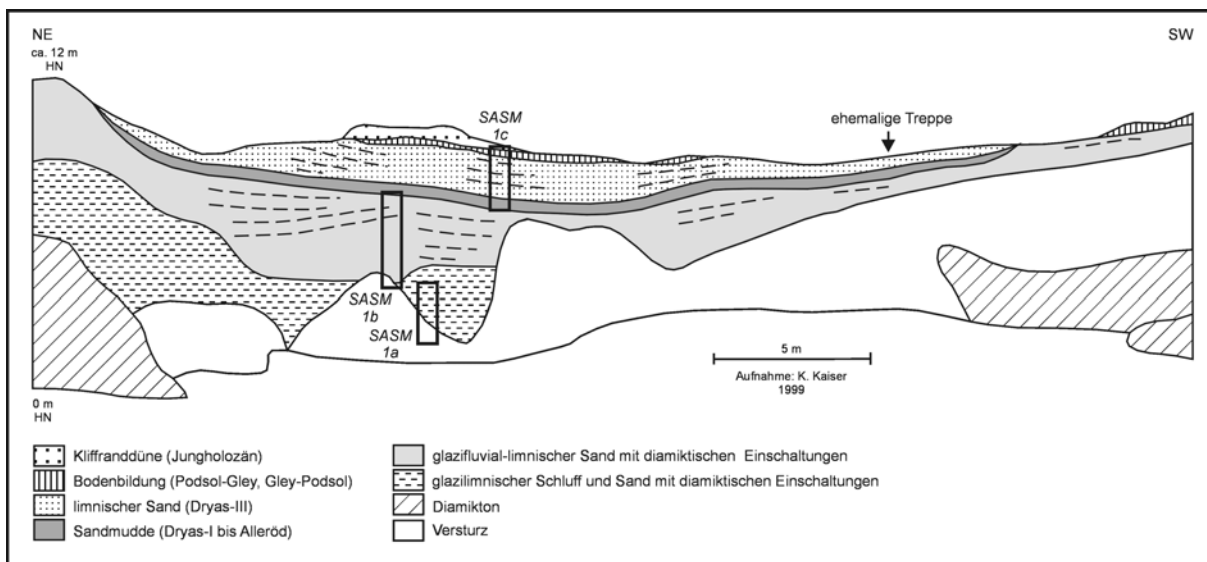


Abb. 80: Aufschlußskizze im Bereich der Südlichen Althäger Sandmulde anhand einer fotografischen Panorama-Aufnahme.

Sondierungen von SCHULZ & AHRENS (1985, zit. in PIETSCH 1991) ergaben eine nur geringe Erstreckung der SASM von einigen Dekametern in das Hinterland hinein. Die TK 10 zeigt ostwärts auf Höhe der SASM zwischen 10-13 m HN weitere sollartige Depressionen. Damit wird eine Beckendimension wahrscheinlich, die, selbst bei Berücksichtigung des gravierenden lokalen Küstenrückgangs von ca. 75 m pro 100 a (JANKE & LAMPE 1998), eher im Bereich einer Kleinhohlform als im Bereich eines größeren und langfristig von der Ostsee erodierten Seebeckens liegt. Als parallele Erscheinungen, wenn auch mit modifizierter Geologie der Umgebung, sei auf die südlich Saßnitz/Rügen (BROSE & KLIEWE 1975, LANGE ET AL. 1986, STRAHL & KEDING 1996), bei Bansin/Usedom (Kliewe 1968, Helbig 1999a) und bei Niechorze östlich von Wolin an der Ostseeküste (KOPCZYNSKA-LAMPARSKA ET AL. 1983, 1984) aufgeschlossenen Kleinseebecken mit spätglazialen Sedimenten hingewiesen (vgl. Abschnitt 5.2).

An der Basis der 1999 aufgenommenen Schichtenfolge unmittelbar über dem Strandniveau lagert ein carbonathaltiger stark schluffiger Sand, der keinerlei Schichtung aufweist, sehr stark kompaktiert ist und als glazilimnisches Sediment interpretiert wird (Abb. 81, 82). Möglicherweise liegt hier ein Umlagerungsprodukt im Sinne eines „Schlammstroms“ oder eine „schockartige“ *in situ*-Kompaktion wassergesättigter Sedimente durch Auflastdruck vor. Der obere Bereich dieser Schicht zeigt Schräg-

schichtung und weist einen nur ca. 5 cm mächtigen Diamikton aus stark sandigem Schluff mit Fein- und Mittelkiesen auf. Es folgt eine Schicht aus stärker carbonathaltigem tonigem Schluff mit deutlicher Kies- und Steinanreicherung an der Hangendgrenze und dispers verteilten Fein- und Mittelkiesen, vorzugsweise aus Kreide. Auch hier erfolgt eine Ansprache als Diamikton. Es schließen sich 500-600 cm mächtige schwach carbonathaltige Feinsande an, die teilweise einen höheren Schluffgehalt aufweisen und von diamiktischen „Fetzen“ und vereinzelt Steinen durchsetzt sind. Die diamiktischen Einschaltungen hier wie im Liegenden lassen sich nach PIETSCH (1991) als Solifluktionserscheinungen ansprechen. Zusammen mit der lagenweisen Anreicherung von Mittelsand, der ausgeprägten Schrägschichtung und einer prominenten Fein-Mittelkies-Lage im oberen Bereich ist ein glazifluvial-limnischer Charakter dieser Sedimente ableitbar. Messungen des Schichteinfallens ergaben Schüttungsrichtungen nach NE bis SE mit Fallwinkeln bis 28°. Zu berücksichtigen ist allgemein bei Mächtigkeitsangaben am Aufschluß eine teilweise Schräglage der Profile gegen das Kliff während der Aufnahme und eine Überlappung der Teilprofile SASM 1a-c; die summierte Mächtigkeit ist dadurch etwas größer als die reale Kliffhöhe!

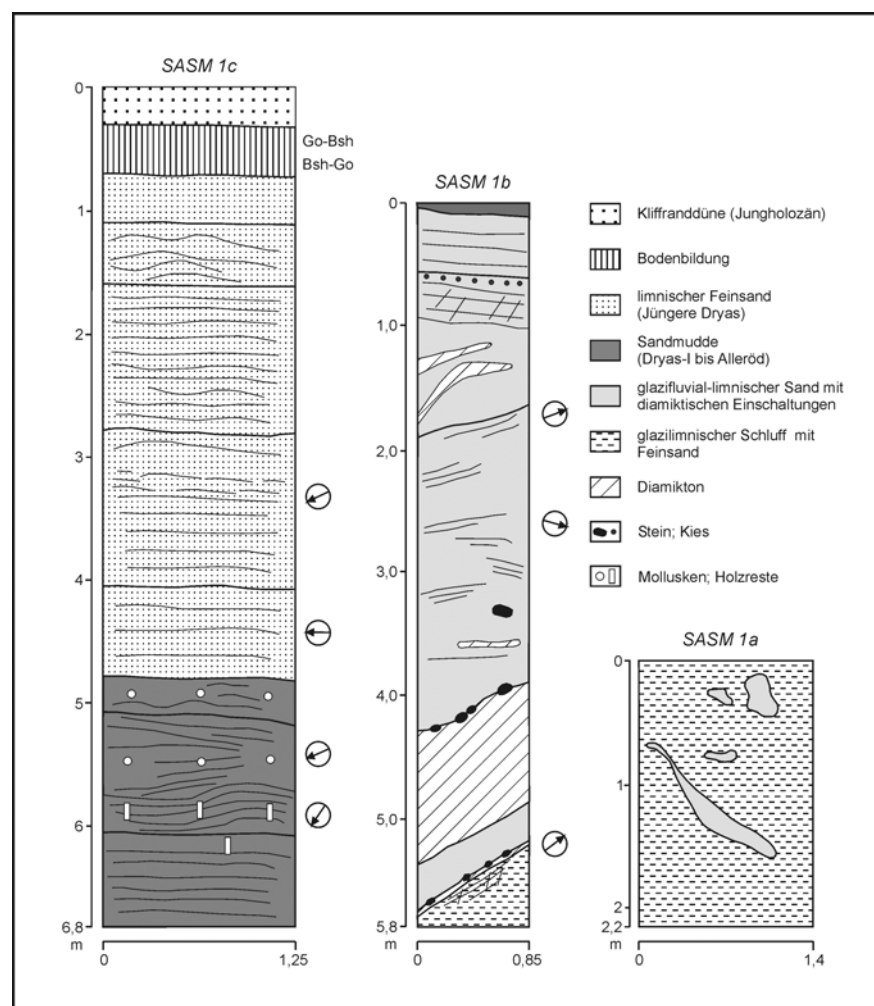


Abb. 81: Profilabschnitte SASM 1a-c.

Mit ca. 200 cm Mächtigkeit schließt sich an die glazifluvial-limnischen Sande eine schrägschichtete und teilweise laminierte Mudde aus schluffigem Sand an. Lagenweise sind Mollusken, diese z.T. in vollständiger Erhaltung, und Pflanzenreste angereichert. Neben feinem pflanzlichen Detritus liegen größere Holzreste vor. Ein Pollendiagramm aus diesem Abschnitt belegt für die Mudde die „Chronozonen“ Älteste Dryas bis Alleröd (Analyse: W. JANKE/Greifswald; vgl. Anhang-Taf. 21), ohne daß eine signifikante Veränderung des Sedimentcharakters zu verzeichnen ist. Der organische Gehalt der Mudde ist mit Glühverlustwerten von 0,7-1,1 % vergleichsweise sehr niedrig, der Carbonatgehalt liegt zwischen 0-5 %.

Aus den Mudden wurden bei früheren Bearbeitungen eine Reihe von Pflanzen- und Tierresten geborgen und bestimmt. LUDWIG (1963) fand an Pflanzen *Chara sp.*, *Potamogeton sp.* und *Dryas octopetala*, an Tieren verschiedene Mollusken, Ostracoden und Fische. PIETSCH (1991) teilt an quartären Pflanzenresten *Potamogeton filiformis*, *P. perfoliatus*, *Selaginella selaginoides*, *Chara sp.*, *Nitella sp.* und *Carex aquatilis* (Analyse: E. KEDING/Greifswald), an Mollusken *Radix peregra*, *Gyraulus laevis*, *Armiger crista*, *Galpa truncatula*, *Pisidium pulchellum*, *P. pseudosphaerium* und *P. subtruncatum* (Analyse: G. STEINICH/Greifswald) sowie an Ostracoden *Ilyocypris gibba*, *Limnocythere inopinata*, *Candona candida*, *Herpetocypris reptans*, *Cycloocypris cf. ovum*, *Cypris pubera* und *Cypridopsis vidua* mit (Analyse: P. FRENZEL/Greifswald). Hinzu kommen Triopterenköcher.

Hinsichtlich einer faziellen Deutung rekonstruierte PIETSCH (1991: 66ff) „die autochthone bis parautochthone Fossilgemeinschaft ...“ eines „... kleinräumigen, limnischen, kalten und klaren Stillwassers oder langsam fließenden Gewässers ...“ „... unter borealen bis subarktischen Klimaverhältnissen ...“ wobei unter den Pflanzen *Dryas octopetala*, *Selaginella selaginoides*, *Potamogeton filiformis* und *Carex aquatilis* als arktisch-alpine bzw. boreale Arten anzusprechen sind.

Die Schichten der Mudde weisen im Profil ein 6-7° betragendes Einfallen nach Südwesten auf, was deutlich weniger ist, als das auf einem von A. O. LUDWIG angefertigten Lackprofil erkennbare Einfallen von ca. 12-29° (vgl. Abb. 93, Anhang-Taf. 10).

Mit graduellem Übergang folgen auf die Mudde ca. 450 cm mächtige Sande: die am Aufschluß der SASM von LUDWIG (1963, 1966), PIETSCH (1991) und STEINICH (1992b) als solche bezeichneten „Heidesande“. Bis ca. 70 cm u. GOF handelt es sich um Feinsande mit durchschnittlichen Feinsandgehalten von 72-77 % und Schluffgehalten von 4-8 %. Oberflächennah, d.h. unterhalb der das Profil abschließenden Klifftranddüne und damit im Bereich einer teilweise äolisch erodierten Bodenbildung (Podsol-Gley) steigt der Schluffgehalt auf 45 % an! Neben Parallel-, Schräg und teilweiser Rippelschichtung wurden Störungen beobachtet, die als „Belastungsmarken“ interpretiert werden und im Zusammenhang der Texturen und Strukturen als Indiz für ein aquatisches Milieu gelten können. Sichtbar werden die Strukturen durch sich abwechselnde nahezu reine Feinsande und schwach schluffige Feinsande. Im Gegensatz zu den glazifluvial-limnischen Sanden unter der liegenden Mudde wurde eine Schüttungsrichtung nach W und SW mit Fallwinkeln bis 7° gemessen. Aquatische Mikrofossilien, wie verschiedene epiphytische Diatomeen, die sich bis unmittelbar unter die Klifftranddüne nachweisen lassen, deuten gleichfalls auf ein limnisches Ablagerungsmilieu der hangenden Sande hin (Analyse: W. JANKE/Greifswald).

Der Verfasser kann nach den neuen Untersuchungen an der SASM die bereits von PIETSCH (1991) und STEINICH (1992b: 33) getroffene fazielle Interpretation dieser Sande als „Sediment energiearmer aquatischer Ablagerungsräume“ bestätigen. Abzulehnen ist hingegen die Deutung von LUDWIG (1966) als (primärer) Flugsand. Letzteres schließt jedoch nicht eine - hypothetische - *Sedimentanlieferung über den Wind* mit nachfolgender *Ablagerung in einem Gewässer* aus, zumal sich die nördlich und östlich benachbarten Landschaften nachgewiesenermaßen während der Jüngerer Dryas in äolischer Umlagerung befanden.

Problematisch erscheint die Gleichsetzung der Sandfüllung eines lokalen Beckens mit den „Heidesanden“ an den benachbarten Kliffabschnitten u.a. durch die vorgenannten Autoren. Zwar sind die zu vergleichenden „Heidesande“ nach PIETSCH (1991) offensichtlich granulometrisch ähnlich, jedoch läßt sich nur im Bereich der SASM eine gesicherte stratigraphische Position dieser Sande in der Jüngerer Dryas belegen! Außerhalb der Sandmulden liegen die „Heidesande“ direkt einem Geschiebemergel auf, im Grenzbereich finden sich zuweilen (fluvial-limnisch ausgewaschene?) Gerölle. An mehreren Stellen konnte der Verfasser ein „graduelles Herauswachsen“ der hangenden Feinsande vermittelt über Schluff und unterschiedlich schluffigen Sanden aus dem Geschiebemergel beobachten. Weder in topographisch höheren noch in tieferen Positionen zur Grenze Mudde/hangender Feinsand in der SASM fanden sich an der „Heidesand-“ Basis des Kliffs weitere spätglaziale Mudden, Torfe oder begrabene Böden.

Aufgrund dieses Befundes und der Überlegung, daß die oberen limnischen Feinsande der SASM durch lokale Erosion benachbarter, granulometrisch ähnlich beschaffener älterer Feinsande entstanden sein können, sowie unter Berücksichtigung des „äolischen Verhaltens“ angrenzender Räume während der Jüngerer Dryas wird folgendes geschlußfolgert: Die „Heidesande“ der SASM und der restlichen

Abschnitte des Fischlandkliffs sind stratigraphisch *unterschiedliche* Ablagerungen! Die ersten sind limnische Ablagerungen der Jüngerer Dryas innerhalb eines lokalen Beckens, die zweiten sind wahrscheinlich glazilimnische Ablagerungen des Pleniglazials, die mit dem Großbecken der Rostocker Heide, der Barther Heide und des Altdarß parallelisiert werden können. Daß trotz der pleniglazialen Sandablagerung im Bereich der SASM während des Spätglazials ein vergleichsweise tiefes Kleinbecken vorlag, ist auf Toteis zurückzuführen. Neben deformierten Fließerden belegen weitere Strukturen im Bereich der SASM und NASM die Ausbildung von „Toteissenken“ (PIETSCH 1991: 74) bzw. „Toteiswannen“ (STEINICH 1992b: 33; vgl. Abschnitt 5.2). Eine weitere Verwendung des Terms „Heidesand“ muß bei Akzeptanz der neuen Deutung zur unklaren Aussage darüber führen, welche Sandfazies gemeint ist!

Das „Problem“ der Hochlage der glazilimnischen Feinsandfazies auf dem Fischland ist möglicherweise nur ein scheinbares, wenn man die Lage identischer Sedimente bis 10 m HN in der Barther Heide und sogar von mehr als 15 m HN in der Rostocker Heide (KOLP 1957, SCHULZ 1961) bedenkt. Auf eine die Sedimentation zunächst entscheidend beeinflussende Beckenbegrenzung durch *subaerisches* Toteis und die nachfolgende Verinselung durch teilweise Absenkung der Sedimentvorkommen infolge des Austauens von *begrabenem* Toteis wird im folgenden Abschnitt näher eingegangen.

Abschließend sei darauf hingewiesen, daß zwar mit den verschiedenen Aufschlußaufnahmen am Hohen Ufer die küstenparallele Verbreitung pleniglazialer und spätglazialer Feinsande sehr genau dokumentiert wurde, jedoch eine hinreichend genaue flächenhafte Kartierung und mögliche fazielle Differenzierung noch aussteht. Die vorliegenden, allerdings nicht kommentierten geologischen Karten in den Maßstäben 1:100000 und 1:200000 weisen untereinander und im Vergleich zu den Kliffaufnahmen Widersprüche auf!

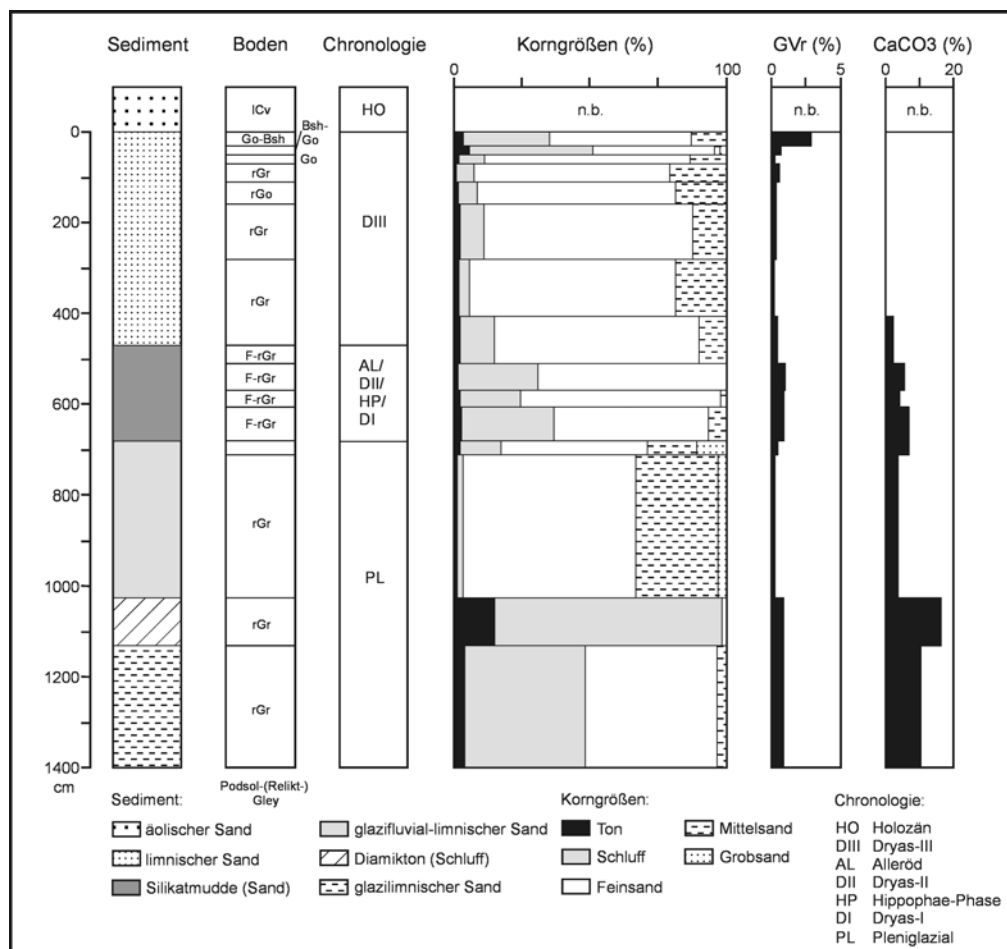


Abb. 82: Analyse von Profil SASM (Zusammensetzung der Einzelprofile SASM 1 a-c).

4.3.6 Spätpleistozäne Sedimentation und Morphogenese im Großbecken Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst

Existenz eines „Großbeckens“?

Allgemeine Fragen, die sich aus paläohydrologischer Perspektive hinsichtlich der spätpleistozänen (Eisstau-) Seen stellen, betreffen die Seebegrenzung bzw. Uferlinie, die Wassertiefe bzw. Niveauentwicklung, die Zu- und Abflußrichtung, die Existenzdauer und das Verhältnis zum toten und/oder aktiven Gletschereis. Aufgrund der Befundsituation sind bislang nur wenige sichere Antworten dazu für den hier interessierenden Raum möglich.

Für die sehr gut untersuchten Eisstauseen im Bereich des *vorstoßenden* Inlandeises Mitteldeutschlands diskutiert JUNGE (1998) anhand punktueller Nachweise glazilimnischer Sedimente folgende Möglichkeiten einer räumlichen Interpretation: Es handelt sich um a) einen zusammengehörenden, bezüglich des Inlandeises in mehr oder weniger stationärem Zustand befindlichen (Groß-) See, b) um verschiedene miteinander in Verbindung stehende geschlossene kleinere Seen oder c) um eine Wanderung des Eisstausees, d.h. um eine kaskadenartige, zeitlich aufeinanderfolgende Stausee-Entwicklung im Zuge des vorrückenden (in unserem Falle abschmelzenden) Eises. Die in Mitteldeutschland und in Schweden (z.B. RINGBERG 1991) aufgeschlossenen Vorstoß- bzw. Abschmelzbändertone bieten durch Warvenkonnectierung eine sichere Möglichkeit der Korrelation punktförmiger Nachweise zu großflächigen Verbreitungsmustern. Die Möglichkeit einer Untersuchung gewarvter Sedimente am Aufschluß besteht in unserer Region nicht, auch fehlen bislang *ungestörte* Bohrkerne mit Überlieferung der basalen Schluffe und Tone.

Eine der im Zusammenhang mit dem Abriß zum Kenntnisstand formulierten Fragen betraf die bereits seit KAESTNER (1901) mehrfach geäußerte Vermutung, daß die an der Oberfläche isoliert erscheinenden Beckensandvorkommen der Rostocker Heide, des Fischlandes, der Barther Heide und des Altdarßes zu einem zusammengehörenden spätpleistozänen Becken gehören. Zur Prüfung dieser Hypothese wurden alle erreichbaren Bohrungen aus der wissenschaftlichen Literatur (z.B. WORMS 1983), aus unveröffentlichten Gutachten und aus dem Archiv des Geologischen Dienstes Mecklenburg-Vorpommern zusammengetragen und zu verschiedenen Schnitten sowie anhand des Computerprogrammes „Surfer“ zu einem Beckenmodell verarbeitet.

Insgesamt konnten 365 geologische Profile aus Bohrungen aufgenommen werden. Zu berücksichtigen ist, daß einerseits der sich ostseewärts anschließende Teil des Beckens vorerst nicht betrachtet wurde, das Fischland aufgrund unklarer Kartierungsbefunde ausgespart blieb und in Richtung Rostocker Heide mangels einer genügend großen Zahl aussagekräftiger Bohrungen kein Anschluß zum dortigen Teilbecken erfolgen konnte. Die Qualität und Dichte der Bohrungen ist sehr unterschiedlich. Insbesondere die älteren Bohrungen in den Bodden sind häufig hinsichtlich holozäner und spätpleistozäner Sedimente nicht eindeutig zu interpretieren. Auch ist vielfach die Differenzierung von glazilimnischen Schluffen bzw. Tonen und Geschiebemergel unsicher.

Eine bemerkenswerte, in der Beckenmodellierung allerdings nicht berücksichtigte Bohrung liegt unmittelbar westlich von Born (MTB 1640, Wustrow, Bg. 97). Hier wurden laut Schichtenverzeichnis bis in 23 m Tiefe „holozäne“ (!) Sedimente angetroffen, darunter folgen bis 36 m zunächst pleistozäner Sand, dann bis 49 m wechsellagernd Sand, Schluff und „Mergel“. Erst in 49 m Tiefe steht ein erster Geschiebemergel an. Der als „Holozän“ angesprochene obere Teil weist noch zwischen 20 und 23 m Tiefe „Torfbildungen“, „Holzreste“, „angetorfte spitzovale Blätter mit feinverzweigter Nervatur“ und „zahlreiche Einlagerungen von weißgrauen Wiesenalk-Bröckchen“ auf. Zwischen 0 und 20 m wurde eine Wechsellagerung von „Feinsand, Torf, vereinzelt Wiesenalk und Silt“ angetroffen. Eine Interpretation dieses im Bereich Darß-Zingst außergewöhnlichen Bohrbefundes kann ohne Nachbohrungen vorerst nicht erfolgen. Möglicherweise handelt es sich um a) einen mit spätglazialen und holozänen Sedimenten aufgefüllten Toteiskessel, b) eine alte Flußrinne der Recknitz oder c) um ein fehlerhaftes Schichtenverzeichnis.

Für die Beckenmodellierung im Bereich Barther Heide-Darß-Zingst kamen eine Variogrammanalyse der Datenverteilung (Gauß'sches Modell) und ein Kriging-Verfahren zur Anwendung (Analyse: M. MEYER/Greifswald; Abb. 83).

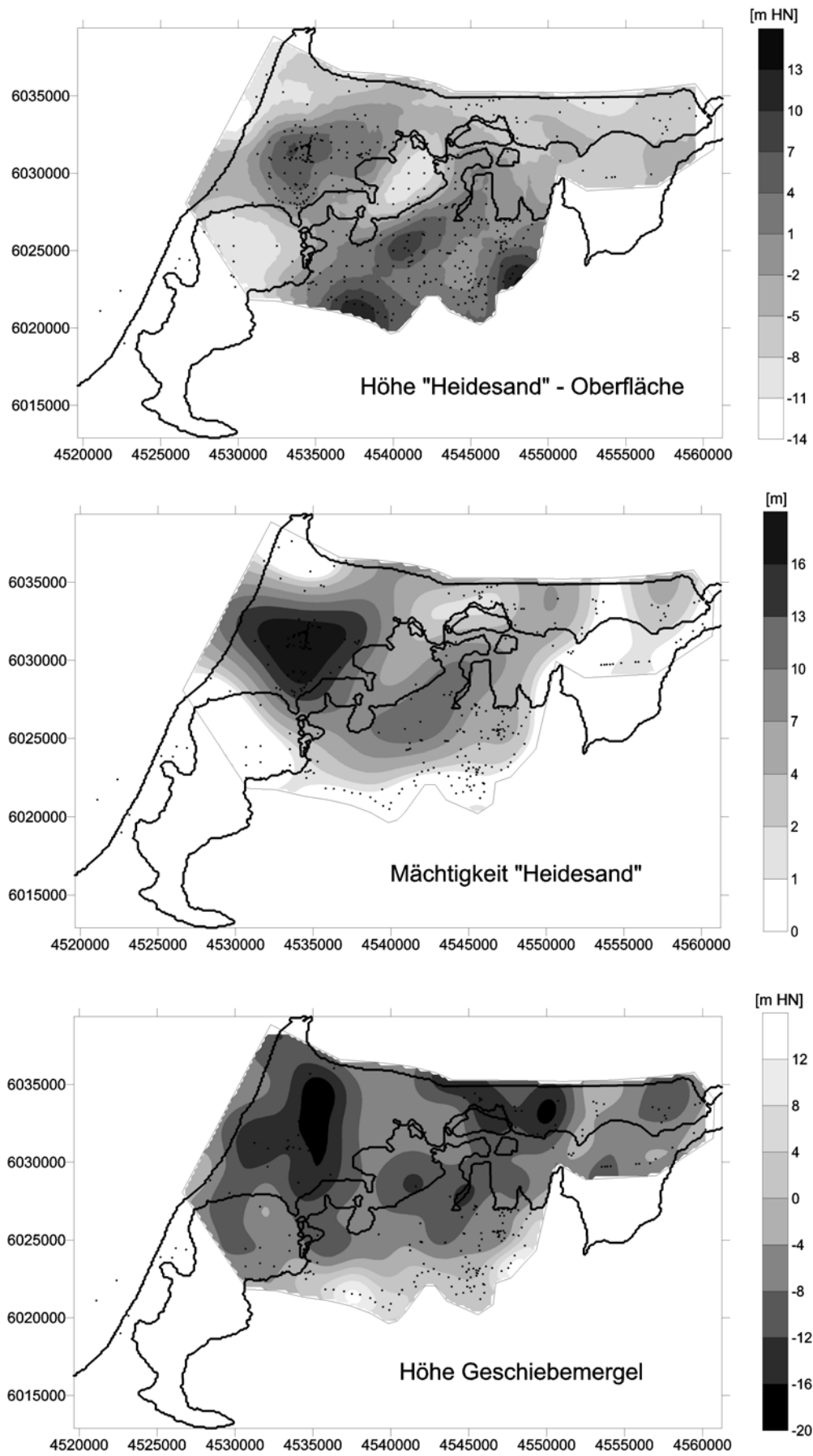


Abb. 83: Beckenmodellierung für den Bereich Barther Heide-Darß-Zingst. Der Abstand zwischen zwei Koordinatenbeschriftung beträgt 5 km.

Die Karte „Höhe ‘Heidesand’-Oberfläche“ (448 Datenpunkte) ist aus Bohrungen und ergänzenden topographischen Höhenpunkten berechnet worden. Der zusammenfassende Term „Heidesand“ mußte gewählt werden, da nur selten eine Differenzierung in liegende glazilimnische Sande und hangende äolische Sande möglich war. Deutlich werden erhebliche Höhenunterschiede sichtbar. Der tiefste Bereich liegt mit -11 bis -14 m HN im Bodstedter Bodden, der höchste Bereich mit mehr als 13 m HN am Südwest- und Ostrand der Barther Heide.

Anhand der Karte „Mächtigkeit ‘Heidesand’“ (338 Datenpunkte) wird das Maximum der glazilimnischen Beckenfüllung mit mehr als 16 m im Bereich des Altdarßes ausgewiesen. Ein zweites relatives Maximum stellt mit 10-13 m das Zentrum der Barther Heide dar. Auf eine Berücksichtigung bzw. Darstellung der basalen glazilimnischen Schluffe und Tone mußte aufgrund einer teilweise mangelnden Eindeutigkeit der geologischen Ansprachen verzichtet werden.

Die Karte „Höhe Geschiebemergel“ (220 Datenpunkte) zeigt eine starke Differenzierung der Beckenbasis mit einer maximalen Spanne von -20 bis 12 m HN, dies entspricht einem relativen Höhenunterschied von 32 m! Für große Bereiche, so z.B. östlich von Prerow bis Zingst oder vielfach in den Bodden, fehlen Bohrpunkte. Eventuell vorhandene Rinnen (z.B. die präitorine Recknitz und Barthe) bilden sich deshalb nicht ab, möglicherweise fehlen sie aber auch.

Anhand der Sedimentverteilung können die Barther Heide und der Altdarß auf der einen Seite und die von jüngeren marinen, brackischen und äolischen Sedimenten überdeckten Bereiche des Vor- und Neudarßes, der Bodden und des Zingst auf der anderen Seite zu einem zusammengehörenden spätpleistozänen Großbecken gezählt werden. Dabei weist sowohl die Oberfläche als auch die Unterfläche der glazilimnischen Beckenfüllung eine starke Profilierung auf. Trotz der fehlenden Anschlußkartierung zur Rostocker Heide kann aufgrund der prinzipiell ähnlichen Stratigraphie und der Nachbarschaft beider Räume von einem Großbecken „Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst“ ausgegangen werden.

Der land- und boddenwärtige Teil des glazilimnischen Großbeckens Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst erreicht mit ca. 700 km² eine deutlich geringere Dimension als der deutsche Anteil am sogenannten „Haffstausee“ mit ca. 1200 km² im Bereich der Ueckermünder Heide (vgl. BRAMER 1964).

Glazilimnische Sedimentation

Mit Hinblick auf die Sedimentmächtigkeiten und die Basis aus W3-Geschiebemergel fällt auf, daß das Beckenzentrum im kartierten Bereich des Großbeckens offensichtlich auf dem Altdarß liegt. Betrachtet man indes allein die Abfolge der Sedimente so zeigt sich eine auffallend *ähnliche* Stratigraphie sowohl am Beckenrand als auch im Beckenzentrum: Über einem nur vergleichsweise selten erbohrten Geschiebemergel lagert glazilimnischer Schluff, z.T. auch Ton. Darüber folgen - nach einer teilweise ausgebildeten Lage mit kiesigen Sanden - glazifluvial-limnische Mittel- und Feinsande. Eine ausgeprägte *räumliche* Differenzierung hinsichtlich limnischer Subfazies wie z.B. Deltafazies, Fanfazies, Turbiditfazies oder Seebodenfazies (vgl. BRODZIKOWSKI & VAN LOON 1991, ASHLEY 1995) ist nach Aussage der bislang bekannten Profile nicht erkennbar. Erschwert wird natürlich eine mögliche Identifizierung der Subfazies durch das nahezu ausschließliche Vorliegen von Bohrungen und den Umstand, daß entweder die interessanten Beckengrenzen unter dem Wasserspiegel der Bodden und der Ostsee liegen oder, wie im Falle der Rostocker Heide, nur unzureichend bekannt sind. Die auf dem Festland oder in den Bodden befindlichen Beckenbereiche lassen jedoch aufgrund eines Fehlens grober Sedimente im oberen Teil der Schichtenfolge eine *distale* Position zur *aktiven* Eisfront vermuten (vgl. z.B. JOPLING & MCDONALD 1975, FYFE 1990).

Im Bereich der durch den Verfasser untersuchten Beckengrenze im Kartiergebiet Hermannshagen-Heide als auch unmittelbar östlich davon vermittelt ein schmaler Saum aus Kleinbecken und aus von glazifluvial-limnischen Sedimenten aufgebauten Flachkuppen und -rücken zur südlich gelegenen Grundmoräne. Rasche vertikale Materialwechsel von glazifluvialen Kiesen bis glazilimnischen Schluffen sowie Diamiktiten („flow tills“?) in den Vollformen deuten auf hochdynamische bzw. instabile Verhältnisse hin. Die von den glazilimnischen Sedimenten nicht verschütteten Kleinbecken sind offensichtlich toteisbedingte Formen. Zusammen mit den auch in einer weiteren räumlichen

Perspektive teilweise *unter* dem Beckensandniveau lagernden Tills der benachbarten Grundmoränenplatten läßt sich auf einen Beckenrand schließen, der aus Toteis gebildet wurde (Abb. 90). Unter „Toteis“ wird in diesem Fall ein nicht oder nur geringfügig von Schutt begrabenes, „totes“ und gegenüber benachbarten glazifluvial-limnischen Gewässern höherliegendes Gletschereis verstanden. Für diese vom begrabenen Toteis zu unterscheidende Eisfazies haben JANKE & REINHARD (1968) den Begriff „Resteis“ verwendet, der allerdings keine nachhaltige Verwendung fand.

Die z.T. mehr als 5 m mächtigen basalen Tone und Schluffe mit Carbonatgehalten von 16-49 % sind nach Beschreibungen aus wenigen Bohrungen offenbar gewarvt, nähere Aussagen z.B. zum Warventyp oder zur Warvenzahl und -dicke lassen sich nicht treffen. Ohne Zweifel handelt es sich um Sedimente, die der Seebodenfazies zuzurechnen sind und anhand der Sedimentmächtigkeiten auf mehrere Jahrhunderte See-Existenz (vgl. RINGBERG 1991, JUNGE 1998) und auf eine Wassertiefe von mehreren Dekametern schließen lassen (ASHLEY 1995). Die sich über eine teilweise feststellbare Diskordanz aus gröberen bis kiesigen Sanden anschließenden, zumeist gut-sortierten Mittel- und Feinsande mit 1-6 % Carbonatgehalt sind bemerkenswert uniform aufgebaut (Abb. 84). Mit Ausnahme des Beckenrandes im Bereich der Stadt Barth finden sich in ihnen weder Feinkorn- (= Ton oder Schluff) Lagen noch Grobkorn- (= Grobsand- oder Kies) Lagen. Selbst einzelne Kiese, wie die im Profil Altdarß 6 als *dropstones* interpretierten Fein- und Mittelkiese, sind offenbar die Ausnahme. Zur Schüttungsrichtung in den zumeist parallelgeschichteten Sanden liegen keine eindeutigen Beobachtungen vor, wenn man von geomagnetischen Untersuchungen durch LAUTERBACH (1955/56, 1959) absieht, der vektoriell nicht orientierbare NNE-SSW- und NE-SW-Richtungen in der Barther Heide, eine N-S-Richtung auf dem Altdarß und eine NE-SW-Richtung in der Rostocker Heide feststellte. Damit ist eine vereinfachte Entscheidung hauptsächlich Gletschereis-beeinflußt (hypothetische Schüttung v.a. nach S) oder hauptsächlich Festland-beeinflußt (hypothetische Schüttung v.a. nach N) vorerst nicht möglich. Der Wechsel der Korngröße von Ton und Schluff nach Mittel- und Feinsand belegt allgemein eine höhere Dynamik und damit eine neue Phase im Becken. Da die basalen Tone und Schluffe bis unmittelbar an den Beckenrand reichen sowie aufgrund einer vertikalen und horizontalen Quasihomogenität der hangenden Sande, kann ein einfaches Sinken des Wasserspiegels als wesentliche Ursache für den höheren Energie- und damit größeren Partikeleintrag ausgeschlossen werden. Folglich ist hauptsächlich von einer veränderten Wasserzufuhr und -bewegung nach Stärke, Quelle (intensivierter Eisabbau oder gar ostseewärtiger erneuter Eisaufbau?, Anschluß der Festlandsentwässerung?) und Seetyp (nunmehr „Durchströmungssee“?) auszugehen. Aufgrund der Höhenlage dieser Sande zwischen 15-20 m HN auf dem Fischland und am Südrand der Rostocker Heide ist ein mindestens so hoher Wasserspiegel des Sees, der im Südsektor durch Toteis begrenzt wurde, anzunehmen.

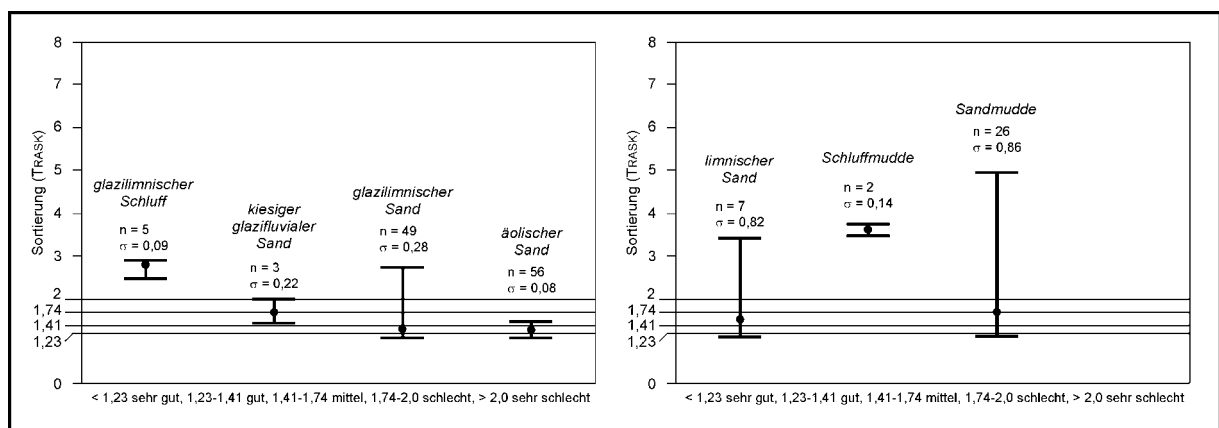


Abb. 84: Sortierung nach TRASK von Sedimenten aus der Barther Heide, vom Altdarß und vom Fischland (Klassierung der Sortierung nach FÜCHTBAUER 1988).

Ein Problem ist die Frage, wieviel Zeit durch die sandigen Sedimente repräsentiert wird. Im Extrem könnten die gröberen bis kiesigen Sande unmittelbar über den basalen feinen Sedimenten und die nachfolgenden mächtigen Fein- und Mittelsande *ein* Sedimentationsereignis repräsentieren (*fining upward sequence*). Doch widersprechen dem die geringe Mächtigkeit der nur teilweise ausgebildeten groben Basis und der scharfe Korngrößenwechsel zu Mittel- und Feinsand. Demzufolge ist eine längere Sedimentationsdauer von mehreren Jahrzehnten bis Jahrhunderten, ggf. sogar ein bis anderthalb Jahrtausenden anzusetzen: Doch wie lassen sich in diesem Falle die fehlenden Feinkorn- und Grobkornlagen in den mächtigen Sanden erklären?

Ganzjährige kontinuierliche Sandsedimentation ist in einer Eisabbau-Landschaft schwer vorstellbar. Im Winter sollte hypothetisch der Wasseranfall drastisch zurückgehen, der Transport von Sanden eingeschränkt werden, das Seebecken sich unter Eisbedeckung beruhigen und eine entsprechende Feinkornsedimentation möglich sein. Phasen mit größerem Wasseranfall sollten demgegenüber zu einer entsprechenden Sedimentation größerer Partikel führen. Hier kann vorerst *keine* Lösung des Problems dargestellt werden (vgl. Abschnitt 5.3)!

Bei einer Zusammenschau von geologischen und topographischen Karten sowie bei der Betrachtung von Schnitten durch das Großbecken (Abb. 85) fällt einerseits eine „Verinselung“ der spätpleistozänen Beckensedimente auf. Andererseits wird - im Maßstab dieser Landschaft - ein markanter Höhenunterschied zwischen der Beckensandoberfläche in den Bodden und in der Barther Heide bzw. auf dem Altdarß deutlich (z.B. Höhendifferenz Bodstedter Bodden-Alt darß = > 20 m). JANKE (1986) erklärte dieses Phänomen mit einer glazilimnischen Sedimentation über „Resteis“, wobei großdimensionierte (Resteis- =) Toteiskörper im Bereich der späteren Bodden-Hohlformen gelegen haben und kleindimensionierte Toteiskörper z.B. im Bereich späterer Kleinbecken der Barther Heide existierten.

Dieser auf den ersten Blick logischen Annahme stehen eingeschränkte stratigraphische Befunde und z.T. die Lagerungsverhältnisse in der Barther Heide gegenüber. So existiert zum einen eine Lücke *verläßlicher* Bohrungen im Bereich der Bodden. Zwar sind hier eine Vielzahl von ingenieurgeologischen Bohrungen aus den 1950er Jahren vorhanden, doch erreichen diese selten mehr als 10 m Tiefe. Zudem ist die Differenzierung in holozäne marine Sande und spätpleistozäne Beckensande auf der einen Seite sowie in glazilimnische Schluffe bzw. Tone und Geschiebemergel auf der anderen Seite häufig nicht eindeutig. Damit sind keine wirklich sicheren Aussagen zur Tiefenlage und zur erwarteten gravitativen Absenkung der glazilimnischen Basis möglich! Desweiteren läßt sich in der Barther Heide eine nahezu niveaugleiche Oberkante der glazilimnischen Schluffe bzw. Tone und demgegenüber jedoch eine stark wechselnde Mächtigkeit der glazilimnischen Sande beobachten. Besonders auffällig ist ein Mächtigkeitsanstieg dieser Sande vom Beckenrand zunächst in Richtung Bodden (Schnitt Barther Heide in Abb. 85). Als äolische Sande lassen sich nur wenige Meter im hangenden Bereich aushalten. Dieses bedeutet anhand eines lokalen Befundes (!), daß hier die Schluffe und Tone offenbar *nicht* über Toteis abgelagert wurden und die Mächtigkeitsunterschiede der hangenden glazilimnischen Sande auf einen bislang nicht identifizierten Prozeß zurückzuführen sind. Postsedimentäre (glazi-) fluviale Erosion dürfte durch die Existenz *geschlossener* Hohlformen am Beckenrand und aufgrund der weitgespannten, „weichen“ Formen auszuschließen sein. Gegen eine äolische Erosion spricht das Mächtigkeitsverhältnis von glazilimnischen Sanden zu allenfalls 3-4 m mächtigen, großflächig verbreiteten äolischen Sanden. Im Ergebnis muß die in Abbildung 90 rekonstruierte toteisbedingte Zerlegung eines ursprünglich zusammengehörenden Beckenbodens als zu verifizierende Hypothese betrachtet werden, die erst nach Vorlage neuer und ausreichend tiefer Boddenbohrungen bestätigt oder abgelehnt werden kann.

Für ein zumindest lokales Ausschmelzen von begrabenem Toteis im Alleröd sprechen die Befunde vom Fischlandkliff (vgl. Abschnitt 5.2).

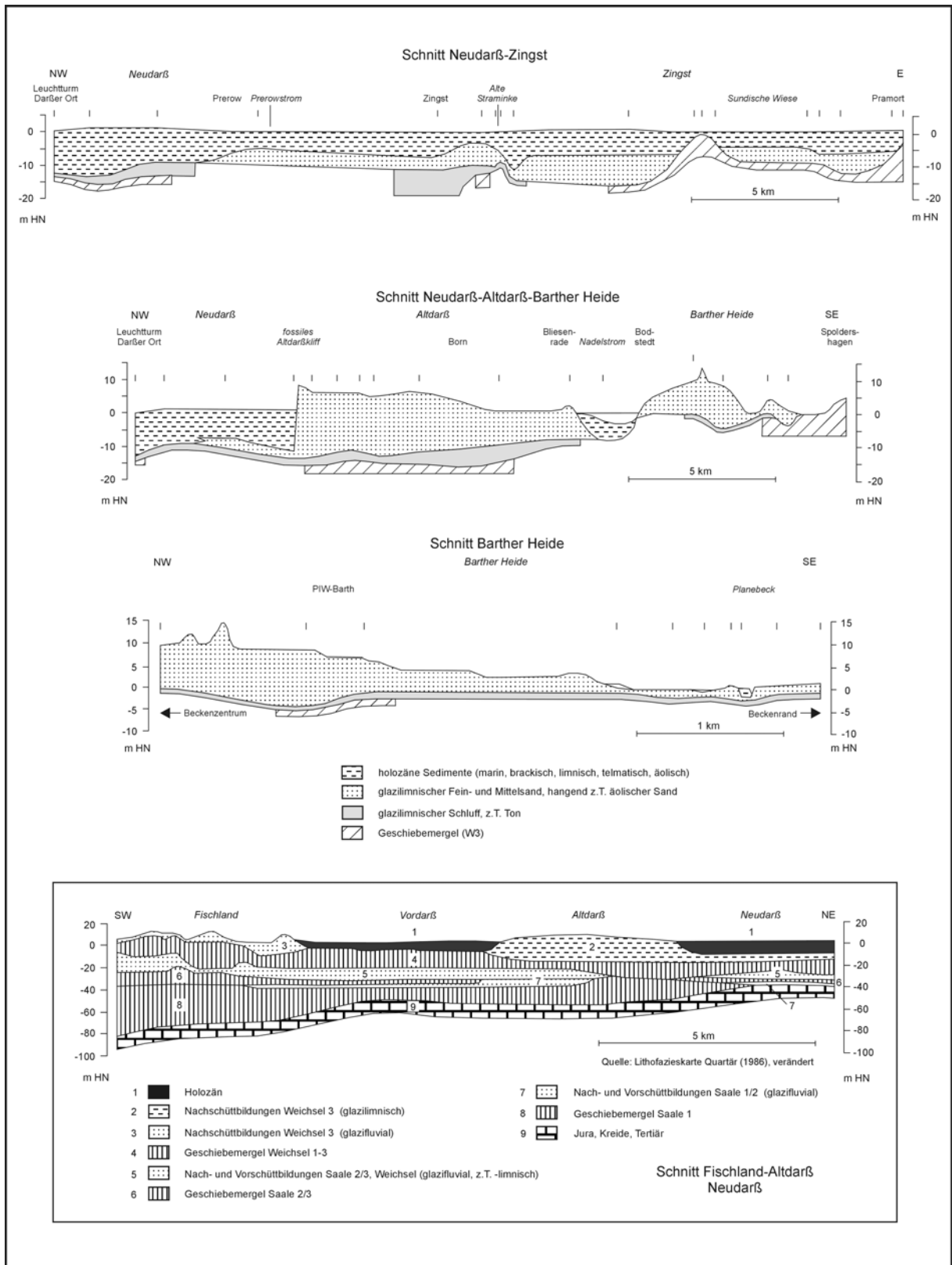


Abb. 85: Geologische Schnitte im Bereich Fischland-Darß-Zingst-Barther Heide.

Beckentyp

Der Versuch, die glazilimnischen „Heidesandbecken“ einer bestehenden regionalen Beckentypologie zuzuordnen, erweist sich als unbefriedigend. Hinsichtlich seiner „Verbreitungstypen glazilimnischer Sedimente Mitteleuropas“ unterscheidet JUNGE (1998: 14ff.) neben den Bildungen in Mittelgebirgs-vorländern, Gebirgen, endokinetischen Hohlformen und in kleinräumigen Becken („Grundmoränen-seen, Rinnenstrukturen“) auch „Eisstausee-Sedimente in glazial-morphologisch geprägten Gebieten“. Dieser Typ wird nochmals unterteilt in einen Subtyp, gebunden an eine Entstehung während des Vorstoßes und in einen Subtyp, gebunden an eine Entstehung während der Abschmelzphase des Inlandeises. Letzterer wird allerdings in seinem Vorkommen auf Endmoränengebiete beschränkt und hinsichtlich der Sedimente durch Ton-Schluff-Feinsand-Rhythmite charakterisiert. Als Beispiele dienen die Bänderschluße des Oder-Havel-Gebietes (SCHIRRMEISTER 1993, 1997). Sowohl die hier zur Diskussion stehenden „Heidesandbecken“ von Rostocker Heide-Barther Heide-Altdarß sowie Lubminer Heide und Ueckermünder Heide als auch die z.T. großflächig auftretenden glazilimnischen Sedimente in Becken des mecklenburgischen Binnenlandes (z.B. Bützower Becken, Güstrower Becken, südöstlich der Müritz) lassen sich hier strenggenommen nicht plazieren.

Einen günstigeren, allgemeinen Ansatz bietet die Klassifikation glazilimnischer Sedimente und Milieus nach ASHLEY (1988, 1995). Glazilimnische Seen lassen sich danach grundsätzlich hinsichtlich ihrer Position zum „lebendigen“ oder stagnierenden Eis und der Herkunft von Wasser und Sediment charakterisieren. Neben der Gruppe der proximalen oder Eis-Kontakt-Seen (sub-, en- und supraglaziale Seen, Eisrand-Seen) werden die distalen, d.h. die vom Eisrand physisch getrennten Seen unterschieden. Die supraglazialen Seen lassen sich in der Regel als relativ kurzlebige, ihre Konfiguration rasch ändernde, zumeist flache und daher im Sommer gut durchmischte Gewässer charakterisieren. Hier werden Seen auf aktivem Eis sowie Thermokarst-Kesselseen und netzartig miteinander verbundene Seen auf stagnierendem Eis unterschieden. Die Gruppe der Eisrandseen („Eisstauseen“ *sensu stricto*) läßt sich in die stärker dynamischen, relativ flachen Flußseen und in die weniger dynamischen, semi-permanenten größeren Seen mit ausgeprägter thermaler bzw. sedimentärer Stratifizierung differenzieren. Die distalen Seen schließlich besitzen keinen direkten Kontakt zum Eis, werden durch Schmelzwasserflüsse ernährt und können sich bei Lage in präexistenten Becken durch eine lange Erhaltungsdauer auszeichnen.

Die große Ausdehnung des Beckens Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst, seine Paläowassertiefe von mehreren Dekametern und die hohe Mächtigkeit seiner Sedimente sprechen für eine längere Existenz des glazilimnischen Sees. Die areale Einförmigkeit der zweiphasigen Sedimentfüllung im landwärtigen Bereich des Beckens spricht für eine *distale* Lage zum *aktiven* Eis. Die ostseewärtige Ausdehnung des Sees ist bislang unbekannt, ebenfalls die dort vorhandene glazilimnische Fazies.

Oberflächen des Spätglazials unter Flugsand

Der Nachweis von spätglazialen (Flachwasser-) Mudden, Torfen und Bodenbildungen oberhalb von glazilimnischen Sanden und unter Flugsanden belegt eine Wasserspiegelsenkung im Becken anscheinend vor oder in der Ältesten Dryas (Abb. 86, 90). Daraus läßt sich die Schlußfolgerung ziehen, daß auf die Großsee-Phase des Pleniglazials eine spätglaziale Phase mit Kleinseen, Mooren und trockenen Arealen folgte. Die Ausdehnung zusammenhängender begrabener Landoberflächen beträgt dabei nach Aufschluß- und Bohrergebnissen auf dem Altdarß mindestens ca. 2400 x 500 m (= 1,2 km²) und am Kliff der Rostocker Heide ca. 670 m bzw. 440 m!

Die Mudden sind zumeist als ca. 20-130 cm mächtige schluffige Feinsandmudden mit relativ geringen organischen Gehalten ausgebildet und führen häufig Pflanzenreste, insbesondere Braunmoose. Nur in Kontaktbereichen zu Geschiebemergel- bzw. Beckenschluffvorkommen weisen sie Carbonat auf. Spätglaziale Torfe von ca. 5-50 cm Mächtigkeit konnten bislang nur auf dem Altdarß (Profil Altdarß 2) sowie in der Rostocker Heide bei Torfbrücke und Gelbensande (z.B. GEINITZ & WEBER 1904, ENGMANN 1938a, FIRBAS 1952, SCHULZ 1961) aufgeschlossen werden. Sie lassen sich nach Geländeansprachen als Braunmoostorfe charakterisieren.

Für die Vorkommen spätglazialer Ablagerungen in der Rostocker Heide gilt ähnliches wie für das Fischlandkliff: Sie sind häufig, insbesondere paläobotanisch untersucht und z.T. widersprüchlich hinsichtlich ihrer präzisen chronologischen als auch faziellen Einordnung interpretiert worden. Es gibt Indizien, daß die zuletzt und am umfassendsten von SCHULZ (1961) untersuchten spätglazialen Sedimente möglicherweise in der Hippophae-Phase einsetzen. Allerdings gestatten die vorhandenen Pollenspektren aus heutiger Sicht keine klare Entscheidung.

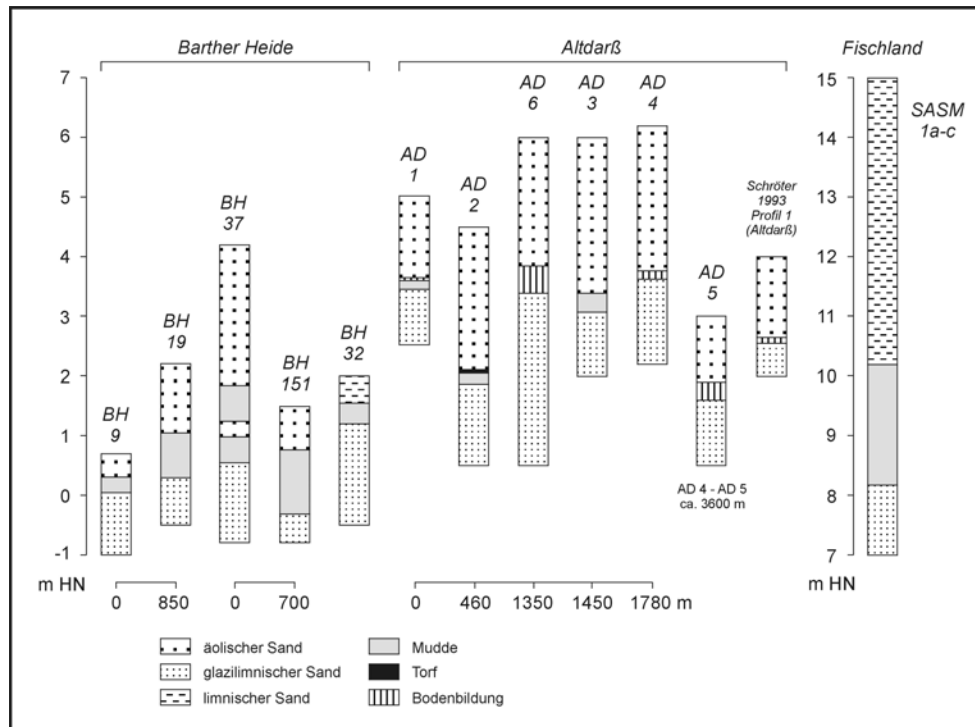


Abb. 86: Profile mit spätglazialen begrabenen Mudden, Torfen und Böden aus der Barther Heide, vom Altdarß und vom Fischland. Die Datierung der Profile AD 5 und Schröter 1993, Profil 1 ist unsicher.

Zunächst als stratigraphisches „Werkzeug“ den Mudden und Torfen gleichgestellt, gilt dennoch den nachgewiesenen „echten“ bzw. anhydromorphen bis schwach hydromorphen begrabenen Bodenbildungen des Spätglazials ein besonderes Interesse: Seit den 1960er Jahren wird im nordostdeutschen Jungmoränengebiet eine kontroverse Debatte darüber geführt, in welchem Maße im Spätglazial Bodenbildung stattgefunden hat (z.B. JÄGER & KOPP 1969, JÄGER & LIEBEROTH 1987, EWALD 1987, REUTER 1990; vgl. auch ROHDENBURG & MEYER 1968, JANETZKO 1999). Das Spektrum der Meinungen reicht dabei unter Berücksichtigung der Substrate von allenfalls Humusanreicherung bzw. der Entwicklung von „Protoböden“ bis zur Ansicht, daß die Oberflächenböden ihre entscheidende Prägung im Spätglazial erfahren haben. Die Diskussion fand auf der Grundlage von nur relativ wenigen publizierten Geländebefunden statt und war in hohem Maße von Hypothesen geprägt. In den 1990er Jahren belebte sich die Diskussion spürbar, nachdem einerseits das Interesse an der jungquartären Relief- und Bodenentwicklung wieder zunahm und andererseits in größerer Zahl eindeutige, sorgfältig dokumentierte und vielfältig datierte Befunde zur Verfügung standen (z.B. SCHLAAK 1997, BUSSEMER 1998, 1999, GÄRTNER 1998, BITTMANN & PASDA 1999, FISCHER-ZUJKOV ET AL. 1999, KAISER & KÜHN 1999, KRAUSKOPF & PASDA 1999).

Mit den Profilen Altdarß 1, 4 und 6 liegen vom Altdarß Befunde zur spätglazialen Bodenentwicklung auf Sand vor. Hinzu kommt das „Profil 1 Altdarß“ von SCHRÖTER (1993). Die Bodenbildungen der Profile Altdarß 1, 4 und 6 stammen vom höchsten Teil des Altdarß und liegen topographisch über zeitgleichen Mudden und Torfen (Abb. 86). Neben einer als begrabene Rohhumusaufgabe angesprochenen Bodenbildung in Profil Altdarß 1 handelt es sich bei allen weiteren begrabenen Böden um „einfache“ dunkelgraue bis braune fAeh-Horizonte. Noch fehlen weitgehend chrono- oder biostratigraphische Direktdatierungen der terrestrischen (trockenen) Böden. Jedoch ist aufgrund benachbarter

Profile der lithostratigraphische Befund jeweils eindeutig und verweist zusammen mit den OSL-Datierungen auf ein Alter der Bodenoberfläche in das Spätglazial und *vor* die (jüngere) Jüngere Dryas. Die anhand der reduzierten Glühverluste abgeleiteten Humusgehalte der fAeh's liegen zwischen 1-3 % und die Horizonte weisen gegenüber den benachbarten Lagen deutliche Grobschluffanreicherungen auf. Bei letzteren ist eine mögliche Vorgeschichte des jeweiligen Standortes als Flachwasserbecken zu berücksichtigen, ohne daß jedoch makroskopisch sichere Indizien für eine „Muddevergangenheit“ festgestellt werden konnten. Neben der flächigen schwachen Aufhellung durch gebleichte Einzelkörner fallen sowohl mäßig podsolierte schmale Säume als auch stark podsolierte Flecken auf. Deutliche fAe-Horizonte oder gar makroskopisch wahrnehmbare Einwaschungshorizonte sind indes nicht entwickelt. Im Zusammenhang ergibt sich nach „KA 4“ eine bodentypologische Einordnung als podsoliger Regosol (AG BODEN 1994), wobei die Podsoligkeit als möglicher postgenetischer, d.h. nach dem Begraben erfolgter Prozeß zu diskutieren bleibt. Eine aus den teilweise auftretenden braunen Bodenfarben abzuleitende Identität mit dem sogenannten „Finowboden“ *sensu* SCHLAAK (1998), der als allerödzeitlicher fBv-Horizont in Dünengebieten des nördlichen Ostdeutschlands nachgewiesen wurde, kann ausgeschlossen werden: Dem Verfasser sind Habitus und analytische Merkmale dieses Bodens einerseits vom *locus typicus* bei Eberswalde-Finow und von anderen Orten in Brandenburg sowie andererseits durch zwei Vorkommen in der Ueckermünder Heide bekannt (vgl. KAISER & KÜHN 1999, KAISER ET AL. 2001b, BOGEN ET AL. in Vorb.).

Die auf dem Altdarß nachgewiesenen spätglazialen Gyttyas, Moorgleye und Regosole lassen sich zu einer Paläobodencatena zusammenfügen. Anmoorgleye und Gleye sind dem Bodenmuster nach zu erwarten (Abb. 87).

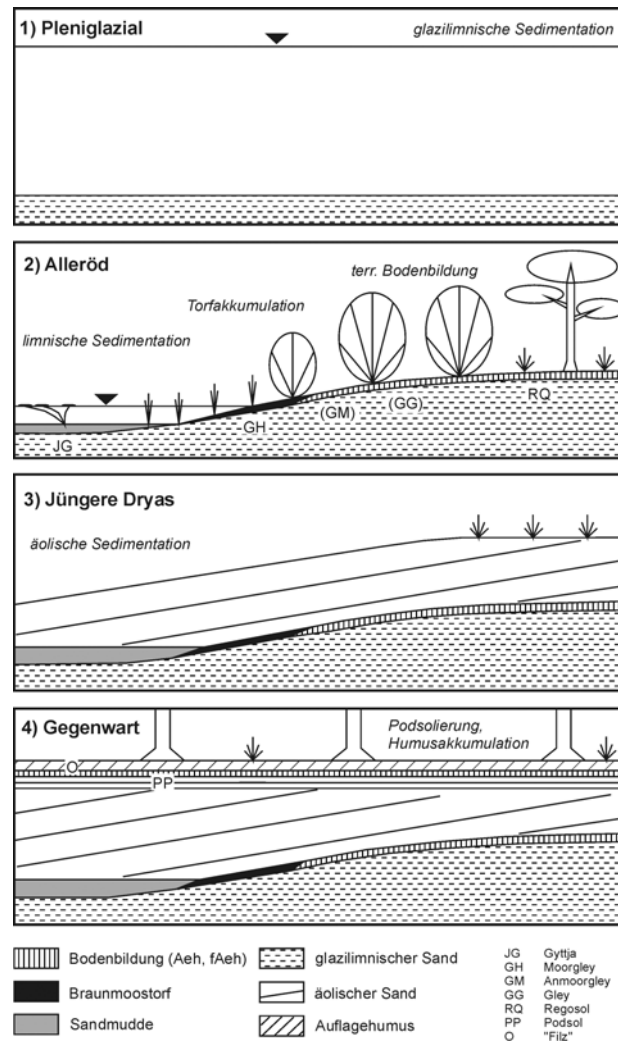


Abb. 87: Landschaftsogenetische Catena für den Altdarß.

In der Rostocker Heide fand SCHULZ (1961: 10, 44) möglicherweise zwei pollenanalytisch gestützte Vorkommen von „echten“ spätglazialen Bodenbildungen: Einerseits einen „Waldtorf“ von wenigen Zentimetern Mächtigkeit; offenbar ist eine Rohhumusauflage gemeint, die sich in höherer Position aus dem am Heidekliff anstehenden spätglazialen „Moostorf“ entwickelt. Andererseits in der zentralen Heide „... einen 20 cm mächtigen, humosen Mittelsand unter 1,60 m Heideflugsand ...“.

Für die (Becken-) Sandareale in Mecklenburg-Vorpommern kann nach Befunden aus dem hier zur Diskussion stehenden Großbecken und aus der Ueckermünder Heide demzufolge wahrscheinlich gemacht werden, daß sich im Spätglazial allenfalls initiale Böden im Sinne von (podsolierten?) Regosolen und geringmächtigen Braunerden entwickelt haben. Hinzu kommen hydromorphe Bodenbildungen wie Tundragleye (Nachweis bei Klein Müritz/Rostocker Heide, vgl. JÄGER & KOPP 1999), Anmoorgleye, Moorgleye und Moore. Die offenkundige schwache Ausprägung der anhydromorphen Böden steht im Gegensatz z.B. zu JÄGER (1970), wonach sich die ausgeprägten Bv-Horizonte heutiger Oberflächenböden im Spätglazial entwickelt haben sollen, geht jedoch konform mit HELBIG (1999a: 99), der sich u.a. nach Befunden auf den Grundmoränenplatten Vorpommerns „gegen eine bedeutende Bodenbildung im Spätglazial“ ausspricht. Auch in den Dünengebieten der Niederlande, Niedersachsens, Schleswig-Holsteins, Westpolens und Nordsachsens zeigen sich unter Flugsanddecken der Jüngeren Dryas allenfalls podsolierte Humushorizonte oder „Nanopodsole“ (z.B. DÜCKER & MAARLEVELD 1957, STAPERT & VEENSTRA 1988, VAN GEEL ET AL. 1989, MANIKOWSKA 1977, 1991, WALTHER 1990, 1992, CLAUSEN 1995, VAN DER KROFT ET AL. 1999). In Brandenburg kommen sowohl letztere (BITTMANN & PASDA 1999, KRAUSKOPF & PASDA 1999, PASDA im Druck) als auch geringmächtige Braunerden vor (SCHLAAK 1993, 1997, 1998, BUSSEMER 1998, 1999).

Während die paläopedologische Befundlage auf Akkumulationsstandorten in den Sandgebieten von Mecklenburg-Vorpommern nunmehr eindeutige Aussagen ermöglicht, bleibt die Bodenentwicklung auf den Geschiebemergelplatten der Region derzeit noch fraglich: Neben einer (teilweisen) Genese der dort weit verbreiteten Lessivé-Braunerden im Spätglazial (z.B. JÄGER & LIEBEROTH 1987, SCHRÖDER & SCHNEIDER 1996) *oder* im Holozän (z.B. REUTER 1990, HELBIG 1999a, b) wird auch eine initiale Lessivierung im Spätglazial *und* eine (prägende?) Lessivierung im Holozän vermutet (SCHNEIDER & KÜHN 2000, KÜHN im Druck, KÜHN et al. im Druck).

Datierung und Ausprägung äolischer Sedimentation

Geomorphologische, strukturelle und stratigraphische Befunde belegen die Existenz von Flugsanddecken und Binnendünen in der Barther Heide, auf dem Altdarß und in der Rostocker Heide. Die Küstendünen der Ostseeküste und des Neudarßes stehen hier außerhalb der Betrachtung. Der mehrfache Nachweis von spätglazialen begrabenen Oberflächen aus der älteren Jüngeren Dryas, das Pollendiagramm aus dem Prerower Torfmoor und die OSL-Datierungen (Abb. 88) datieren die *großflächige* äolische Sedimentation in die jüngere Jüngere Dryas bzw. in den Übergang Spätpleistozän/Frühholozän. Das Pollendiagramm „ADP“ gibt dabei Anlaß, die äolische Sedimentation eindeutig der jüngeren Jüngeren Dryas zuzuordnen! Für allenfalls *lokale* äolische Umlagerungen während der Älteren Dryas liegen von einem Profil aus der Barther Heide (Barther Heide 37) und vom Kliff der Rostocker Heide (SCHULZ 1961) Indizien vor. Anhand stratigraphischer und morphologischer Hinweise läßt sich zudem im Beckensandgebiet eine lokale äolische Dynamik während des Jungholozäns (Mittelalter oder Neuzeit) sicher nachweisen.

In Abbildung 89 sind die anhand der Topographischen Karte 1:10000 identifizierbaren Dünengrundrisse für die Barther Heide und den Altdarß dargestellt. Neben spätglazialen Längs- und Parabeldünen sind als holozäne Formtypen Kupsten- oder Haufendünen und auf dem Neudarß zudem an Strandwälle („Reffe“) gebundene „Längsdünen“ vorhanden.

Hinsichtlich der spätpleistozänen regionalen Beckenentwicklung kann eine neue Phase definiert werden, die durch großräumige äolische Sandsedimentation vermutlich aufgrund stark gesunkener Grund- und Seewasserspiegel sowie relativ schütterer Vegetation gekennzeichnet ist (Abb. 90).

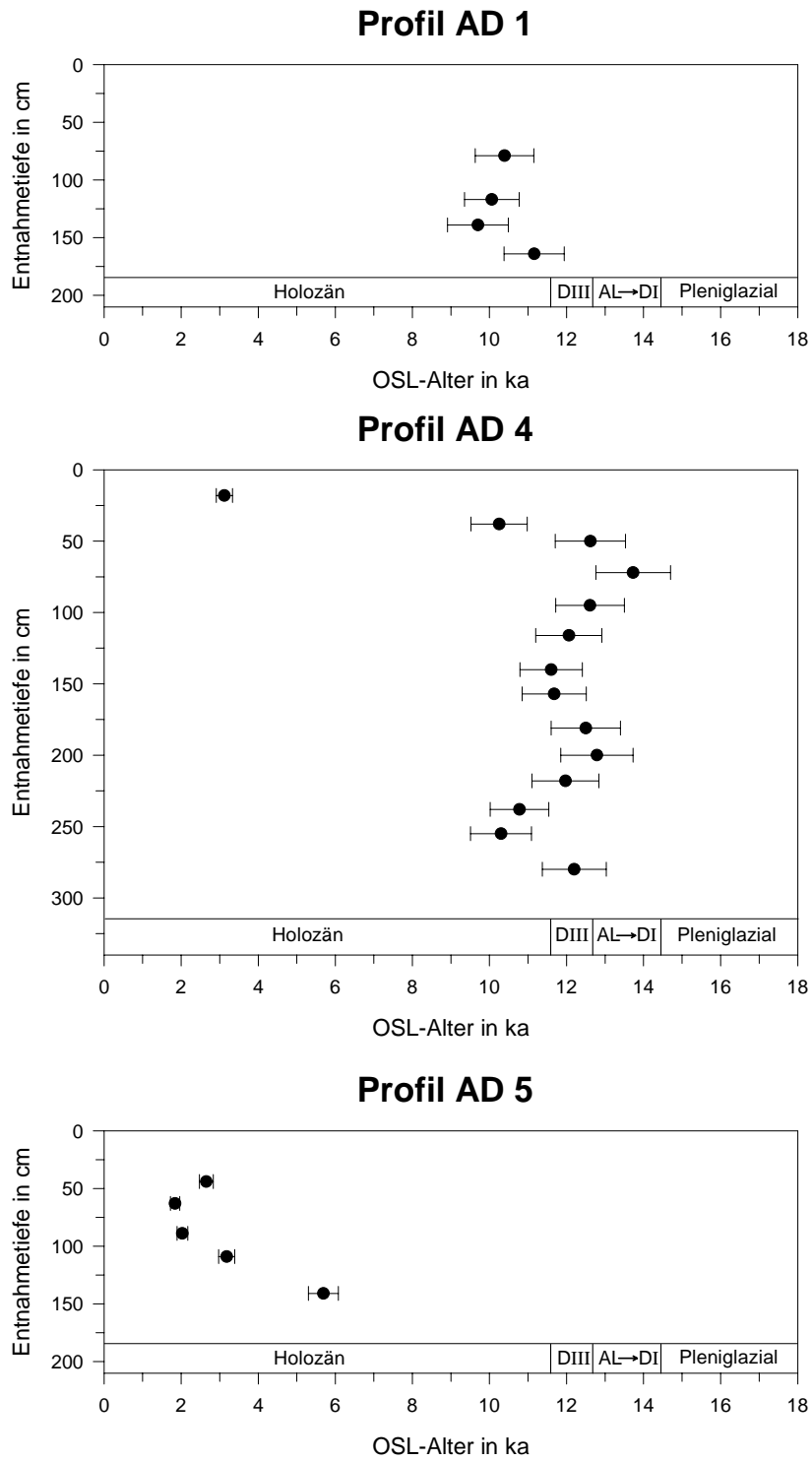


Abb. 88: OSL-Datierungen der Profile Altdarß 1, 4 und 5 (Analyse und Graphik: A. HILGERS/Köln). Die Einteilung der Chronozonen folgt kalibrierten ¹⁴C-Daten nach LITT ET AL. (2001).

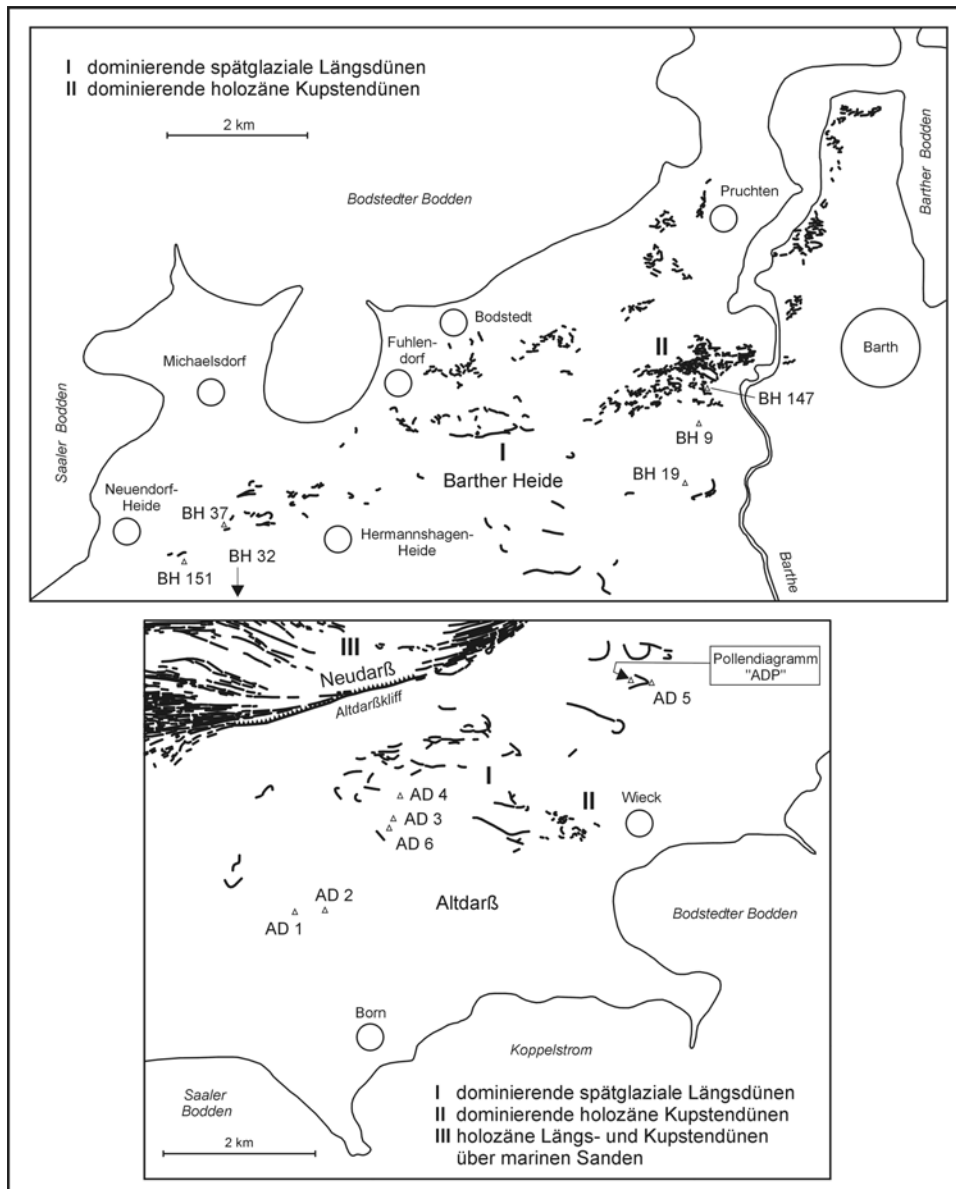


Abb. 89: Dünen in der Barther Heide sowie auf dem Alt- und Neudarß (Dünengrundrisse nach TK 10).

Allgemein lassen sich zwar nun für den betrachteten Raum die hypothetischen Vorstellungen von KLEWE (1973: 162) bestätigen, der eine ausgeprägte äolische Sedimentation während der „... vegetationsarmen Tundrenzzeiten ...“ postulierte. Die vorhandenen Befunde entsprechen jedoch nicht seiner konkreten Annahme einer äolischen Dynamik „... insbesondere in der älteren und mittleren Tundrenzzeit ...“. Nicht ausgeschlossen werden kann ein äolisches Geschehen unmittelbar nach dem teilweisen Trockenfallen des Großsees vermutlich am Ende des Pleniglazials; hier fehlen bislang jedoch die entsprechenden Befunde.

Die ausgeprägte äolische Dynamik während der Jüngerer Dryas entspricht sowohl den zeitgleichen Verhältnissen ähnlicher Landschaften in Mecklenburg-Vorpommern und im unmittelbar benachbarten Westpolen (JANKE 1971, BOROWKA ET AL. 1986, KAISER ET AL. 2001b), als auch in weiter entfernten Alt- und Jungmoränenlandschaften Niedersachsens, Schleswig-Holsteins, Dänemarks, Brandenburgs und Polens (z.B. K.-H. KAISER ET AL. 1989, KOLSTRUP 1991b, SKUPIN 1994, ALISCH 1995, SCHLAAK 1997, BUSSEMER ET AL. 1998, JÄGER ET AL. 1998, SCHIRMER 1999). Unser Raum ist wie die vorgenannten Gebiete Bestandteil des im Spätpleistozän entstandenen sogenannten „European sand belt“, der sich in etwa von London bis östlich von Moskau erstreckt und großflächige Flugsandgebiete

aufweist (ZEEBERG 1998). Für das nahe und als Vergleichsgebiet interessante Südschweden ist offenbar von einem Fehlen größerer spätglazialer Flugsandgebiete auszugehen (SCHLYTER 1991).

Auffällig ist die Tatsache, daß die spätglazialen Längs- und Parabeldünen im Bereich Rostocker Heide-Barther Heide-Alt darß ausgesprochen niedrig sind und ausgedehnte, schwach profilierte Flugsanddecken offenbar vorherrschen. In der weiter südöstlich gelegenen Ueckermünder Heide indes erreichen die spätglazialen Dünen z.T. 10-20 m Höhe, entsprechendes gilt für die Dünengebiete in Nordbrandenburg und Westpolen. BÖSE (1991: 25) führte eine spätglaziale *großräumige* morphologische Differenzierung von den Niederlanden (dominante Flugsanddecken) über Brandenburg (mittelhohe Dünen) bis Mittelpolen (hohe Dünen > 30 m) auf eine „... combination of climatic and vegetational factors ... due to the change from maritime to increasingly continental climate from west to east ...“ zurück (vgl. auch SCHWAN 1988).

Der äolische Sandtransport in der Barther Heide und auf dem Alt darß erfolgte nach der Ausrichtung der meisten Parabel- und Längsdünen sowie nach einigen Messungen der Schüttungsrichtung vom West- in den Ostsektor. Daß dieses offensichtlich für das gesamte „festländische“ Beckengebiet gilt, belegen geomagnetische Kartierungen von LAUTERBACH (1955/56, 1959), der über einer N-S- bzw. S-N-Richtung in den liegenden glazilimnischen Sanden im hangenden Bereich eine W-E- bzw. E-W-Richtung feststellte und die entsprechenden Sedimente als äolische Sande interpretierte.

Granulometrisch sind die Flugsande zumeist als gut-sortierte mittelsandige Feinsande ausgebildet und mittels Korngrößenanalysen häufig nicht von den liegenden glazilimnischen Sanden zu unterscheiden (Abb. 84). Anhand der Analysen zeigt sich in den spätglazialen äolischen Decken eine (v.a. Grob-) Schluff-Anreicherung der oberen Podsol-Bodenhorizonte gegenüber den liegenden Horizonten. Dieses betrifft ca. 15-30 cm und damit die Aeh-, Ahe- bzw. Ae-Horizonte und seltener auch ein oder zwei B-Horizonte. Bei sechs analysierten Profilen liegen die Schluffgehalte im oberen Bereich zwischen 10-18 %, gegenüber 4-8 % darunter. Dieses entspricht in den realen Profilen einer 2-3fachen Schluffanreicherung. Demgegenüber zeigt ein Profil mit jungholozänen Flugsanden (Barther Heide 147) nur eine schwache, ggf. nicht signifikante Schluffanreicherung in den oberen 5 cm mit 7 % gegenüber 4 %. Als mögliche Ursachen der Schluffanreicherung von Landoberflächen, die während der Jüngeren Dryas entstanden sind, kommt nachfolgende Silikatverwitterung oder „schleichender“ (?) äolischer Schluffeintrag während des Holozäns bzw. beides zusammen in Frage.

Abschließend bleibt nach den Ursachen der äolischen Dynamik während der Jüngeren Dryas und nach der Zeitdauer der äolischen Sedimentation zu fragen. Hinsichtlich der Ursachen sind eine zumindest phasenhaft ausgesprochen geringe Bodenfeuchte und eine geringe Vegetationsbedeckung wahrscheinlich. Daß kräftige äolische Sandbewegung auch unter den heutigen hygrischen Bedingungen möglich ist, sofern die Vegetation anthropogen bedingt fehlt und eine Krumenaustrocknung vorhanden ist, zeigen im Untersuchungsgebiet einerseits Studien (z.B. AMELANG 1987) und andererseits eigene Beobachtungen (vgl. Abschnitt 4.3.3). Offenbar führten die phasenhaft kalt-trockenen klimatischen Verhältnisse während der Jüngeren Dryas zu einem geringen Deckungsgrad der Vegetation und damit, verbunden mit der Freilage von Sand und hohen Windgeschwindigkeiten, zu großflächigen Substratumlagerungen.

Bezüglich der Zeitdauer der äolischen Sedimentationsphase fällt auf, daß die bislang aufgeschlossenen äolischen Ablagerungen keine deutlichen Sedimentationsunterbrechungen in Form „kurzlebiger“ Oberflächen bzw. „Mikrooberflächen“ aufweisen. Daraus leitet sich ein eher ereignishaftes, also kurzfristiges Geschehen von wenigen Jahren bis Jahrzehnten als eine langfristige Wehphase von mehreren Jahrhunderten ab.

Anmerkungen zur früh- und mittelholozänen Entwicklung

Frühholozäne Ablagerungen wurden bislang nur im Saaler Bodden (SCHUMACHER ET AL. 1998), östlich von Zingst im Bereich der Alten Straminke (KLEWE & JANKE 1991) und im Prerower Torfmoor auf dem Altdarß palynologisch datiert. Danach läßt sich vom Präboreal zum Boreal jeweils eine Sukzession von Stillgewässern zu Mooren nachweisen. Der Mudde-Torf-Übergang liegt dabei zwischen -12 und -3 m HN. Die Bodden, in denen die holozäne Sedimentation lokal zu unterschiedlichen Zeitpunkten begann (MÜLLER 1997), wurden durch das Litorinameer frühestens zwischen 7000 und 6000 BP erreicht (JANKE & LAMPE 1998). Die limnisch-telmatischen Sedimente und Bodenbildungen wurden im Ergebnis der Überflutung durch marine Sande und Schlicke überdeckt. Die fortschreitende Transgression führte schließlich zu einem großflächigen „Ertrinken“ tiefliegender Beckensand- und Grundmoränenareale und zur Entstehung einer Inselflur. „Das Zusammenwachsen der zeitweilig existierenden Inseln zu einer durchgehenden Nehrung und die Anbindung an das Festland erfolgte erst im Verlauf der jüngsten 4000-1000 Jahre.“ (JANKE & LAMPE 1998: 181).

Für die höher gelegenen und damit trockenen Bereiche des Beckensandgebietes gibt es im Gegensatz zu brandenburgischen Dünengebieten (BUSSEMER ET AL. 1998) keine Hinweise für eine äolische Dynamik im Frühholozän.

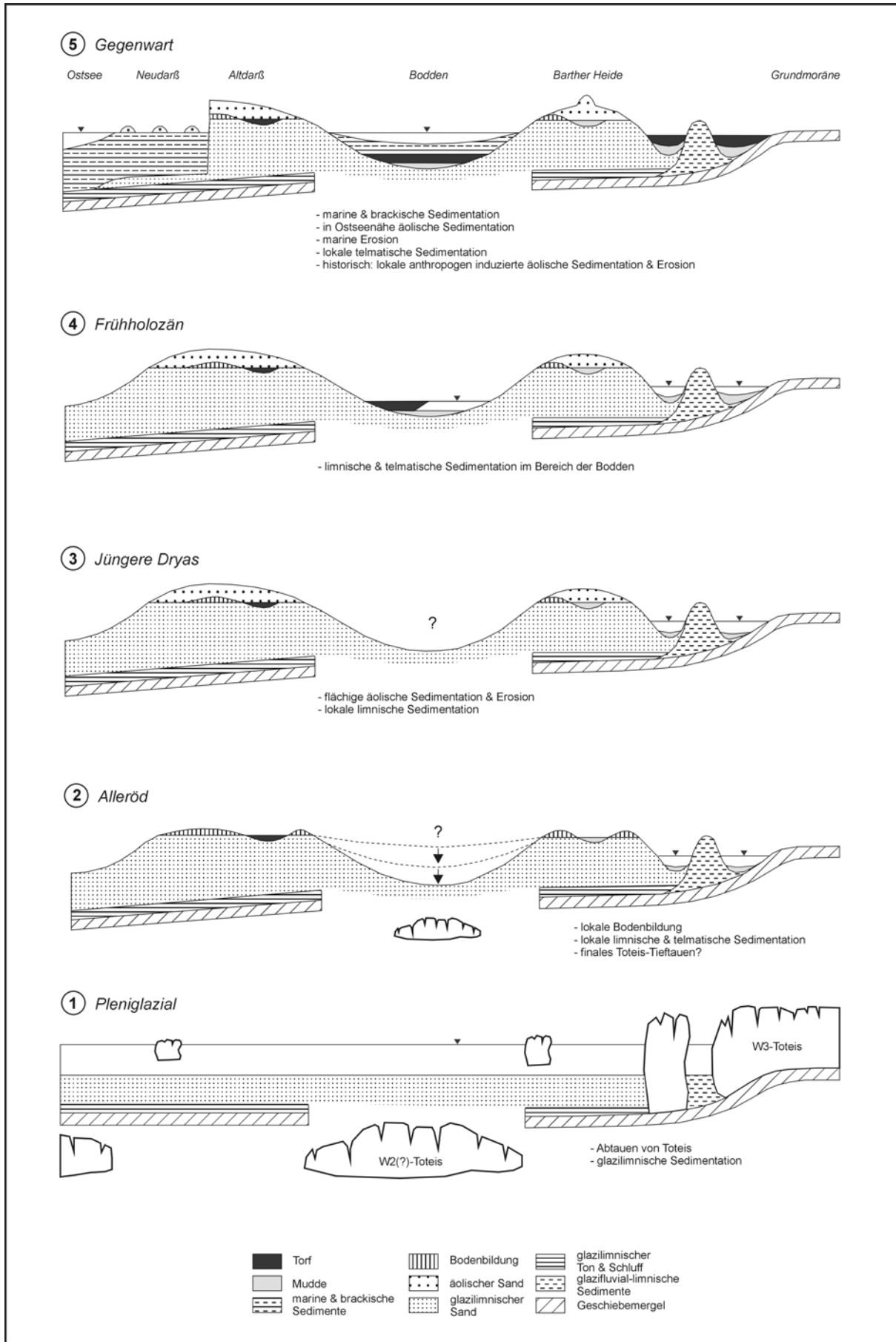


Abb. 90: Modell der geologisch-geomorphologischen Entwicklung im Bereich Barther Heide-Alt darß-Neudarß.

4.4 Vergleich der Ergebnisse im nördlichen Mecklenburg-Vorpommern

Bevor im Abschnitt 5 zusammenfassende Vorstellungen zur Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern entwickelt werden, sollen abrißartig die wesentlichen Befunde aus den untersuchten Becken im Norden des Landes vergleichend betrachtet werden (Tab. 1).

Hinsichtlich der Beckendimension sind drei Typen zu unterscheiden. Zum einen die Teilbecken von Barther Heide und Altdarß als Bestandteil eines glazilimnischen Großbeckens. Zum anderen das Endinger Bruch als mittelgroßes Becken in einer Grundmoränenlandschaft und schließlich die sollartige Depression der Südlichen Althäger Sandmulde auf dem Fischland.

Mit Ausnahme der Südlichen Althäger Sandmulde standen in den untersuchten Becken kaum tiefergehenden Aufschlüsse zur Verfügung; Aussagen insbesondere zur pleniglazialen Landschaftsentwicklung stützen sich daher fast ausschließlich auf Bohrungen. Demgemäß bleiben z.T. die Vorstellungen zur Toteisprägung der Hohlformen und hier v.a. die Annahme von tieferliegendem Toteis des Pommerschen Stadiums hypothetisch. Für das Spätglazial konnten hingegen aus dem Endinger Bruch und Umgebung klare Befunde für ein phasenhaftes Toteis-Tieftauen erbracht werden. Hinzu kommen die älteren Befunde vom Fischlandkliff.

Sowohl im Großbecken Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst als auch im Endinger Bruch fand am Übergang vom Pleniglazial zum Spätglazial ein geologisch-geomorphologischer Umbruch statt: Nach einer glazilimnischen Phase mit hohen Wasserständen und einer Sedimentation zwischen und über Toteis fielen die Becken durch den Abbau ihrer Ränder aus Eis z.T. großflächig trocken. Die Restwasserflächen von Teilbecken lagen nun vielfach unter den ehemaligen Seeböden, folglich läßt sich dieser Prozeß geomorphologisch auch als *Reliefumkehr* charakterisieren. Da im Endinger Bruch und im Becken Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst limnische Sedimente der Ältesten Dryas nachgewiesen wurden, die einen anderen Charakter als die pleniglazialen „Großsee-Sedimente“ besitzen, fällt dieser Umbruch wahrscheinlich in die Wende Pleniglazial/Älteste Dryas.

Der Abschnitt Hippophae-Phase bis Alleröd zeigt sich in Form von limnischer und telmatischer Sedimentation sowie Bodenbildung. Hinzu kommen für die Ältere Dryas lokale fluviale und äolische Impulse. Hinsichtlich der dominierenden Prozesse und ihrer räumlichen Ausprägung lassen sich für die Hippophae-Phase und das Alleröd auf den ersten Blick ähnliche geomorphodynamische Verhältnisse ableiten, so man von der lokalen Beckenbildung bzw. -vertiefung durch Toteis-Tieftauen im Alleröd absieht. Bei einer detaillierten Betrachtung ihrer Sedimente jedoch fallen für die Hippophae-Phase minerogen geprägte, für das Alleröd hingegen in starkem Maße organogen geprägte Sedimente auf. Das erste ist vermutlich an eine - verglichen mit der Jüngeren Dryas - relativ schwache Erosion der von Kräutern, Gräsern und Sträuchern noch nicht vollständig geschützten Oberflächen gebunden. Das zweite kann mit einer stärkeren aquatischen und terrestrischen Bioproduktion, Bewaldung und einer daraus resultierenden Stabilität der Oberflächen verbunden werden. Lokal gab es allerdings, wie in der Südlichen Althäger Sandmulde ausgeprägt, auch im Alleröd stärkere morphodynamische Impulse. Insbesondere sei hierfür auf die lokale Instabilität von Beckenrändern infolge des Toteis-Tieftauens hingewiesen.

Die Ältere Dryas zeigt bereits bei einem Vergleich innerhalb der Untersuchungsgebiete eine verschiedenartige Ausprägung. In einigen Profilen gibt es keine sedimentären Unterschiede zu den benachbarten Zonen, in anderen wiederum sind deutliche Spuren bzw. Indizien einer moderaten Verstärkung fluvialer oder äolischer Prozesse zu erkennen. Im Vergleich mit der Jüngeren Dryas handelt es sich allerdings nur um eine verhältnismäßig schwache Zunahme der morphodynamischen Aktivität.

Die Jüngere Dryas ist von einer markanten Verstärkung sedimentärer und erosiver Prozesse geprägt. Für die in Grundmoränenlandschaften eingebetteten Becken lassen sich kräftig ansteigende Seespiegel und hohe Raten einer limnischen und fluvialen Sedimentation feststellen. Im Endinger Bruch gibt es klare Belege dafür, daß die starke fluvial-limnische Aktivität ereignishaft verlief. Für das Großbecken Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst hingegen konnte eine zeitgleiche und großflächige äolische Dynamik nachgewiesen werden, d.h. das Becken muß mehr oder weniger trockengelegen haben. Dieses korrespondiert mit paläogeographischen Ergebnissen von LEMKE (1998), der für die ostseewärts gelegenen Teile dieses Beckens einen Wasserspiegel der Jüngeren Dryas von unter ca. -20 m HN rekonstruiert hat. Aus dem Fehlen von „Mikrooberflächen“ (z.B. initiale Böden) und anhand

struktureller sowie textureller Befunde kann analog zum fluvial-limnisch geprägten Endinger Bruch ein *ereignishafter* äolischer Prozeß geschlußfolgert werden.

Die wenigen stratigraphischen und analytischen Befunde zum Frühholozän erlauben für das Endinger Bruch nur die Rekonstruktion einer Seenlandschaft mit morphodynamisch stabilen Verhältnissen. Der Befund über einen zeitweise höheren Wasserstand an der Wende Boreal/Atlantikum im Bereich von Fundplatz V bedarf noch einer Absicherung. Für den Altdarß liegt aus dem Prerower Torfmoor der Nachweis lokaler limnisch-telmatischer Sedimentation im Frühholozän vor, ebenfalls mit dem weitergehenden Schluß auf morphodynamische Stabilität in dieser Zeit.

Im älteren Atlantikum gerieten die tiefliegenden Bereiche des Großbeckens Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst in den direkten Einfluß der Litorina-Transgression, was einerseits die Erosion älterer Sedimente und andererseits die Akkumulation mariner sowie brackischer Sedimente bewirkte. Eine direkte Auswirkung der Transgression auf das Endinger Bruch ist aufgrund von dessen Höhenlage zwischen 7 und 9 m HN auszuschließen.

Die Untersuchungen im Barthetal haben zwar interessante Einblicke v.a. in die holozäne Entwicklung einer kleinen perimarin Talung ermöglicht, gestatten jedoch aufgrund des Fehlens spätglazialer Ablagerungen keine näheren Bezüge zur regionalen Beckenentwicklung dieser Zeit.

Beckenprozesse des Spätpleistozäns bis Frühholozäns in den Untersuchungsgebieten

	<i>Endinger Bruch</i>	<i>Barthetal</i> (Mittellauf-Mündung)	<i>Barther Heide</i>	<i>Alt darß</i>	<i>Fischland</i>	<i>Rostocker Heide</i> (nach Schulz 1961, verändert)	
Landschaftstyp	Beckenensemble in der Grundmoränenlandschaft	Bachtal in der Grundmoränenlandschaft	Beckensandlandschaft	Beckensandlandschaft	Grundmoränenlandschaft mit teilweiser Beckensanddecke	Beckensandlandschaft	
Chronologie							
Atlantikum	telmatische Sedimentation, limnische Sedimentation	fluviale Sedimentation	am Rand: marine Sedimentation & Erosion, lokale telmatische Sed.?	am Rand: marine Sedimentation & Erosion, lokale limn. & telmat. Sed.	am Rand: marine Sedimentation & Erosion,	am Rand: marine Erosion & Sedimentation, lokale telmatische Sed.	
Frühholozän (Boreal, Präboreal)	telmatische Sedimentation, limnische Sedimentation		Bodenbildung?, lokale limnische Sed.?	Bodenbildung?, lokale limnische & telmatische Sedimentation	Bodenbildung?	lokale telmatische Sedimentation	
Jüngere Dryas	limnische & fluviale Sedimentation	fluvialer Einschnitt mit Sedimentausträumung (exakte Datierung?)	Toteisaustau?	äolische Erosion & Sedimentation	äolische Erosion & Sedimentation	lokale äolische Erosion & Sedimentation?, lokale limnische Sedimentation	äolische Erosion & Sedimentation
Alleröd	Toteisaustau, limnische & telmatische Sedimentation			Bodenbildung?, lokale limnische & telmat. Sed.	Bodenbildung, lokale limnische & telmat. Sed.	Bodenbildung?, lokaler Toteisaustau, lokale limnische Sedimentation	Bodenbildung, lokale limnische & telmat. Sed.
Ältere Dryas	limnische & fluviale Sedimentation			lokale äolische Sed.?, limnische Sedimentation	lokale limnische Sedimentation	lokale limnische Sedimentation	äolische Sed.?, Einschnitt von Bachläufen
Hippophae-Phase ("Bölling")	limnische Sedimentation, Toteisaustau			lokale limnische Sedimentation	lokale limnische Sedimentation	lokale limnische Sedimentation	?
Älteste Dryas	limnische Sedimentation			?	lokale limnische Sedimentation	lokale limnische Sedimentation	?
Pleniglazial	glazilimn.-fluv. Sed., Eisabbau mit Kamesbildung, W3-Geschiebemergel	Eisabbau, W3-Geschiebemergel, glazitektonische Aufwölbung des "Velgaster Rückens"	glazilimn.-fluv. Sed., Eisabbau mit Kamesbildung, W3-Geschiebemergel	glazilimn.-fluv. Sed., Eisabbau, W3-Geschiebemergel	Toteisaustau & Solifluktion, glazilimn.-fluv. Sed., Eisabbau, W3-Geschiebemergel	glazilimn.-fluv. Sed., Eisabbau, W3-Geschiebemergel	

Tab. 1: Beckenprozesse des Spätpleistozäns bis Frühpleistozäns in den Untersuchungsgebieten im nördlichen Mecklenburg-Vorpommern.

5. Spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern

5.1 Allgemeines

Nachfolgend wird ein Überblick zur spätpleistozänen bis frühholozänen Beckenentwicklung im Jungmoränengebiet von Mecklenburg-Vorpommern gegeben, wie er anhand des bisherigen Kenntnisstandes ableitbar ist. Im Vergleich einer nach der Dimension erfolgten Gruppierung der Becken in die glazilimnischen Großbecken, die Seen und die Kleinseen weist die erstgenannte Gruppe den wohl umfassendsten geowissenschaftlichen Bearbeitungsstand auf. Zwar wurde für die Vielzahl paläobotanisch orientierter Pollendiagramme in Mecklenburg-Vorpommern sehr häufig in (Paläo-) See- und Kleinseebecken gebohrt, doch aufgrund von Einzelbohrungen und anderer Untersuchungsziele lassen sich Aussagen zur lokalen Reliefentwicklung nur ansatzweise treffen. Die Grenze zwischen Kleinseen und Seen wird in dieser Arbeit mit 3 ha definiert.

Die Binnenseen der Region sind neben ersten Studien zu Beginn des 20. Jh. (z.B. STEUSLOFF 1905, AHRENS 1913, GEINITZ 1913) und in den 1950er und 60er Jahren (z.B. RICHTER 1959, SCHULZ 1963, 1968, MEINKE ET AL. 1967) erst wieder in den 1990er Jahren stärker in das Blickfeld der geowissenschaftlichen Forschung geraten (z.B. HOMANN ET AL. 1995, KAISER & ZIMMERMANN 1994, KAISER 1996, 1998). Nicht betrachtet werden nachfolgend die Bodden und Haffe, die zwar teilweise im Spätglazial und Frühholozän Binnenseen waren, im Zuge der atlantischen Litorina-Transgression jedoch unter marinen Einfluß gerieten. Hier sind der Transgressionskontakt und die marine bzw. lagunäre Entwicklung gut untersucht, zur vorangegangenen limnischen Phase ist jedoch vergleichsweise wenig bekannt (vgl. MÜLLER 1996, LAMPE 1996, SCHUMACHER ET AL. 1998, VERSE ET AL. 1998, BAUERHORST 1999). Ebenfalls keine Berücksichtigung finden limnische Sequenzen aus dem Ostseegebiet von Mecklenburg-Vorpommern (vgl. z.B. LEMKE 1998).

Die (Paläo-) Kleinseen lassen sich in die Kesselseen- bzw. Kesselmoore und in die sogenannten Sölle differenzieren. Mit dem niederdeutschen Wort „Soll“ werden im Allgemeinen die Kleingewässer/Kleinhohlformen der Grundmoränenlandschaften bezeichnet. Sölle haben v.a. in jüngerer Zeit ein stärkeres geowissenschaftliches Interesse gefunden (z.B. STRAHL 1996b, HELBIG 1999, KAISER ET AL. 2001b, DE KLERK ET AL. im Druck).

Für den nachfolgenden Überblick zur Beckengenese wurden u.a. alle veröffentlichten und eine Reihe unveröffentlichter Profile aus Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg zusammengetragen. Insgesamt konnten 147 Profile mit limnischen Ablagerungen ermittelt werden, die hier seit den 1940er Jahren zumeist im Rahmen von pollenanalytischen Arbeiten untersucht wurden (Abb. 91, Anhang-Tab. 3). Hinsichtlich der Bearbeitungs-/Veröffentlichungsjahre läßt sich ein erstes Maximum in den 1950er bis 60er Jahren und ein außerordentlich starker Zuwachs von untersuchten Profilen seit den 1990er Jahren erkennen (Abb. 92).

Von der Gesamtmenge an Profilen wurden 92 für eine graphische Darstellung der Stratigraphie verwendet (Abb. 96, 100). Voraussetzungen dafür waren jeweils ein Pollendiagramm und die *eindeutige* Festlegung des limnisch-telmatischen Sedimentationsbeginns durch den entsprechenden Bearbeiter. Aus diesem Grund konnte beispielsweise der umfangreiche Altdatenbestand aus mecklenburgischen Hochmooren (GEHL 1952) oder aus Gletscherzungenbecken Mittelmecklenburgs (RICHTER 1959) keine Berücksichtigung finden. Als „kleinster gemeinsamer Nenner“ hinsichtlich einer chronologischen Einordnung der Profile erwies sich die Gliederung mittels vegetationsgeschichtlicher Abschnitte nach FIRBAS (1949). Die meisten Autoren wandten in den Originalarbeiten diese Gliederung an. Näherungsweise wurden in den Abbildungen 96 und 100 die entsprechenden „Chronozonen“ zugeordnet. Für eine Reihe von Pollendiagrammen aus Südmecklenburg und von Rügen konnten unveröffentlichte Neuberechnungen durch P. DE KLERK/Greifswald genutzt werden.

In die Sammlung, Darstellung und Auswertung wurde ebenfalls das Profilmaterial aus Paläoseen der tiefliegenden großen Flußtäler im Nordosten von Mecklenburg-Vorpommern integriert. Diese wiesen neben initialen fluvialen und finalen telmatischen Entwicklungsphasen auch spätglaziale bis mittelholozäne limnische Phasen auf (vgl. Abschnitt 5.6 sowie JANKE 1978a, b, KAISER ET AL. 2000a).

Allgemeine Fragen, denen mit Hilfe einer statistischen Betrachtung des Profilmaterials nachgegangen wird, betreffen den limnisch-telmatischen Sedimentationsbeginn, den Start des Torfwachstums (= z.T. Verlandung) und die zeitliche Repräsentanz bestimmter Sedimenttypen.

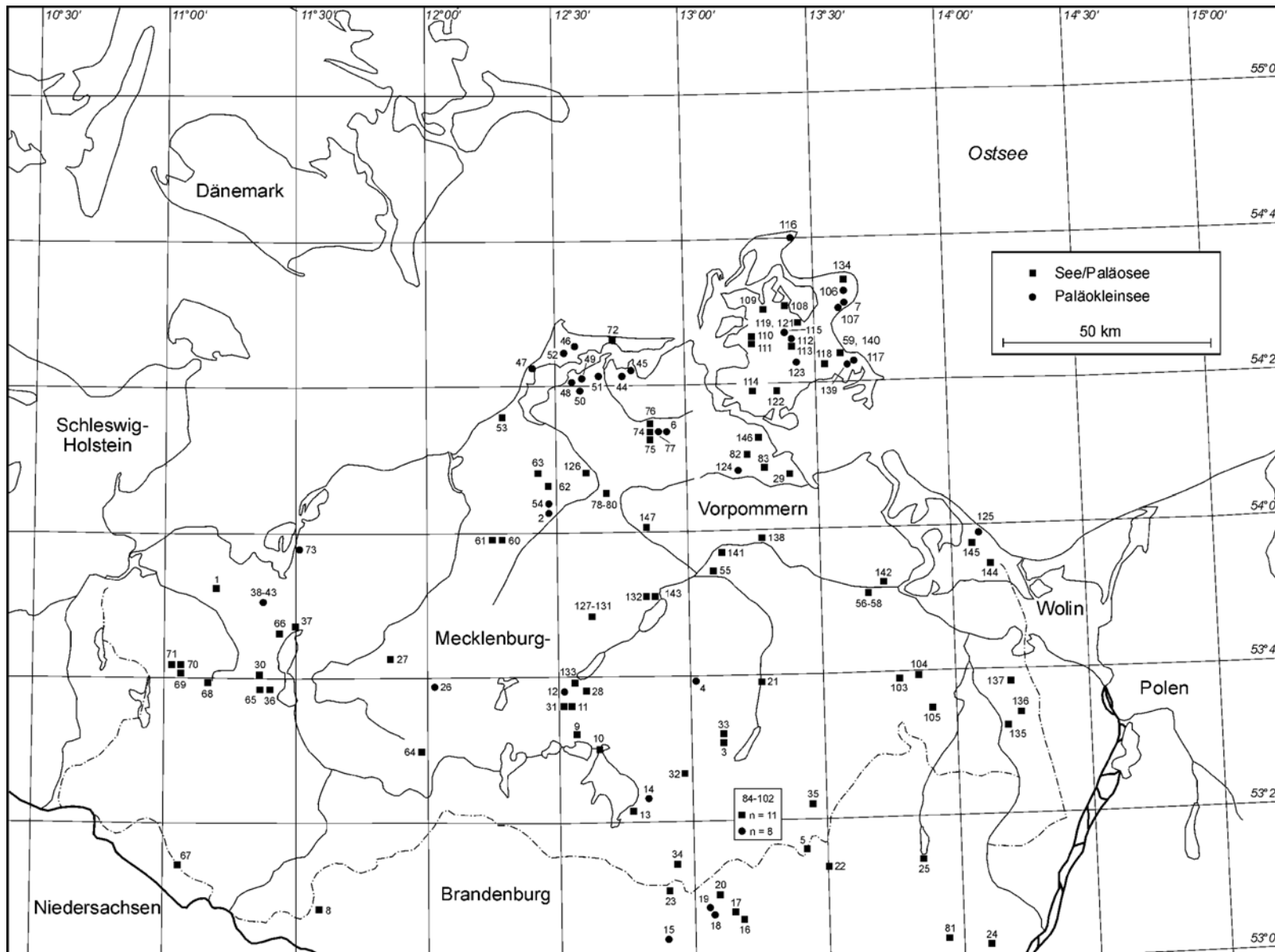


Abb. 91:
 Profile mit limnischen
 Sequenzen des Spät-
 pleistholozäns und
 Holozäns in Mecklenburg-
 Vorpommern und Nord-
 brandenburg.

Nur 51 der insgesamt 147 gesammelten Profile verfügen über sedimentologische Analysen. Daher ist den Angaben zur Lithostratigraphie bei vielen Profilen mit Vorbehalt zu begegnen. Dies meint nicht den „biogen-strukturellen“ Aspekt in Gestalt von „Fein-, Mittel- oder Grobdetritus- bzw. Lebermudden“ (vgl. SUCCOW 1988) oder die Ansprache von Torfen, sondern die stoffliche Kennzeichnung von Mudden mittels der Korngrößen sowie der organischen, carbonatischen und silikatischen Gehalte. Ohne entsprechende Analysen bleibt selbst für den erfahrenen Bearbeiter die Feldansprache von limnischen Sedimenten gerade der „Zeitscheibe“ Spätglazial-Frühholozän problematisch.

Betont sei an dieser Stelle, daß die nachfolgenden Abschnitte einen *ersten* Versuch darstellen, aussagekräftige Stratigraphien zu identifizieren, Zusammenhänge herzustellen und geologisch-geomorphologische Entwicklungen aufzuzeigen: Die umfassende Kompilation im Sinne einer jungquartären „Naturgeschichte“ der regionalen (See-) Becken muß einem späteren, insbesondere interdisziplinären Ansatz vorbehalten bleiben.

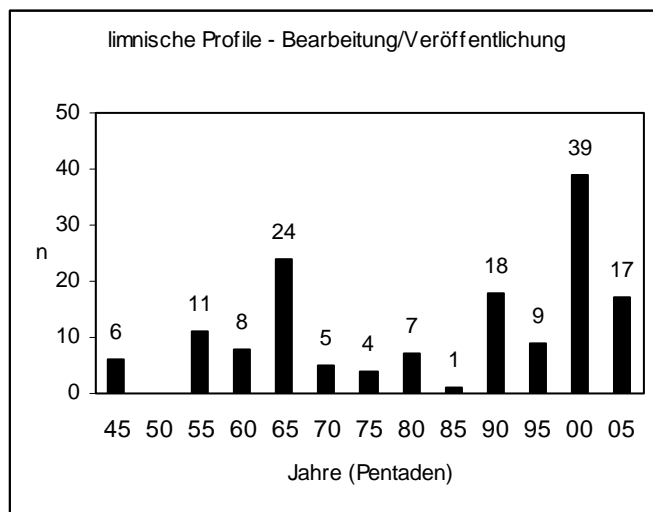


Abb. 92: Limnische Profile in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg - Bearbeitungs- bzw. Veröffentlichungsjahre.

5.2 Toteisphänomene in Kleinseen und Seen

Eine besondere Rolle in der Diskussion um die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung nimmt die Wirkung von begrabenem und nicht begrabenem „Toteis“ ein. Neben den wenigen dokumentierten, im Wortsinne „offensichtlichen“ Befunden in der Region, die Lagerungsstörungen von Sedimenten durch syn- oder postsedimentäre Sackungsprozesse zeigen, ist Toteis jeder Größenordnung gewissermaßen so etwas wie ein „*deus ex machina*“ der Beckenerschaffung bzw. -erhaltung und der Deutung von Besonderheiten der Sedimentation und Reliefbildung (z.B. basale Torfe, Teilbecken in Rinnenseen etc.). Ganze Landschaften oder auffällige Elemente davon, wie z.B. die Mecklenburgische Seenplatte mit ihren Seen, die Verinselung von Beckensandarealen im Großbecken Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst und die von Söllen durchsetzten ebenen Grundmoränenplatten Vorpommerns verdanken ihre genetische Deutung dem Konzept des Toteises. Daß Toteis allgemein in der Quartärgeologie und -geomorphologie einen wichtigen erklärenden Stellenwert einnimmt, zeigt fraglos die entsprechende ältere und jüngere Literatur (z.B. VON BÜLOW 1927, STEPHAN 1974, MARKS 1994, RAUKAS & KARUKÄPP 1994, LIEDTKE 1996, KRIENKE 2001). Aus geomorphologischem Blickwinkel ist insbesondere auf die „beckenbildende“ Rolle von begrabenem Toteis im Alt- und Jungmoränengebiet hinzuweisen, wobei Differenzen hinsichtlich der Erkennbarkeit, der morphologischen Wirksamkeit und des Zeitraumes der Toteisschmelze bestehen (z.B. GRIPP 1937, 1943, GRIPP & SCHÜTRUMPF 1953, MARCINEK & BROSE 1972, GALON 1972, USINGER 1981, NITZ 1984, MARCINEK 1986, 1987, PACHUR & RÖPER 1987, EISSMANN 1990, LUDWIG 1992, BÖSE 1995, NITZ ET AL. 1995, MARKS 1996, BLASZKIEWICZ 1998).

Nachfolgend werden einige Befunde aus Mecklenburg-Vorpommern sowie dem unmittelbar benachbarten Polen zusammengetragen und diskutiert, die aufgrund von datierten Aufschlüssen und Bohrungen, mögliche Belege für *spätglaziale und frühholozäne Toteis-Tieftauprozesse* darstellen. In einigen Fällen handelt es sich um steil einfallende Torfe und Mudden, wobei davon ausgegangen wird, daß Schichtneigungen von mehr als 5-10° nicht den ursprünglichen sedentären bzw. sedimentären Verhältnissen während der Schichtbildung entsprechen. Hier muß postsedimentäre Sackung erfolgt sein. Voraussetzung der Interpretation ist natürlich eine exakte - jedoch nicht in allen Fällen analytisch abgesicherte - Ansprache als *sedentäre* Torfe. Das Schichteinfallen wurde bei Originalabbildungen, die keine gleichen Höhen-Längen-Proportionen aufwiesen, an entsprechenden Umzeichnungen der Schichten gemessen. Es handelt sich aufgrund der Messung in zwei Dimensionen nur um ein scheinbares Einfallen

Weitere Befunde zum Toteisaustau liefern von Mudden begrabene Torfe in großer Tiefe von Seen, die v.a. in Abschnitt 5.4 näher vorgestellt werden.

In einer Grundmoränenlandschaft auf Rügen am Kliff bei Mukran sind mehrere sollgroße Kleinbecken mit spätglazialen Sedimenten aufgeschlossen (Hölle, Crednersee, Niedersee). Es liegen insbesondere vom Crednersee einige paläobotanische und geologisch-geomorphologische Profilbearbeitungen vor (BOEHM-HARTMANN 1937, BROSE & KLIEWE 1975, LANGE ET AL. 1986), wobei allein eine jüngere Arbeit über die Hölle eine Skizze vom Gesamtaufschluß mitteilt (STRAHL & KEDING 1996; Abb. 93). Danach ergeben die Lagerungsverhältnisse eines Braunmoos-Seggentorfes aus dem Alleröd mit „Torfsack-“ Bildung im Beckenzentrum und einem Schichteinfallen von 15-61° (!) sowie paläobotanische Indizien nach Meinung der Autoren einen klaren Hinweis auf intensivierete toteisbedingte Sackungen am Ende des Alleröds.

Am Kliff der Insel Usedom bei Bansin ist eingebettet zwischen Geschiebemergelauftragungen ebenfalls ein Becken der Soll-Dimension aufgeschlossen. Auch hier liegen mehrere ältere Untersuchungen an spätglazialen Sedimenten vor (HALLIK & LUDWIG 1959, KLIEWE 1968), wobei in jüngster Zeit der Aufschluß durch HELBIG (1999a) neu aufgenommen und eine Überprüfung der palynologischen Befunde sowie einige ¹⁴C-Datierungen veranlaßt wurden (Abb. 93). Von HELBIG (1999a) als Besonderheit nicht explizit interpretiert, fällt hier das mit 8-67° (!) sehr steile scheinbare Einfallen von Torfen des Alleröds *und* des Präboreals auf. Damit kann offensichtlich für den Aufschluß eine Toteisdynamik bis in das Frühholozän hinein abgeleitet werden.

Nordöstlich von Wolin am Kliff bei Niechorze, das sich in Geschiebemergel und glazifluviale Sande eingeschnitten hat, wurden zwei Kleinbecken mit spätglazialen Moor- und Seeablagerungen untersucht (KOPCZYNSKA-LAMPARSKA ET AL. 1983, 1984, RALSKA-JASIEWICZOWA & RZETKOWSKA 1987). Eines davon wird in Abbildung 93 dargestellt. Neben einem von Mudden überdeckten Basistorf aus der Ältesten Dryas oder der Hippophae-Phase zeigen jüngere spätglaziale und frühholozäne Mudden ein auffällig steiles Einfallen, der Basistorf zudem noch „Verfaltungen“. KOPCZYNSKA-LAMPARSKA ET AL. (1984) verweisen hierbei auf eine postsedimentäre Deformation infolge eines Ausschmelzens von begrabenem Toteis. Dieser Prozeß wird offenbar im Präboreal vermutet.

Aus der sogenannten Südlichen Althäger Sandmulde vom Kliff des Fischlandes stammt ein in der Sammlung des Institutes für Geologische Wissenschaften der Universität Greifswald befindliches Lackprofil, welches A. O. LUDWIG/Potsdam angefertigt hat und in Beziehung zu seinen dortigen geologisch-paläontologischen Untersuchungen steht (LUDWIG 1963, 1966). Eine darauf u.a. abgebildete Sandmulde mit Mollusken und Pflanzenresten fällt ca. 12-29° ein (Abb. 93)! Darüber hinaus wird das Profil auf einer Beschriftung folgendermaßen durch A. O. LUDWIG kommentiert: „Die Neigung der Schichten zeigt, daß die Füllung einer Einsenkung über austauendem Toteis vorliegt (max. Neigung der Schichten 35° außerhalb der im Lackfilm fixierten Stellen). Sie gibt den Nachweis intensiven Tiefentauens in diesem Gebiet zur Alleröd-Zeit.“

Das ca. 8 x 2,5 km große Ryckbecken bei Greifswald weist neben einer mehreren Kilometer langen tiefen Rinne im Bereich des heutigen Flusses weitere untergeordnete, ovale Hohlformen auf. Beide Strukturtypen wurden durch WITTIG (1996) und KAISER & JANKE (1998) als Toteisdepressionen gedeutet. In den Toteishohlformen existierten vom Spätglazial bis in das jüngere Subatlantikum teilweise durchflossene kleinere Seen, die zu unterschiedlichen Zeitpunkten durch Mudde- und Torfbildung verlandeten. Im durch Bohrungen erstellten „Schnitt Dornberg-Hartmannsche Teiche“

(Abb. 93) läßt sich durch einen pollenanalytisch in das Alleröd datierten Torf die Mehrphasigkeit der spätglazialen Beckensedimentation aufzeigen. Die hangenden Feinsande datieren in die Jüngere Dryas; der markante Abfall des Torfes um ca. 5 m auf ca. 50 m Länge belegt wahrscheinlich einen postsedimentären Toteisaustau (KAISER & JANKE 1998).

Am spätpaläolithischen Fundplatz Nienhagen in einer Grundmoränenlandschaft bei Stralsund wurden in einem schmalen rinnenförmigen Paläoseebecken Lagerungsstörungen von Sedimenten des Alleröds beobachtet (JANKE 1996a, KAISER & TERBERGER 1996). Hier fallen Mudden und Torfe bei gleichbleibender Mächtigkeit mit einer Neigung von ca. 20° ein, daraus wurde eine toteisbedingte Sackung am Ende des Alleröds oder zu Beginn der Jüngeren Dryas abgeleitet (Abb. 93, vgl. Abschnitt 4.1.4.3).

In drei Seen im südlichen Mecklenburg erbohrten HOMANN ET AL. (1995) in ca. 28,5 m, ca. 15,0 m und ca. 39,5 m Tiefe unter den heutigen Seespiegeln (!) von Mudden überdeckte Torfe, deren außergewöhnliche Tiefenlage sie z.T. mit toteisbedingten Sackungen am Ende des Alleröd erklärten (Abb. 99, vgl. Abschnitt 5.4).

Allgemein können von Mudden überdeckte Torfe an oder nahe der Basis von limnischen Schichtenfolgen auf *eventuelle* Toteisprozesse hinweisen. In den 92 berücksichtigten Stratigraphien aus Seen/Paläoseen und Paläokleinseen wurden in 29 Fällen Basistorfe unterschiedlicher Datierung festgestellt (Abb. 97, 101). Dabei datieren n = 1 in die Hippophae-Phase bzw. das Bölling, n = 20 in das Alleröd, n = 4 in die Jüngere Dryas, n = 3 in das Präboreal und n = 1 in das Boreal.

Zusammenfassend ist die Plausibilität der oben dargestellten Befunde hinsichtlich toteisbedingter Lageveränderungen von Sedimenten einzuschätzen und ein überregionaler Vergleich anzustellen.

Eingangs wurde darauf hingewiesen, daß für eine sichere Interpretation geneigter Torfe als postsedimentär verstellte Schichten, ihre Ansprache als sedentäre Torfe abgesichert werden muß, zumal wenn sich die Torfe über mehrere Dekameter Aufschlußlänge erstrecken. Denkbar ist nämlich auch eine tiefgelegene echte Torffazies und eine hochgelegene - nur scheinbar einem Torf entsprechende - stark humose Randfazies („Boden“). Eine weiteres Problem ist ein mögliches unterschiedliches Alter der Torfe im Beckenzentrum (älter) und am Beckenrand (jünger) als Folge einer (lateralen) Transgression der Ablagerungen durch langsam ansteigendes Grund- oder Oberflächenwasser. Diesem kritischen Blickwinkel wird allein der Befund „Hölle“ gerecht, wo zwei Pollen- und Makrorestdiagramme in höherer und tieferer Position die skizzierten Probleme ausschließen und somit eine toteisbedingte Schichtssackung als gesichert erscheinen lassen. Die anderen Beispiele besitzen somit mögliche Fehlerquellen, die je nach Aufschlußgrad geringer (Bansin, Niechorze I) oder größer (Nienhagen 5, Seen in Südmecklenburg) sein können. Auffällig sind bislang mit Ausnahme von Niechorze I fehlende oder nicht dokumentierte weitere Sackungs-Deformationsstrukturen, wie Abschiebungen, Überkipnungen etc. Möglicherweise gleichen jedoch die gegenüber minerogenen Sedimente wohl eher plastisch reagierenden Torfe eine längerandauernde Zug-Beanspruchung durch „weiche Verformung“ aus.

Ein Vergleich mit Befunden aus Nachbarregionen zeigt in Schleswig-Holstein einerseits ebenfalls toteisbedingte Deformationen von Sedimenten des Alleröds (AVERDIECK & PRANGE 1975), andererseits Lagen von mudeüberdeckten Basistorfen des Alleröds in Seen. Letztere werden allerdings von WÜNNEMANN (1993) offensichtlich nicht als Ausdruck einer postsedimentären Sackung, sondern als Ergebnis eines absolut gestiegenen Wasserspiegels interpretiert.

Aus Brandenburg liegen mehrere Arbeiten vor, die sich detailliert mit der Wirkung und der Datierung von Toteisprozessen auseinandergesetzt haben. Neben lokalen Untersuchungen im Oderbruch (LIEDTKE 1996), im Biesenthaler Becken nördlich von Berlin (zuletzt NITZ ET AL. 1995, FUHRMANN ET AL. 1997) und in den Berliner Seen (PACHUR & RÖPER 1987) sind einige zusammenfassende Arbeiten zur toteisbeeinflussten Gewässernetz- bzw. Beckenentwicklung zu nennen (z.B. BROSE & MARCINEK 1972, MARCINEK ET AL. 1995, 1996, NITZ 1984, BÖSE 1995; vgl. Abschnitt 5.4). Danach wird ein phasenhaftes an die Klimaentwicklung des Spätglazials mit dessen Interstadialen und Stadien gebundenes Toteistieftauen angenommen und durch Befunde teilweise belegt, wobei sich in Abhängigkeit vom Wasser-Eis-Kontakt (Eigenschaften der Sedimenteintbettung!) die Seebecken teils früher, teils später bildeten. Unsicher ist bislang eine finale Toteischmelze im Frühholozän.

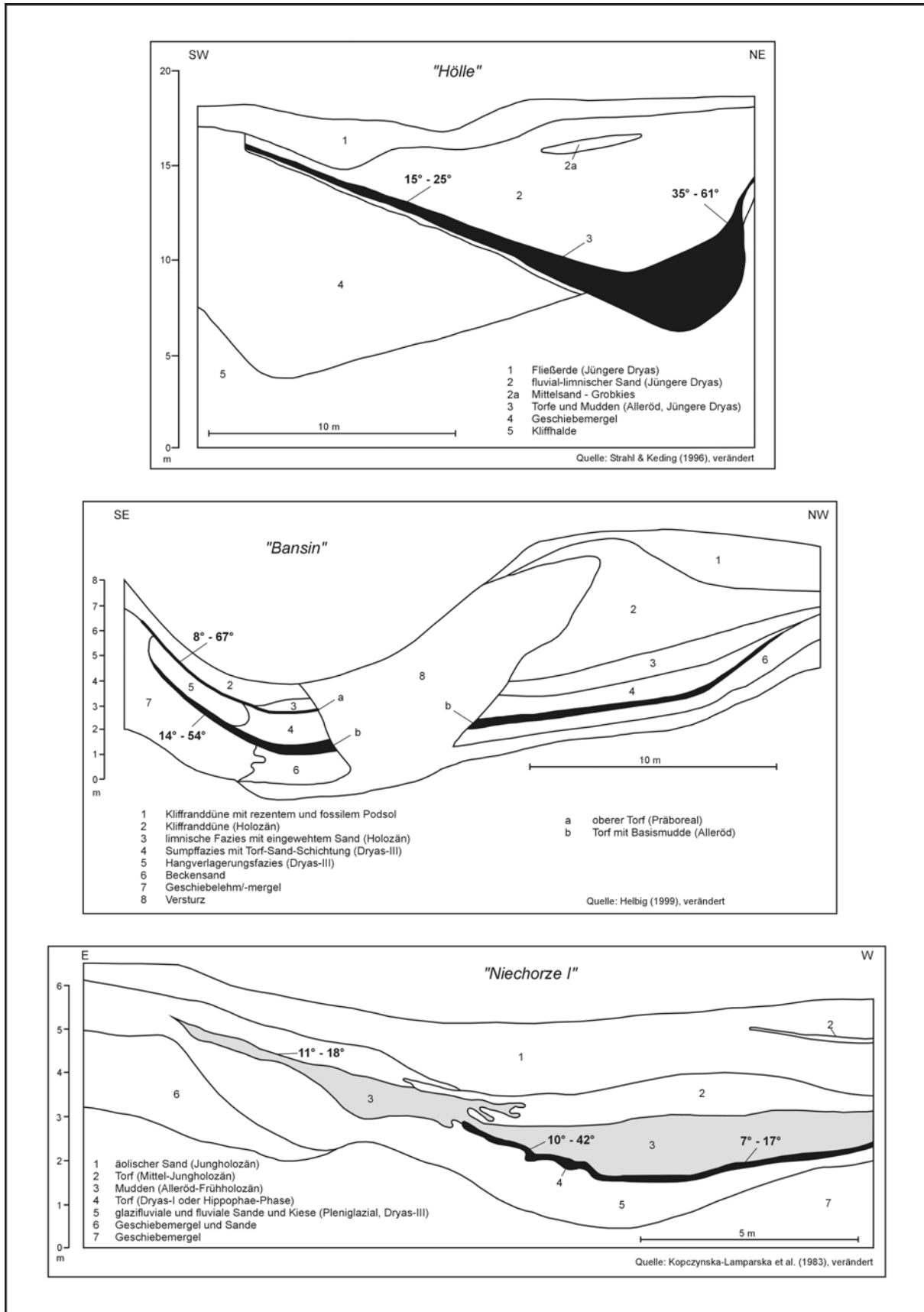
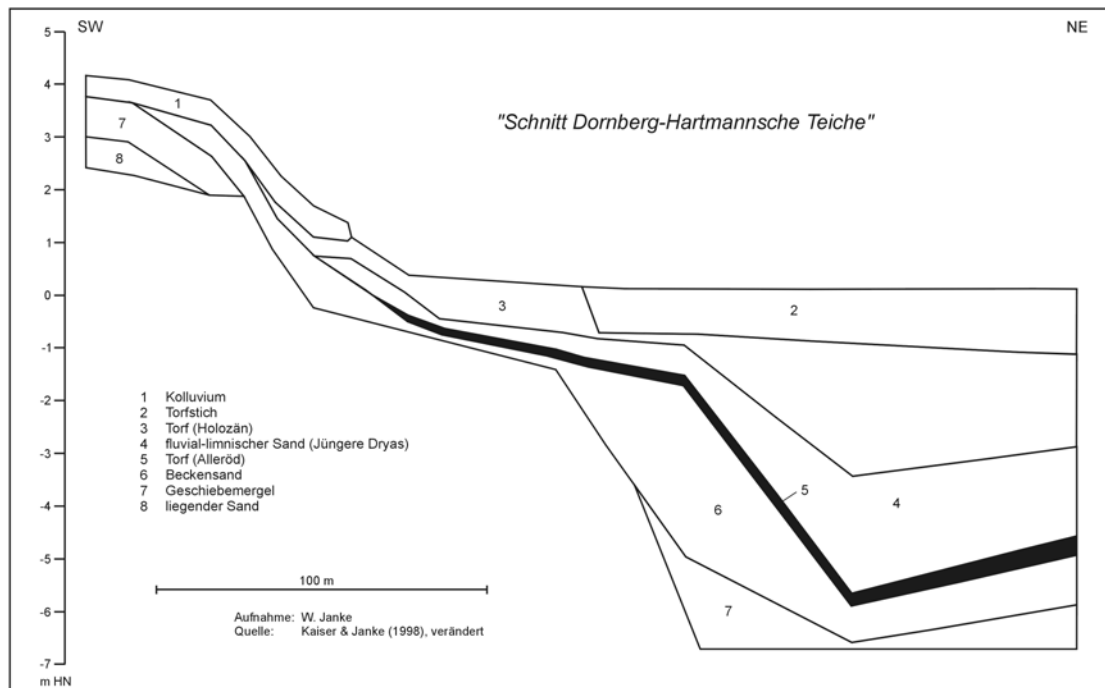
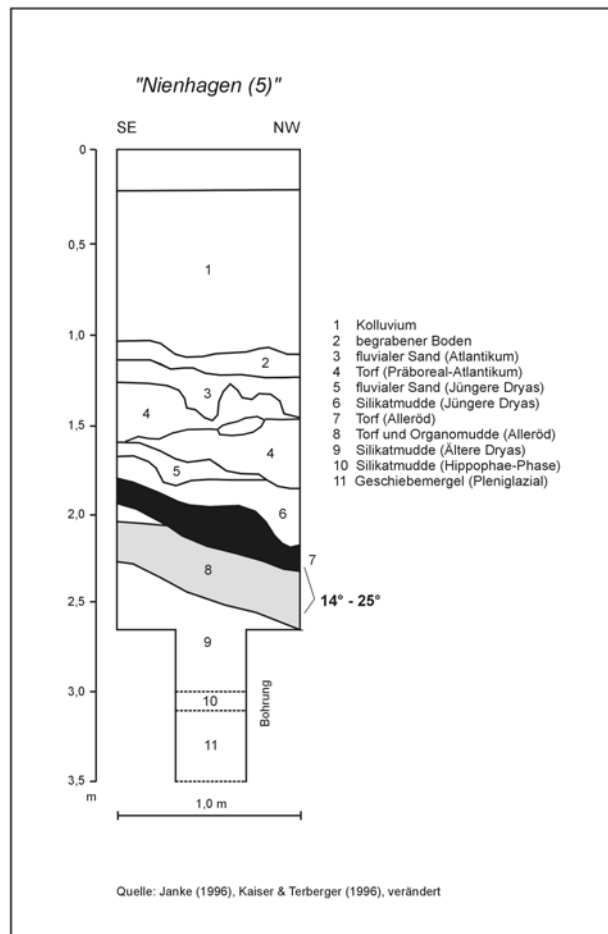
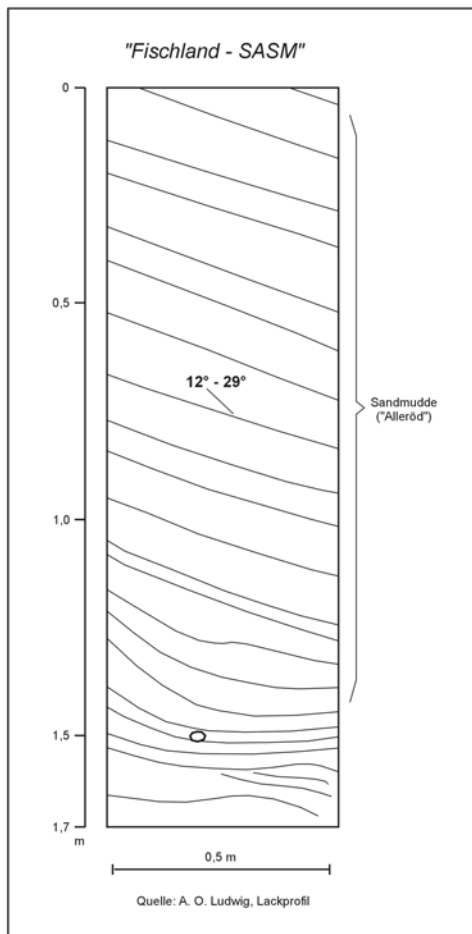


Abb. 93: Befunde zu toteisbedingten Lagerungsstörungen von Sedimenten aus Becken in Mecklenburg-Vorpommern und Nordwestpolen.



Auch in Brandenburg gibt es aus Becken unterschiedlicher Dimension vielfache Nachweise basaler Torfe des Alleröds unter jüngeren limnischen Sedimenten (z.B. SCHLAAK 1997, ENDTMANN 1998a, TIMMERMANN 1999).

Aus Nord- und Westpolen liegt ebenfalls eine Vielzahl von Befunden zur Toteisproblematik und zur Seenbildung inklusive Basistorfen vor (s.o. und z.B. GALON 1972, LAMPARSKI 1976, NIEWIAROWSKI 1986, ZUREK 1995, RALSKA-JASIEWICZOWA & LATALOWA 1996). Auch hier wird z.T. ein phasenhaftes Toteis-Tieftauen postuliert. Nach Angaben von RALSKA-JASIEWICZOWA & LATALOWA (1996) ist in Masuren mit einer finalen Toteisschmelze im Präboreal zu rechnen. Für den Südostrand der kaschubischen Seenplatte südlich von Danzig kommt BLASZKIEWICZ (1998) zu einem ähnlichen Ergebnis und datiert ein letztes Tieftauen in die Wende Präboreal/Boreal. MARKS (1996) allerdings betont eine regionale Überschätzung von Toteisprozessen im jüngeren Spätglazial, datiert das finale Toteis-Tieftauen in das beginnende Alleröd oder davor und interpretiert die Muddeüberlagerung von Basistorfen des jüngeren Alleröds als Effekt klimatisch bedingter absolut ansteigender Grund- und Seewasserspiegel!

Als ungewöhnlich müssen in einem überregionalen Zusammenhang quasi „exotisch“ anmutende Befunde zu Toteis-Tieftauvorgängen im mittleren und jüngeren Holozän gelten: Für die Annahme einer finalen Toteisschmelze durch GRIPP & SCHÜTRUMPF (1953) am Plöner See/Holstein sowie durch BOKELMANN (1991) im Duvenseer Moor/Holstein im Atlantikum, durch REINHARD (1963b: 110) im Grenztaal/Vorpommern im „ausgehenden älteren Atlantikum“ und durch BRAMER (1964) am Galenbecker See/Vorpommern im Subboreal fehlt es m.E. an der Stichhaltigkeit einer dementsprechenden Begründung. Hier können ggf. paläohydrologische Argumente im Sinne säkularer Wasserspiegelveränderungen bzw. „normale“ Sedimentationsphänomene eine bessere Erklärung liefern.

Als Schlußfolgerung aus den bisherigen Untersuchungen ergibt sich ein Zeitraum von Toteis-Tieftauprozessen in Mecklenburg-Vorpommern, der vom Pleniglazial bis in das Frühholozän (Präboreal/Boreal) reicht. Ein intensiviertes Toteis-Tieftauen mit der Folge einer Entstehung vieler - möglicherweise sogar der meisten - Seebecken ereignete sich im (jüngeren) Alleröd. Dieses an mehreren und zudem weit auseinanderliegenden Befunden gewonnene Ergebnis stützt Angaben von JANKE (1978a, b) und KLIEWE (1989), die für die Flußtäler und Becken im Ostteil von Mecklenburg-Vorpommern eine - damals z.T. erst hypothetisch basierte - ähnliche Schlußfolgerung zogen!

5.3 Genese großer Becken: die glazilimnischen Großbecken

Beginnend mit dem Lübecker Becken im Westen fällt im nordostdeutschen Küstenbereich eine Kette großer glazilimnischer Becken auf, deren größtes nach der geologischen Festlandskartierung die Ueckermünder Heide als Teil des ehemaligen „Haffstausees“ ist (Abb. 94). Demgegenüber besitzen die glazilimnischen Becken im Bereich der Mecklenburgischen Seenplatte eine deutlich geringere Ausdehnung. Allen glazilimnischen Großbecken des Nordostens ist gemeinsam, daß sie während des Eisabbaus des Mecklenburger Vorstoßes Seeflächen waren.

Aus kontinentaler Perspektive gehören Teile des mecklenburgisch-brandenburgischen Jungmoränengebietes zum „mitteleuropäischen glazifluvialen Deglaziationskomplex“ wie er von MARKUSE (1998: 4ff.) für die Maximalausdehnung der Weichsel- (Waldai-) Eiszeit definiert wurde. Hier sorgte das „kontinentale Urstromtal“ für eine Abfuhr der anfallenden Schmelzwässer. Westeuropa ist in dieser Zeit in einen „marinen Schelf-Deglaziationskomplex“ und in einen „glazifluvial-glazilimnischen Deglaziationskomplex“, Osteuropa in einen von riesigen Eisstauseen geprägten „aquatischen“ bzw. „limnologialen Deglaziationskomplex“ unterteilt. Während jüngerer Phasen der Weichseleiszeit entwickelten sich dann am Rande des Ostseetroges zwischen Holstein, Ostpreußen und dem Baltikum infolge veränderter Gefälleverhältnisse eine Reihe von Eisstauseen, so z.B. neben den oben genannten auch im Weichsel-, Pregel- und Memeldelta (vgl. LIEDTKE 1975). Von Westen nach Osten nahm dabei die Beckendimension immer größere Ausmaße an.

Der Kenntnisstand zur Entwicklung der nordostdeutschen Großbecken beruht mit Ausnahme der Teilbecken Barther Heide und Altdarß im wesentlichen auf Arbeiten die bis zu Beginn der 1970er Jahre durchgeführt wurden (z.B. KOLP 1957, SCHULZ 1961, BRAMER 1964, JANKE 1971, STEPHAN 1973, SABISCH 1975). Es liegen insgesamt nur relativ wenige Profile vor, deren Stratigraphie durch

sedimentologische, paläontologische oder geochronologische Analysen abgesichert ist. Für die Lubminer Heide fehlt bislang sogar eine zusammenfassende Bearbeitung. Dementsprechend problematisch, ja fragmentarisch muß der Versuch bleiben, einen Überblick zur Genese dieser Becken zu geben. Das Lübecker Becken bleibt nachfolgend ohne Berücksichtigung.

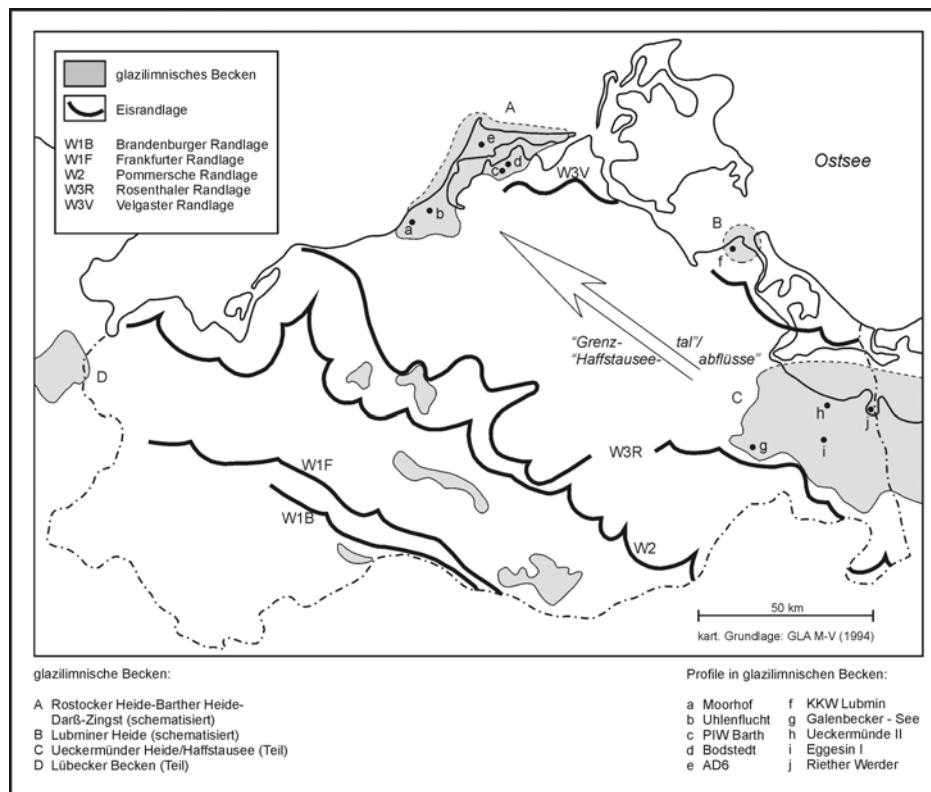


Abb 94: Glazilimnische Großbecken in Mecklenburg-Vorpommern.

In der Abbildung 95 werden einige charakteristische Profile aus diesen Gebieten vorgestellt. Mit Ausnahme der von SCHULZ (1961) aufgenommenen, hier allerdings nicht dargestellten Abfolge am Kliff der Rostocker Heide handelt es sich ausschließlich um Bohrungen unterschiedlicher Qualität. Strukturelle Merkmale, wie z.B. der Schichtungstyp und die Schüttungsrichtung wurden nur selten erfaßt. In den meisten Profilen sind relativ mächtige „monotone“ Fein- und Mittelsandsequenzen ausgebildet; weder Fein- noch Grobkornlagen gliedern diese vermutlich hauptsächlich parallelgeschichteten Bereiche. Vielfach beginnt die glazilimnische Sedimentation mit Schluffen. Nahe der Basis aus (W3-) Geschiebemergel sind auch glazifluviale Kiese und kiesige Sande ausgebildet. In der Ueckermünder Heide wird die Abfolge z.T. durch Schluffe und Tone in eine obere und in eine untere Sandsequenz geteilt. Die zentralen Bereiche der Ueckermünder Heide und der Teilbecken von Barther Heide und Altdarß sind hinsichtlich der Mächtigkeiten glazilimnischer Sedimente mit ca. 15-20 m vergleichbar. Die abgebildeten Profile aus der Rostocker Heide stammen hingegen aus einem vergleichsweise kleinflächigen tiefsten Bereich; die Mächtigkeit der „Heidesande“ beträgt nach SCHULZ (1961) in diesem Becken normalerweise nur 1-5 m.

Für die Ueckermünder Heide wird nach verschiedenen Autoren ein Eintrag der Sedimente aus dem südlichen Vorland angenommen (KEILHACK 1899, 1928, BRAUN 1927, LIEDTKE 1961, BRAMER 1964, KLOSTERMANN 1968, DOBRACKA 1983). Insbesondere von der spätpleistozänen Oder sowie der Randow, der Uecker und der Ina wurde die Hauptmenge des Materials in den „Haffstausee“ geschüttet, der neben der Ueckermünder Heide auch den Falkenwalder Forst (Puszczka Wkrzanska) und die Gollnower Heide (Puszczka Goleniowska) umfaßt. Die nördliche Begrenzung aus (aktivem?) Eis ist unsicher und lag möglicherweise in der Pommerschen Bucht: „Ur-Usedom“ könnte in diesem Fall eine Insel im „Haffstausee“ gewesen sein. Der Abfluß erfolgte nach Ausweis von Messungen der Sedimentschüttung nach Westen und Nordwesten „... über das Grenzthal, das untere Peenetal (umgekehrt zur heutigen Flußrichtung), den Peenestrom, das Ziesetal und den Strelasund.“ (DUPHORN ET AL.

1995: 222). Ohne Begründung bleibt die Annahme einer umgekehrten Fließrichtung und damit in den Haffstausee hinein durch SCHULTZ (1965).

Mit dem Abschmelzen des Eises von der „Rosenthaler Staffel“ entstanden zwischen 30 und 10 m HN schrittweise tieferliegende Randterrassen (BRAMER 1964). Die zunächst präzise anmutende Datierung spätglazialer Stauseeniveaus von ca. 30 m HN in die Älteste Dryas, von ca. 25-15 m HN in das Bölling, von ca. 6,5 m HN in das ältere Alleröd und von ca. 10 m HN in das jüngere Alleröd und in die ältere Jüngere Dryas muß jedoch durch das Fehlen exakter „Prä-Alleröd“- Datierungen und die m.E. überzogene räumliche Deutung von lokalen Befunden mit Ablagerungen des jüngeren Spätglazials kritisch hinterfragt werden (s.u.).

Die glazilimnische Phase im Großbecken Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst wurde bereits im Abschnitt 4.3.6 ausführlich diskutiert, daher soll an dieser Stelle nur eine vergleichende Betrachtung zu den Sedimenten und Formen sowie zur möglichen hydrographischen Beziehung zwischen diesem Großbecken und der Ueckermünder Heide erfolgen. Der stratigraphische Aufbau der beiden ca. 100 km voneinander entfernten Becken ist prinzipiell ähnlich: Glazifluvial-limnische Ablagerungen reichen im Randbereich der Ueckermünder Heide bis auf ca. 30 m HN, im Randbereich der Rostocker Heide bis auf ca. 20 m HN, die größten Flächenanteile liegen jeweils zwischen 0 und 15 m HN. Ob tatsächlich nach KOLP (1957) eine Kornverfeinerung von der Ueckermünder Heide zur Rostocker Heide stattfindet, ist mangels hinreichender statistischer und stratigraphischer Angaben unsicher. Unter Berücksichtigung der weiten Entfernung und einer möglichen granulometrischen Differenzierung pro Becken, wie sie z.B. durch GROBA (ohne Jahr) für die Beckensande des Altdarßes und Zingstes dargestellt wurde, ist das kurze Korngrößenintervall Mittelsand-Feinsand als paläogeographisches Indiz vermutlich ohnehin bedeutungslos. Zwar wurde eine Verbindung vom „Haffstausee“ zum Großbecken Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst von mehreren Autoren zunächst aus topographischen und faziellen Gründen, später auch anhand struktureller Befunde aus den Tälern der „Haffstauseeabflüsse“ postuliert (z.B. JANKE & REINHARD 1968, JANKE 1978a, b), doch fehlt eine tatsächlich beweiskräftige Konnektierung von - bislang nicht exakt datierten - Terrassen der Ueckermünder Heide und von - bislang nicht nachgewiesenen - Terrassen der Rostocker Heide!

Wie in der Diskussion zur Genese des Großbeckens Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst bereits ausgeführt, lassen sich - eine Mindestexistenzdauer der Seen von einigen Jahrzehnten bis Jahrhunderten vorausgesetzt - die mächtigen und homogenen glazilimnischen Sande der glazilimnischen Großbecken vermutlich als Produkte einer mehr oder weniger *kontinuierlichen* Sedimentation in durchströmten Becken deuten. Für eine jahreszeitliche Rhythmik im Sinne frühjährlich-sommerlicher Abfluß- und Sedimentationsmaxima sowie herbstlich-winterlicher Abfluß- und Sedimentationsminima finden sich in den Becken keine makrofaziellen Belege! Faziell ähnliche, topographisch jedoch i.d.R. wesentlich höher liegende und vergleichsweise kleinräumig verbreitete Fein- und Mittelsande mit Mächtigkeiten bis zu 50 m finden sich auch auf Usedom und SE-Rügen. Deren vermutlich etwas ältere stratigraphische Stellung wird durch einen liegenden (W2-?) und einen hangenden (W3-?) Till ausgewiesen (z.B. MÜLLER ET AL. 1995, MALMBERG-PERSSON 1999, KRIENKE 2001). Der Mechanismus der Sedimentation dieser Sande, wie jener in den Großbecken, muß als noch nicht ausreichend verstanden angesehen werden.

Daß die Sedimentation in den Stauseen nicht nur *gegen* mehr oder weniger „offenes“ Eis sondern auch *über* Eis erfolgte, ist durch die Existenz vieler großer und kleiner Hohlformen in den Großbecken belegt. Beispiele dafür sind das Ahlbecker See-Becken inmitten der Ueckermünder Heide mit einer Ausdehnung von ca. 6 x 2 km und einer spätglazialen-holozänen Sedimentfüllung von ca. 10 m Mächtigkeit (BRAMER 1979) sowie die Bodden-Depressionen zwischen der Barther Heide und dem Altdarß (vgl. Abb. 90).

Im Großbecken Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst, in der Lubminer Heide und in der Ueckermünder Heide konnten jeweils mehrfach limnische und telmatische Ablagerungen sowie Böden des Spätglazials nachgewiesen werden (Abschnitt 4.3, BRAMER 1964, 1972, 1975, KAISER & KÜHN 1999, KAISER ET AL. 2001b; vgl. Abb. 10). Teilweise, wie auf dem Altdarß, erreichen die i.d.R. von Dünen- und Flugsanddecken der Jüngeren Dryas begrabenen Landoberflächen nachweislich über 1 km² (!) Ausdehnung.

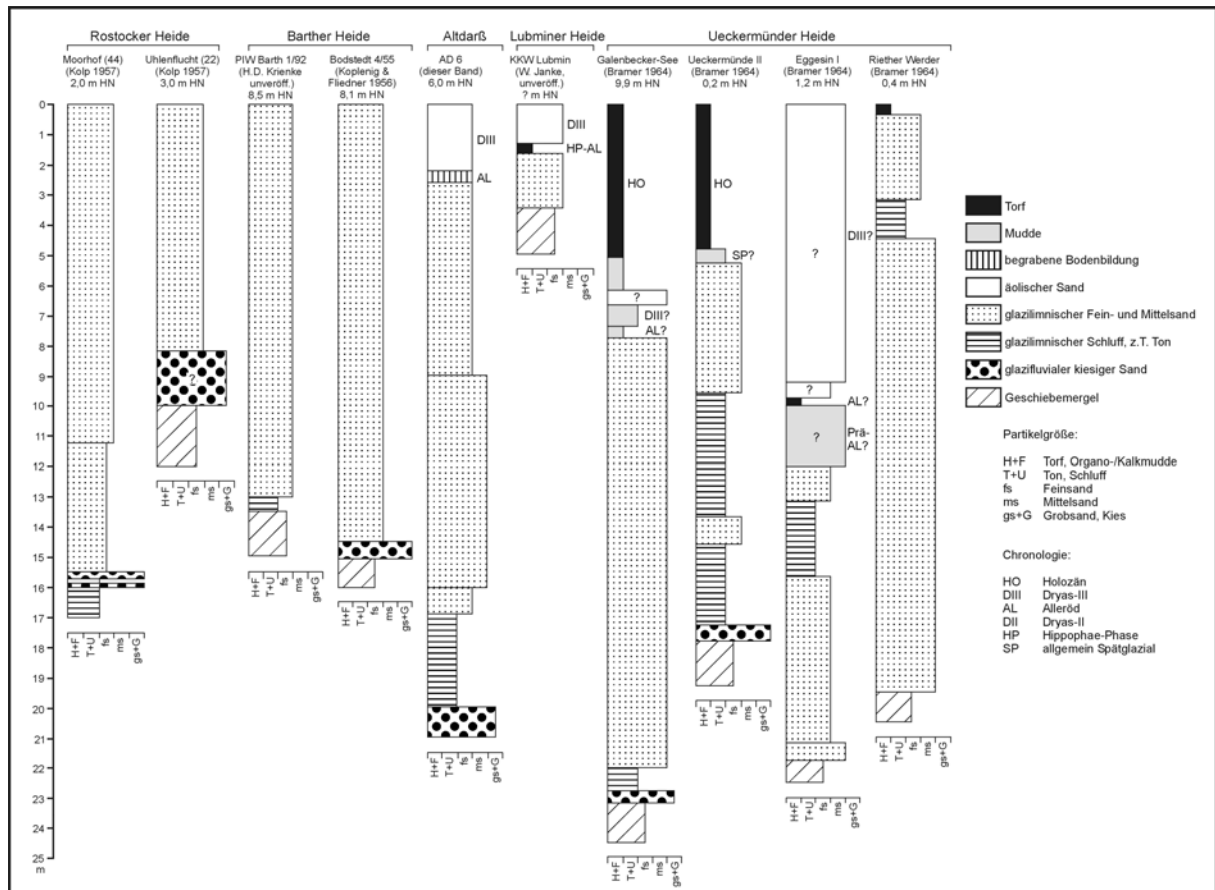


Abb. 95: Tiefe Profile aus glazilimnischen Großbecken in Mecklenburg-Vorpommern.

Ein Aufschluß von Allerödterf unter 5,6 m mächtigen, z.T. als fluvial interpretierten Sanden in einer Ziegeleigrube südöstlich von Ueckermünde war für BRAMER (1975: 187) Anlaß, das Ende der Ausbildung der „Hauptterrasse der Ueckermünder Heide“ (10 m-Terrasse) in die Jüngere Dryas zu datieren. Dieses führte zur Annahme „... eines erneuten Inkrafttretens des Haffstausees im ausklingenden Alleröd bzw. in der Jüngeren Dryas ...“ (JANKE 1978b: 40). Während der am Torf ermittelte *terminus post quem* durch Pollen- und Radiokarbonanalyse abgesichert ist, erscheint m.E. die fazielle Deutung der unmittelbar über dem Torf lagernden Sande als fluvial nicht stichhaltig: Es dürfte sich hier, wie im Hangenden, um äolische Sande handeln. Sowohl in der Ueckermünder Heide als auch aus den anderen glazilimnischen Großbecken liegen eindeutige Befunde vor, die ein äolisches Milieu und damit eine weitgehende Austrocknung der Becken während der Jüngeren Dryas belegen (Abschnitt 4.3, SCHULZ 1961, JANKE 1971, KAISER & KÜHN 1999, KAISER ET AL. 2001b)! Die Annahme BRAMERS (1964: 162), daß das Präboreal die „Hauptdünenzeit“ in der Ueckermünder Heide gewesen ist, trifft offenbar ebenfalls nicht zu. DOBRACKA (1983) datiert aus polnischer Perspektive die 10 m-Terrasse der Ueckermünder Heide („Wkra Forest“) in die Ältere Dryas, postuliert für das Alleröd einen Einschnitt der Oder bis -5 m HN und während der Jüngeren Dryas eine fluvial-limnische Sandakkumulation bis 2-4 m HN. Als weiterer Beleg gegen die Interpretation von BRAMER (1975) bzw. JANKE (1978b) kann der Nachweis von Oberflächenfundplätzen der spätpaläolithischen Ahrensburger Kultur (= ± Jüngere Dryas) zwischen 0 und 5 m HN an der Peene bei Verchen gelten (TERBERGER 1996b). Im Falle einer Reaktivierung des „Haffstausees“ während der Jüngeren Dryas wären diese Fundplätze nicht vorhanden oder zumindest von entsprechenden Sedimenten überdeckt worden (vgl. auch SCHRÖDER & HAGEDORN 1998).

Zusammenfassend läßt sich beim gegenwärtigen Stand der Forschung in den glazilimnischen Großbecken folgende Ereignisfolge ableiten: Während des Eisabbaus des Mecklenburger Vorstoßes existierten in Becken der Toteislandschaft große Eisstauseen, in denen i.d.R. nach einer (kurzen?) hochdynamischen Phase mit Ablagerung von Kiesen und kiesigen Sanden der Wasserspiegel anstieg und sich gewarvte Schluffe, z.T. auch Tone von mehreren Metern Mächtigkeit in ruhigem Milieu

absetzen. Mit einer teilweise nachgewiesenen, neuerlichen hochdynamischen Phase setzte in den offenbar durchströmten Becken die Sedimentation mächtiger Fein- und Mittelsande ein. Die topographische Lage dieser (glazi-) fluvial-limnischen Sande z.T. *über* den umgebenden Grundmoränenarealen ist ein Hinweis auf die Existenz von Toteis als teilweise Beckenbegrenzung und ein wichtiges Indiz für eine Datierung dieser Phase in das Pleniglazial! Wieviel Zeit die liegenden Schluffe und die hangenden Sande exakt repräsentieren, ist bislang unbekannt. Möglicherweise handelt sich um eine Seephase von ca. 1000-1500 Jahren, nämlich von der Deglaziation um ca. 14000 BP bis zur durch Flachwassersedimente in den Großbecken repräsentierten Ältesten Dryas um ca. 12900-12400 BP. Die Lage und Ausbildung der nördlichen Beckenbegrenzungen ist in allen Fällen unsicher, da heute die Ostsee und ihre Randgewässer jene verbergen und keine genetisch basierten meeresgeologischen Karten des Quartärs verfügbar sind. Auch präzisere Aussagen über die hydrographischen Beziehungen der Becken zu ihrem südlichen Vorland sowie zu einer möglichen Verbindung miteinander lassen sich nicht treffen.

Die fazielle Ausprägung der Älteren Dryas ist bislang unzureichend bekannt, erste Indizien lassen aber lokale äolische Umlagerungen vermuten. Für das Alleröd sind terrestrische Böden, Torfe und Flachwassermudden ein klarer Hinweis auf eine mehr oder weniger trockene Ausprägung der glazilimnischen Großbecken, in denen nur noch lokale Seen, die vielfach durch das Tieftauen von Toteis entstanden waren, existierten. In der Jüngeren Dryas wurden die „Heidesande“ großflächig äolisch umgelagert: Es bildeten sich im Großbecken Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst hauptsächlich Flugsanddecken und niedrige Dünen, in der Ueckermünder Heide dagegen hohe bis sehr hohe Dünen. Spätestens im Frühholozän, wahrscheinlich sogar bereits im jüngeren Spätglazial, schnitten sich die durch die „Heiden“ fließenden Flüsse in den Untergrund ein. Mit der Litorinatransgression im Atlantikum hörte die Eintiefung auf und durch Sedimentation von Mudden und Torfen verfüllten sich nachfolgend die Täler.

5.4 Genese mittelgroßer Becken: die Seen

In Relation zur beeindruckend großen Zahl von ca. 2000 Seen in Mecklenburg-Vorpommern sowie ihrer Rolle im Selbstverständnis des Landes („Land der ...“) ist der Kenntnisstand zu ihrer Genese ebenso beeindruckend gering. Der gegenwärtige Forschungsstand kann, pointiert formuliert, folgendermaßen umrissen werden: Für keinen glazial entstandenen See in Mecklenburg-Vorpommern läßt sich bislang eine chronologisch abgesicherte, *komplexe Entwicklungsgeschichte* von seiner möglichen präweichseiszeitlichen Beckenvorprägung bis zu seiner anthropogenen Beeinflussung in der Gegenwart darstellen!

Fragestellungen hinsichtlich der Seegenese aus geowissenschaftlicher Sicht im Bereich der hier interessierenden „Zeitscheibe“ betreffen u.a. die Ursachen der Beckenbildung, die mögliche „Vererbung“ des Seebeckens durch verschiedene Glaziale und Interglaziale hindurch, den Zeitpunkt der Seebildung, die Seespiegelentwicklung und damit verbunden, die bathymetrisch gesteuerte Schichtung, weiterhin die hydrologischen und stofflichen Kontakte See-Seeumgebung und die durchaus veränderliche Einbettung des Sees in das Gewässersystem (Zu- und Abfluß, Durchströmung). Gemeinsam mit paläobiologischen und paläochemisch/-physikalischen Parametern wäre dann tatsächlich eine komplexe Seegeschichte ableitbar.

Die moderne durch Vielfalt der Methoden und „exakte“ Datierungen ausgezeichnete Erforschung der Seen des Landes begann im Gegensatz zu den Jungmoränengebieten von Schleswig-Holstein, Polen und Südschweden erst recht spät mit stratigraphischen, geoarchäologischen und paläohydrologischen Untersuchungen in den 1980er und 1990er Jahren (z.B. JANKE & LAMPE 1982, PREHN 1985, JÄGER 1987, GRALOW 1988, HOMANN ET AL. 1995, KAISER & ZIMMERMANN 1994, KAISER 1996a, b, 1998, KAISER ET AL. 2000a, 2001a, b).

Von großem Interesse sind bislang nicht systematisierte Befunde, die auf eine lokale Persistenz von Seebecken innerhalb verschiedener Glaziale und Interglaziale schließen lassen (z.B. BARBY 1966, LUDWIG 1992, RÜHBERG ET AL. 1995, RÜHBERG 1998). Dies zeigen einerseits geologische Schnitte z.B. am Tollensesee (RÜHBERG 1998), andererseits häufen sich Eem-Nachweise in der Ufernähe heutiger Seen, so z.B. am Schweriner See (RÜHBERG ET AL. 1995). Die Quasikonstanz von Seebecken über mehrere Vergletscherungen hinweg kann hypothetisch mit dem Ausfrieren der Wasserfüllung vor

der Gletscherüberföhrung in Verbindung gebracht werden (LUDWIG 1992). Nachfolgend war das See-Eis von Moräne und Gletschereis begraben bzw. im Gletschereis inkorporiert und die präexistente Hohlform somit vor Glazialerosion bzw. -sedimentation weitgehend geschützt. Diese Vorstellungen durch lokale Befunde zu unterlegen und das Ausmaß der präweichselglazialen Beckenanlage/-vorpprägung am Gesamtbestand der Seen regional abzuschätzen, bleibt vorerst ein Desiderat der Forschung.

Der Seenexistenz im Zuge des Eisabbaus ist ebenfalls bislang nur spärliche Aufmerksamkeit gewidmet worden, wenn man von der Vielzahl der Arbeiten zu den glazilimnischen Großbecken absieht (z.B. HURTIG 1954/55, RICHTER 1963, KRIEBEL 1964, SCHULZ 1968, VON BÜLOW 1975). Großflächige Vorkommen glazilimnischer Sedimente zwischen Frankfurter Randlege und nördlich der Mecklenburger (Rosenthaler) Randlege belegen die Existenz entsprechender Seen (Abb. 94). In der mecklenburgischen Großseenlandschaft zwischen Müritz und Plauer See deuten Befunde eine Kontinuität der Seen vom Hochglazial bis zur Gegenwart an, begleitet von gravierenden Veränderungen des Wasserhaushaltes und der Seeniveaus (KAISER 1996b).

Der Wissensstand zur regionalen paläohydrologischen Entwicklung von Seen während des Spätglazials und Holozäns wurde durch den Autor anhand geologisch-geomorphologischer, archäologischer, moorkundlicher und historischer Befunde bereits ausführlich dargestellt (KAISER 1996b). Danach liegt nur für das Holozän eine ausreichend große Zahl vielfältiger und z.T. wirklich abgesicherter Befunde zur Wasserspiegelentwicklung vor: Das Frühholozän ist verbreitet durch tiefliegende Seespiegel gekennzeichnet; gegenüber heute lagen die Seeniveaus z.T. um 5-7 m tiefer! Im mittleren und jüngeren Holozän stiegen die Seespiegel, von Schwankungen begleitet, an. Der atlantische Anstieg erreichte z.T. eine theoretische Geschwindigkeit von 2 m pro Jahrtausend. Das bedeutet, daß offensichtlich einige Seen erst in dieser Zeit (wieder?) eine dem heutigen Bild ähnliche Ausdehnung erreichten, so z.B. die Müritz (KAISER 1998, KAISER ET AL. 2001a). Im Jungholozän, während des Mittelalters, sind mehrfach gravierend höhere Seeniveaus nachweisbar. Hinsichtlich der Ursachen der Seespiegelveränderungen sind zwei Hauptphasen zu betrachten. Während bis zum 12./13. Jh. n.Chr. eine weitgehend natürliche Entwicklung der Seen stattfand, wird ab dieser Zeit der Mensch durch Mühlenstau, Hydromelioration und Kanalbau ein bedeutender Faktor in der Seehydrologie (z.B. DRIESCHER 1983, 1986, RUCHHÖFT 1999). Weiterhin sind die mecklenburgischen Seen in zwei orohydrographische Gruppen zu trennen. Bei den tiefgelegenen Seen (< 5 m HN) zeigt sich eine Verknüpfung der holozänen Ostseeogenese mit der Seespiegelentwicklung. Die Litorina-Transgression bewirkte seit dem jüngeren Atlantikum durch Abflußrückstau und Grundwasseranstieg entsprechende Seespiegelsanstiege (z.B. REINHARD 1963a, RICHTER 1968, JANKE 1978a). Die natürliche Entwicklung der hochgelegenen Seen ist dagegen mit hoher Wahrscheinlichkeit allein an die Veränderung klimatischer (Strahlung, Temperatur, Niederschlag; vgl. z.B. YU & HARRISON 1995) und geomorphologischer Parameter gebunden.

Im Vergleich mit den teilweise besser untersuchten Nachbarregionen Schleswig-Holstein, Niedersachsen, Südschweden und Nordpolen (z.B. KIEFMANN 1978, GAILLARD & DIGERFELDT 1991, RALSKA-JASIEWICZOWA & LATALOWA 1996, KLEINMANN ET AL. 1997) ergeben sich z.T. bemerkenswerte Übereinstimmungen, so z.B. im Frühholozän. Damit scheint der klimatische Erklärungsansatz in Verbindung mit geomorphologisch-hydrologischen Aspekten (Flußentwicklung, Seetyp) die natürlichen holozänen Wasserspiegelschwankungen in höhergelegenen Seen Mecklenburgs hinreichend zu erklären.

Die Vorstellungen zur spätglazialen Seespiegelentwicklung in der Region stützen sich auf nur wenige Beispielsuntersuchungen (JANKE 1978a, b, KAISER & JANKE 1998, HELBIG 1999a, HELBIG & DE KLERK im Druck, diese Arbeit Abschnitt 4.1.5) und auf hypothetische Konzepte (SCHULZ 1963, 1968, KLIWE 1989). Betrachtet man das bislang Bewiesene, so sind tiefere Seespiegel im Alleröd und höhere Seespiegel in der Jüngeren Dryas aus dem Endinger Bruch und aus den Tälern der „Haffstauseeabflüsse“ belegt. Gegenüber den heutigen Verhältnissen sind in diesen Fällen für das Alleröd ähnliche, für die Jüngere Dryas um mehrere Meter höhere Seeniveaus nachgewiesen worden. Hinsichtlich der Ursachen ergeben die bisherigen Befunde noch kein klares Bild. Zum einen läßt die spätglaziale Klimaentwicklung während des Alleröds durch Bewaldung eine Abnahme der Abflußkomponenten und eine Zunahme der Verdunstung erwarten. Zum anderen dürfte die vergleichsweise spärliche Vegetation und die Reaktivierung des Permafrostes während der Jüngeren Dryas zu einer

starken jahreszeitlichen („katastrophalen“?) Zunahme des Oberflächenabflusses geführt haben. Hinzu kommen Effekte, die sich aus der Instabilität des frischen Glazialreliefs ergeben (z.B. Toteisaustau, Hanginstabilität, fluviale Erosion; vgl. KOUTANIEMI & RACHOCKI 1981, diese Arbeit Abschnitt 4.1.5).

Vorstellungen zur spätglazialen bis frühholozänen See-Sedimentation lassen sich anhand der bereits in Abschnitt 5.1 erwähnten statistischen Auswertung von datierten Profilen mit limnischen Ablagerungen aus Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg gewinnen (Abb. 91, 96).

Für 60 Profile aus Seen bzw. Paläoseen der Region ist eine Angabe des limnisch-telmatischen *Sedimentationsbeginns* möglich (Abb. 97). Danach beginnt in 23 Fällen bzw. in 38 % der Gesamtzahl die limnisch-telmatische Sedimentation in der Pollenzone FIRBAS II, das heißt im Alleröd. Insgesamt entfallen auf das Spätglazial (PZ FIRBAS Ia-III) 53 Fälle bzw. 88 %, auf das Früh- bis Mittelholozän (PZ FIRBAS IV-VI) hingegen nur 7 Fälle bzw. 12 %. Der limnisch-telmatische Sedimentationsbeginn wird einerseits von der Existenz eines vorher gebildeten oder sich gerade in Bildung befindlichen Beckens – sicherlich zum überwiegenden Teil durch Toteisaustau – bestimmt. Andererseits muß dieses Becken natürlich wassergefüllt für eine limnische Sedimentation bzw. feucht genug für eine telmatische Sedimentation/Sedimentation sein. Methodische Probleme hinsichtlich einer präzisen Festlegung des Sedimentationsbeginns liegen z.B. in der Möglichkeit, daß die basalen Profilabschnitte pollenanalytisch nicht hoch genug aufgelöst wurden bzw. die Zonierung fehlerhaft durchgeführt wurde oder das – bedingt durch die Bohrtechnik – eventuell gar nicht das älteste limnisch-telmatische Sediment geborgen wurde. Gerade bei der Nutzung der bislang bei paläobotanischen Untersuchungen hauptsächlich zum Einsatz gekommenen „Klappsonden“ bzw. „Kammerbohrer“ können z.B. Sandlagen oder stark kompaktierte Silikatmudden tieferliegende limnisch-telmatische Sedimente abschirmen (vgl. KAISER 1996b: Fig. 3). Trotzdem erscheint m.E. die generalisierende Aussage möglich, daß der überwiegende Teil der regionalen Seebecken offenbar im Alleröd entstanden ist! Die räumliche Verteilung von Profilen mit Ablagerungen des älteren Spätglazials (PZ FIRBAS Ia = Älteste Dryas, Ib = „Bölling“/Hippophae-Phase, Ic = Ältere Dryas) zeigt *keine* deutliche Differenzierung des Sedimentationsbeginns zwischen Nord (Rügen) und Süd (Mecklenburgisch-brandenburgische Seenplatte)!

Der *Beginn des Torfwachstums* in den See und Paläoseen steht in der überwiegenden Zahl der Fälle für die Verlandung des Gewässers (Abb. 97). In einigen Fällen wird aber auch eine telmatische Basissedimentation erfasst (z.B. Basistorfe aus dem Alleröd), wobei nachfolgend limnische Sedimentation einsetzt und das Becken erst später verlandet. Aus Paläoseen stammen 49 berücksichtigte Profile, aus existenten Seen hingegen nur 11 Profile. Die Bohrungen in Paläoseen beinhalten einen Zufall in der Wahl des Bohrstandortes und damit in der Aussage zur lokalen Gewässerverlandung. Die nahezu gleiche Verteilung des Torfwachstums/der Verlandung in den holozänen Pollenzonen scheint darauf zurückzuführen sein. Das heißt Zeiträume einer verstärkten Verlandung sind dem Material nicht zu entnehmen. Die auffällige Häufung der Nachweise von Torfen des Alleröds ist auf das Phänomen der Basistorfe zurückzuführen (vgl. Abschnitt 5.2 und s.u.).

Hinsichtlich einer zeitlichen Verteilung bestimmter *Sedimenttypen* lassen sich folgende Aussagen treffen (Abb. 98): Silikatmudden sind ein Charakteristikum des Spätglazials, in relativ wenigen Fällen noch im Frühholozän nachzuweisen und offenbar im Mittel- und Jungholozän nicht mehr vorhanden. Die dominierende Präsenz von Silikatmudden im Spätglazial ist im Materialliefergebiet auf natürlichen Abtrag infolge einer relativ geringen Vegetationsbedeckung, auf Verwilderung im fluvialen Regime und auf ein instabiles Gesamtreilief zurückzuführen (Ablation, Erosion, Toteisaustau). Organomudden und Kalkmudden sind, nach einem ersten deutlichen Vorkommen im Alleröd, für das Holozän charakteristisch. Als Ursachen lassen sich die Abnahme klastischer Einträge infolge der warmzeitlichen Stabilität der Landschaft und die – im Vergleich zum Spätglazial – hohe Bioproduktion der Seen benennen. Torfe sind im Spätglazial am seltensten und im Jungholozän am häufigsten nachgewiesen worden. Zu beachten ist hier der vielfache Nachweis von Basistorfen aus dem Alleröd.

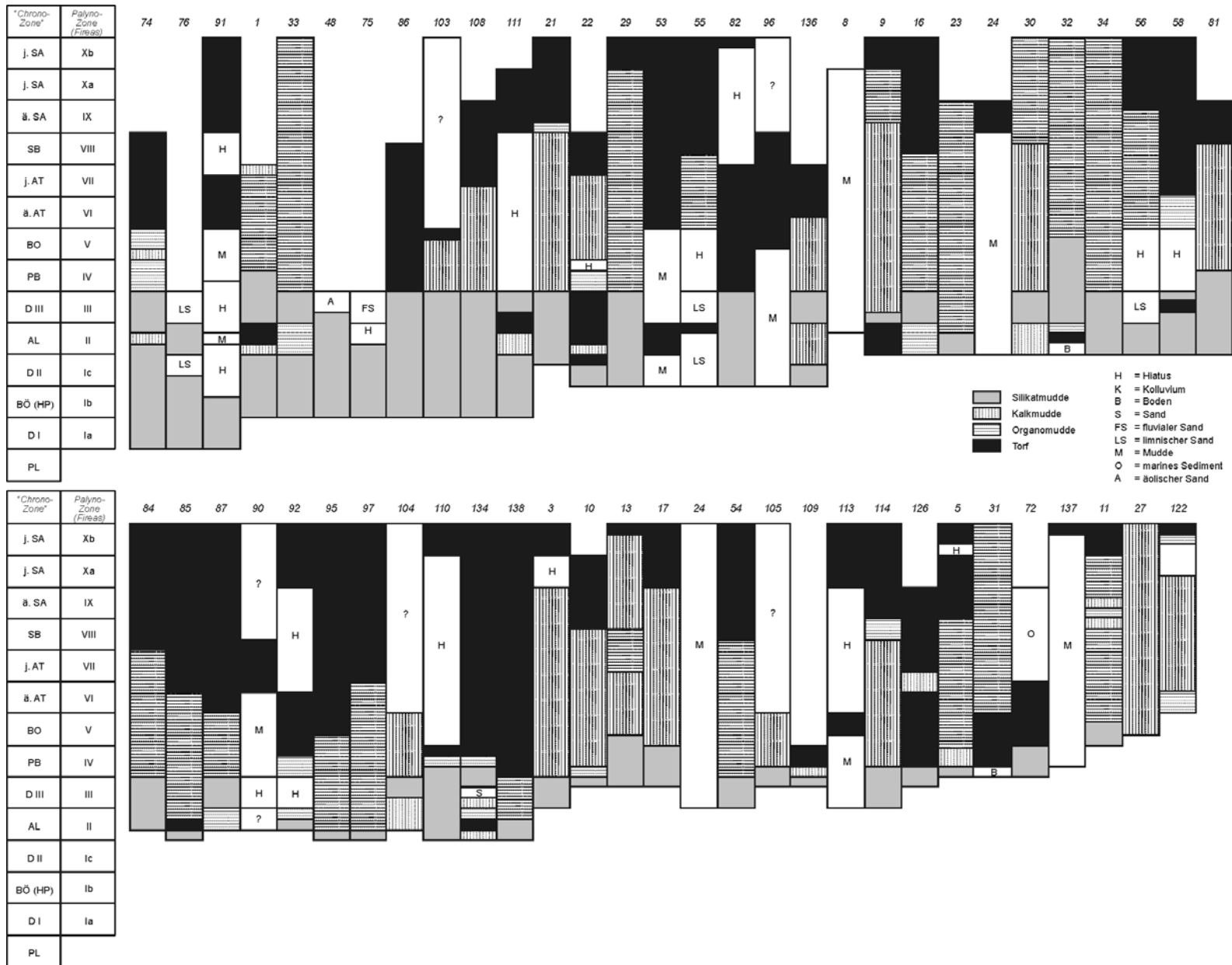


Abb. 96:
Profile aus Seen und Paläoseen in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg.

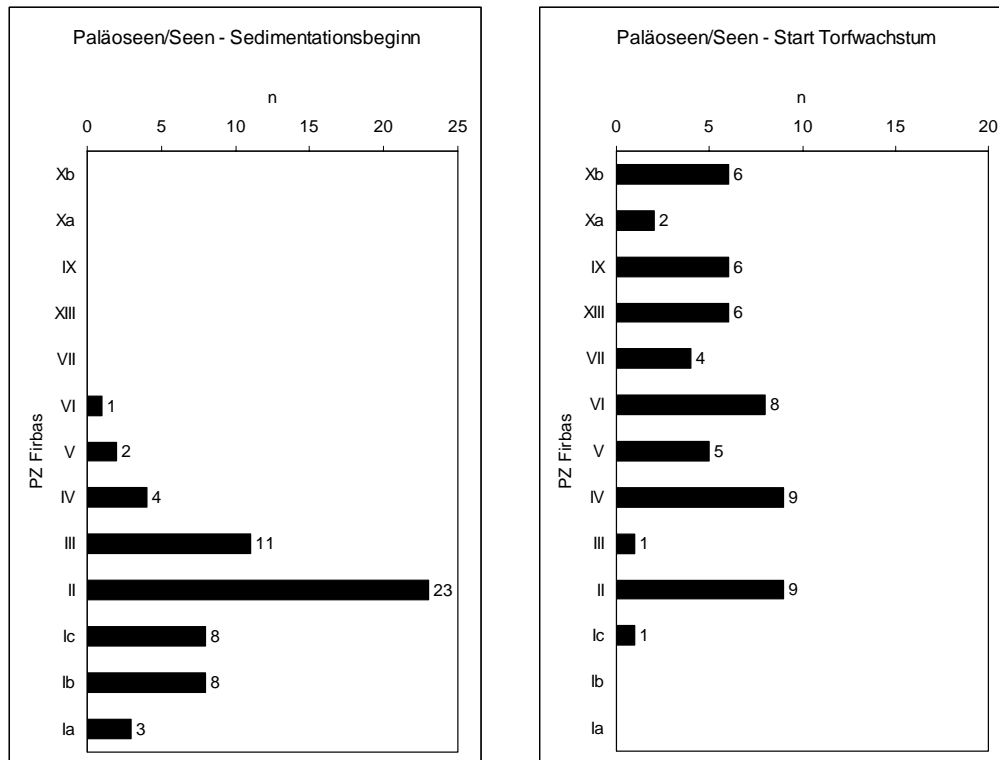


Abb. 97: Beginn der limnisch-telmatischen Sedimentation und des Torfwachstums in Seen und Paläoseen Mecklenburg-Vorpommerns und Nordbrandenburgs.

Das relative Maximum der organischen und carbonatischen limnischen Sedimentation im Alleröd hebt sich deutlich von den benachbarten spätglazialen „Chronozonen“ ab. Ursächlich ist dieses an die stärkere Entwicklung des tierischen und pflanzlichen Lebens während des Alleröds geknüpft. Z.T. parallel dazu zeigt sich bei Seen in Grundmoränenlandschaften ein erstes, mitunter gleichzeitig auch letztes Maximum der Carbonatsedimentation. Dafür könnte monokausal eine nunmehr in Schwung gekommene makrophytogene bzw. planktogene, u.U. auch chemogene Carbonatfällung verantwortlich sein (vgl. z.B. CHROBOK ET AL. 1983, KOSCHEL ET AL. 1986, PROFT & KREY 1990). Polykausal ist infolge der Permafrostauflösung zusätzlich ein erstmalig (?) möglicher Grundwasseranschluß und eine stärkere Decarbonatisierung der bewaldeten Seeumgebung zu diskutieren.

Die Jüngere Dryas ist in allen Seen von einer Dominanz des minerogenen Eintrags geprägt, der auf eine Intensivierung ablualer und fluvial-erosiver Prozesse zurückzuführen ist. In einigen Seen zeigt sich eine, gemessen an der Zonendauer, überdurchschnittliche Sediment-Mächtigkeitzunahme gegenüber dem Alleröd und dem Präboreal.

Zu unterschiedlichen Zeitpunkten setzte die anhand der abnehmenden Silikatgehalte ableitbare morphodynamische Stabilität im Holozän ein: Z.B. fand im Profil „Rappin A“ auf Rügen (KLIEWE & LANGE 1968) offenbar bereits zu Beginn des Präboreals kein nennenswerter minerogener Eintrag mehr statt. Eine Aktivierung des feinklastischen Eintrags im Atlantikum ist hier auf direkten marinen Einfluß zurückzuführen. Demgegenüber steht z.B. der in ein stärker bewegtes Relief eingebettete zu- und abflußlose Kreuzsee im Süden Mecklenburgs (HOMANN 1995), für den sich bis in die Mitte des Boreals ein bedeutender Minerogeneintrag schlußfolgern läßt. Weitere Profile zeigen im Frühholozän einen „mehr gleitenden“ Übergang von instabilen kaltzeitlichen zu stabilen warmzeitlichen Verhältnissen.

Eine umfassendere sedimentologische Auswertung des Profilmaterials – z.B. in Richtung eines Nord-Süd-Vergleichs einzelner „Chronozonen“ – ist zukünftig denkbar. Sie sollte jedoch nur anhand von Profilen erfolgen, bei denen auch sedimentologische Daten verfügbar sind. Insbesondere bestimmte, der Zahl nach umfangreiche Profilsammlungen aus dem Westen (GEHL 1952) und Süden (MÜLLER 1962) Mecklenburgs sowie von Rügen (LANGE ET AL. 1986) erscheinen für einen solchen Vergleich als ungeeignet!

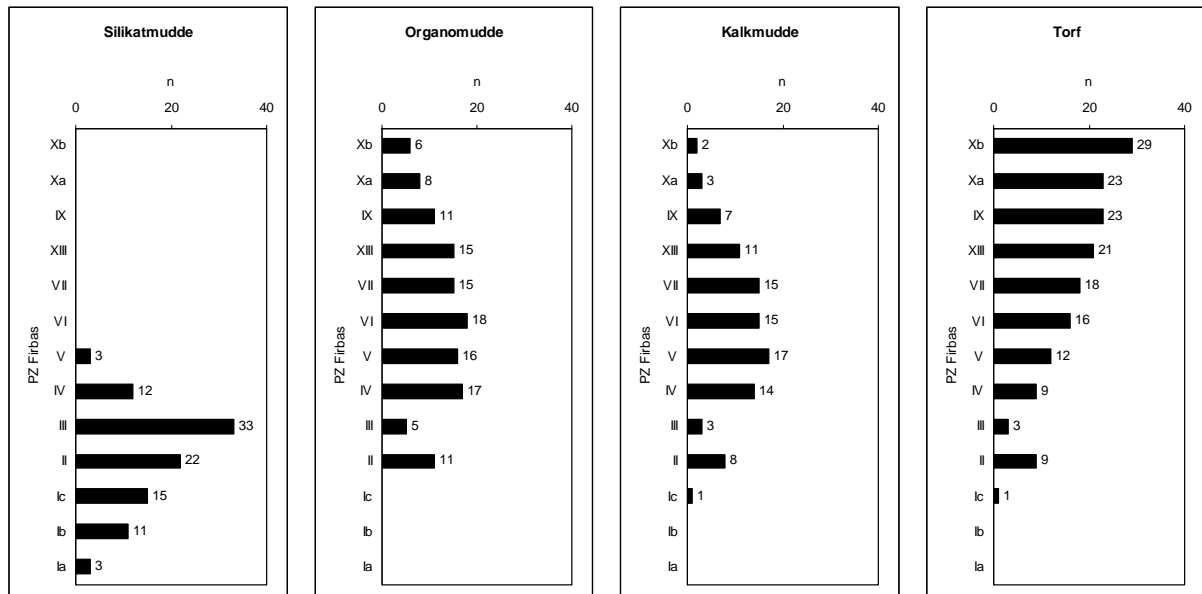


Abb. 98: Zeitliche Verteilung von Sedimenttypen in Seen und Paläoseen Mecklenburg-Vorpommerns und Nordbrandenburgs.

Den größten Anteil am Bestand regionaler Profile aus existenten Seen erbrachte eine Bohrkampagne des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung auf einem NW-SE-Schnitt durch Mecklenburg (HOMANN ET AL. 1995). Als Suche nach laminierten Sedimenten mit paläoklimatologischem Untersuchungsziel konzipiert, konnte zwar infolge eines weitgehenden Fehlens laminierte Kernabschnitte das Hauptziel nicht erreicht werden, doch liegen nun erstmals von den tiefsten Bereichen unterschiedlicher Seetypen (4-18 m Wassertiefe) und aus unterschiedlichen Landschaften gut untersuchte limnische Profile für weitere Schlußfolgerungen vor.

Die Gesamtmächtigkeiten der Seesedimente betragen in den sieben untersuchten Seen zwischen 6 und mehr als 40 m (Mittelwert bei fünf Seen ca. 15 m). Davon entfallen auf spätglaziale und frühholozäne Ablagerungen ca. 1-3 m. Bemerkenswert ist der dreifache Nachweis von Basistorfen und „Feuchtböden“ über pleniglazialen und unter limnischen Sedimenten zwischen ca. 15 und 40 m (!) Tiefe unter dem Seespiegel (Abb. 99). Für den Kreuzsee im Havelquellgebiet läßt sich anhand einer feinstratigraphischen Untersuchung folgendes Geschehen rekonstruieren (HOMANN ET AL. 1995: 38f.): Die allerödzeitliche Laacher See-Tephra „... ist in eine ... Moorvegetation über losem Moostorf gefallen ... Im nächsten Zentimeter findet man schon eine Mudde mit planktonischen Cladoceren, die einen mehreren Meter tiefen See anzeigen. Im ausgehenden Alleröd ist also die Oberfläche des Toteisloches so rasch abgesunken, daß über dem Torf in kürzester Zeit (in wenigen Jahrzehnten, wenn nicht in wenigen Jahren) zunächst ein flacher, sehr bald ein tiefer See entstand. ... Das Abschmelzen des Toteises aus dem Pommerschen Stadium hatte unter dem Schutz von Moränenmaterial und wohl aus klimatischen Gründen an dieser Stelle bis ins Alleröd hinein praktisch nicht eingesetzt. Es erfolgte dann ausgangs der Allerödzeit außerordentlich rasch.“ Analog dazu erfolgt die Deutung des basalen Alleröd-Torfes im Großen Plötzensee bei Feldberg. Im Hofsee setzt die Sedimentation erst im Präboreal oder im Boreal ein, was im Vergleich zu allen anderen untersuchten Seen außergewöhnlich ist. Der „... vom Üblichen abweichende Schichtaufbau kann am ehesten so erklärt werden, daß im Altholozän (etwa Boreal) eine große zusammenhängende Scholle aus dem Randbereich ... katastrophal in den See einbrach. Vielleicht gab es auch eine besondere Verzögerung bis ins Boreal beim Abschmelzen eines bedeutenderen Toteisklotzes.“ (HOMANN ET AL. 1995: 35).

In vier Seen östlich von Schwerin ist bei dem Vorhaben von HOMANN ET AL. (1995) mit Mächtigkeiten von 2-3 cm die spätmollerzeitliche Laacher See-Tephra nachgewiesen worden (vgl. zuletzt SCHMINCKE ET AL. 1999). Desweiteren auch in zwei Fällen als 0,1 mm dicke Lage die frühboreale Saksunarvatn-Tephra (Herkunft: Island, vgl. MERKT ET AL. 1993, BIRKS ET AL. 1996). Für ein durch Funde in SW-Schweden denkbare Vorkommen der jungdryaszeitlichen Vedde-Tephra (Herkunft:

Island, vgl. WASTEGARD ET AL. 2000) hingegen, gibt es aus Norddeutschland und Nordpolen bislang keinen Beleg. Insgesamt liegen z.Z. nach M. THEUERKAUF/Greifswald (mdl. Mitt.) in Nordostdeutschland ca. 170 Nachweise der Laacher See-Tephra vor.

Zu beachten ist bei den oben insgesamt getroffenen Aussagen, daß im Untersuchungsraum nahezu ausschließlich Einzel- bzw. Beckenzentralprofile diskutiert wurden. Bislang gibt es regional kaum Vorstellungen zur zeitgleichen Ausprägung der Linnofazies. Daß sich durch eine Abfolge von Profilen in unterschiedlicher Uferentfernung sowohl präzisere Aussagen z.B. zur Paläohydrologie als auch über Art und Menge von minerogenen Einträgen treffen lassen, ist naheliegend und eine notwendige Aufgabe der Zukunft (vgl. z.B. DIGERFELDT 1986). Ein erster überregionaler Vergleich zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen den generellen Tendenzen der spätleistozänen bis frühholozänen Seesedimentation in Mecklenburg-Vorpommern und Südschweden (vgl. HAMMARLUND 1994).

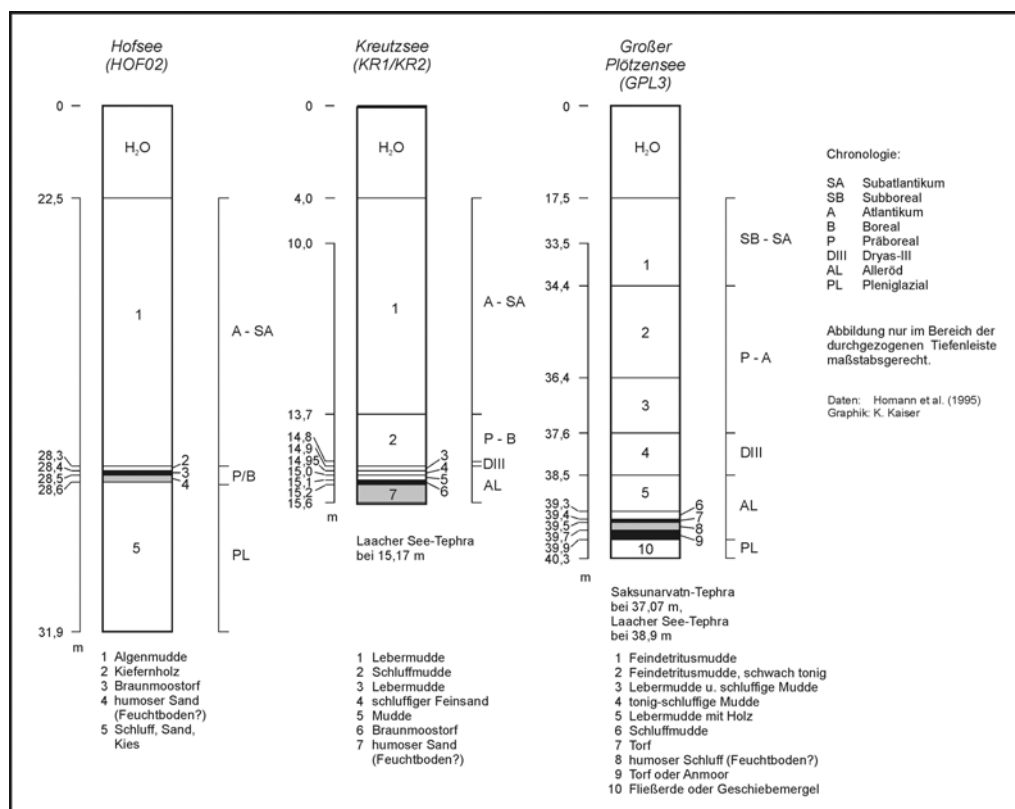


Abb. 99: Torfe und Feuchtböden aus den Basisbereichen von Seen in Mecklenburg.

5.5 Genese kleiner Becken: die Kleinseen

Unter dem Begriff „Kleinseen“ bzw. „Paläokleinseen“ werden Gewässer mit einer Größe bis ca. 3 ha zusammengefaßt. Darunter fallen die „Sölle“ der weichselglazialen Grundmoränen und die „Kesselmoore“ sowie die „Kesselseen“ der weichselglazialen Endmoränen und Sander. Die Beziehung zwischen Begriff und Landschaft besitzt dabei eher einen „weichen“ oder phänomenologischen Charakter bzw. ist durch den „üblichen Gebrauch“ geprägt: Einerseits kommen z.B. Kesselmoore auch in stärker reliefierten Grundmoränen und Sölle in Endmoränen vor. Andererseits entsprechen diese Begriffe keiner präzisen geomorphologischen bzw. genetischen Definition.

Für 33 Profile aus Paläokleinseen der Region läßt sich der limnisch-telmatische *Sedimentationsbeginn* festlegen (Abb. 100, 101). In 12 Fällen bzw. in 36 % der Gesamtzahl beginnt die limnisch-telmatische Sedimentation in der Pollenzone FIRBAS II, das heißt im Alleröd. Insgesamt entfallen auf das Spätglazial (PZ FIRBAS Ia-III) 31 Fälle bzw. 94 %, auf das Frühholozän (PZ FIRBAS IV-V) hingegen nur 2 Fälle bzw. 6 %. Damit liegen diesbezüglich in der *Größenordnung* ähnliche Verhältnisse vor, wie bei den Seen bzw. Paläoseen. Relativ mehr Profile datieren bei den Kleinseen in die Pollenzonen

FIRBAS Ia und Ib (Älteste Dryas und Hippophae-Phase bzw. „Bölling“). Ob dies ein früheres Austauen kleinerer bzw. oberflächennäherer Toteisplomben widerspiegelt oder allenfalls ein statistisches Problem im Sinne einer zu kleinen Zahl an Fällen darstellt, kann nicht entschieden werden.

Der *Beginn des Torfwachstums* in den Paläokleinseen wird durch Torfe aus dem Alleröd und dem Präboreal dominiert. Die Alleröd-Torfe stehen in der Mehrzahl der Fälle für echte Basistorfe, die Präboreal-Torfe kennzeichnen zumeist die Gewässerverlandung (Abb. 101). Hier zeigt sich ein deutlicher Unterschied zu den Seen.

Die Genese, räumliche Verteilung und landeskulturelle Bedeutung von Kleinhohlformen auf den weichselglazialen Grundmoränen der Region war in der Vergangenheit mehrfach Untersuchungsgegenstand stratigraphisch arbeitender Fachgebiete (Geomorphologie: BELLMER 1906, RÖPKE 1929, JANKE & JANKE 1970, HELBIG 1999a, KAISER ET AL. 2000b; Geologie: GEINITZ 1897, STRAHL 1996b, STRAHL & KEDING 1996, KRIENKE & STRAHL 1999; Paläobotanik: LANGE ET AL. 1986, ENDTMANN 2000, DE KLERK ET AL. im Druck; Landeskultur: KLAFS & SCHMIDT 1967, KLAFS ET AL. 1973, JESCHKE 1987; Archäologie: MÜLLER 1997, KUHLMANN & SCHIRREN 2000). In einem engeren Sinne durch die „Intramoräneneis-Schmelztheorie“ nach RÖPKE (1929: 156) definiert als Sackungshohlformen von austauendem Toteis der Grundmoräne, hat sich für runde bis ovale Hohlformen von etwa 10 bis 100 m Achsenlänge der niederdeutsche Begriff „Soll“ allgemein eingebürgert. Damit werden die glazigenen Formen, möglicherweise periglazial entstandene Becken, wie z.B. Pingo-Ruinen oder Wintereis-Hohlformen, sekundär wassergefüllte Senken nach Waldrodung und schließlich kleine anthropogene Abgrabungen mit dem gleichen Begriff bezeichnet. Befindet sich allerdings die Hohlform auf der ebenen bis kuppigen Grundmoräne und liegt eine zeitlich tiefreichende und hinsichtlich der Sedimente charakteristische Stratigraphie vor, dann ist mit großer Sicherheit von einem glazigenen Soll mit pleniglazialer Beckenanlage und spätglazialer Beckenbildung auszugehen.

Durch ihre Einbeziehung anthropogener Formen bzw. Überprägungen bietet die Soll-Terminologie nach KLAFS ET AL. (1973) ein geeignetes Begriffssystem zur Beschreibung der Kleinhohlformen. Danach werden die natürlich durch Toteis-Tieftauen entstandenen glazigenen oder „echten“ Sölle in typische (Abfolge Mudde-Torf), ertrunkene (Abfolge Mudde-Torf-Wasser) und verdeckte Sölle (Abfolge Mudde-Torf-Kolluvium) differenziert. Desweiteren gibt es durch quasinatürliche Prozesse insbesondere Waldrodung entstandene Grundwasser-Pseudosölle (Abfolge z.B. Torf-ständig Wasser) und Oberflächenwasser-Pseudosölle (Abfolge z.B. Torf-zeitweilig Wasser). Zur Gruppe rein anthropogener Formen schließlich zählen beispielsweise Mergelgruben und Viehtränken.

Grundlage einer Zuweisung zu den einzelnen Typen sind in jedem Einzelfall stratigraphische Sondierungen, wobei häufig allein schon die Sedimentabfolge auch ohne botanische und physikalische Datierungen ein determinierendes Merkmal darstellt. Für die Darstellung eines stärker differenzierten Entwicklungsganges der Hohlformen und ihrer Umgebung jedoch sind weitere paläoökologische Arbeiten, insbesondere Mikro- und Makrofossilanalysen sowie ein dichtes Netz von geologischen Bohrungen bzw. gute Aufschlußverhältnisse notwendig.

Bis zur Mitte der 1980er Jahre waren in Mecklenburg-Vorpommern und im unmittelbar benachbarten Polen lediglich vier Grundmoränen-Sölle in diesem Sinne untersucht worden. Erst in jüngster Zeit hat sich die Datenlage deutlich verbessert (z.B. STRAHL 1996b, HELBIG 1999a, KAISER ET AL. 2000b, DE KLERK ET AL. im Druck).

Als eine Besonderheit in Nordostdeutschland muß ergänzend das Vorkommen eines komplett erhaltenen Solls aus der *Saale-Kaltzeit* mit saalespätglazialen, eemzeitlichen und weichselfrühglazialen Ablagerungen im Kiestagebau „Hinterste Mühle“ bei Neubrandenburg erwähnt werden (RÜHBERG ET AL. 1998, STRAHL 2000b). Hier läßt sich der gesamte „Lebenszyklus“ eines kaltzeitlich in Geschiebemergel entstandenen, vor allem warmzeitlich sedimentär verfüllten und schließlich kaltzeitlich durch Geschiebemergel-Überlagerung als Hohlform ausgelöschten Solls verfolgen.

Genetisch den Söllen ähnliche Formen anderer Landschaften sind die meistens etwas größeren „Kesselseen“ und „Kesselmoore“ der Endmoränen und Sander (z.B. ROWINSKY 1995, SCHOKNECHT 1996, JESCHKE 1997, ENDTMANN 1998b, TIMMERMANN 1999, PAULSON 2001). Insbesondere die telmatische Phase der Kesselmoore und ihre rezente Vegetation hat in der Vergangenheit eine größere Aufmerksamkeit gefunden. Eine Zusammenfassung des aktuellen Wissensstandes zu den Kesselmooren geben SUCCOW & JOOSTEN (2001).

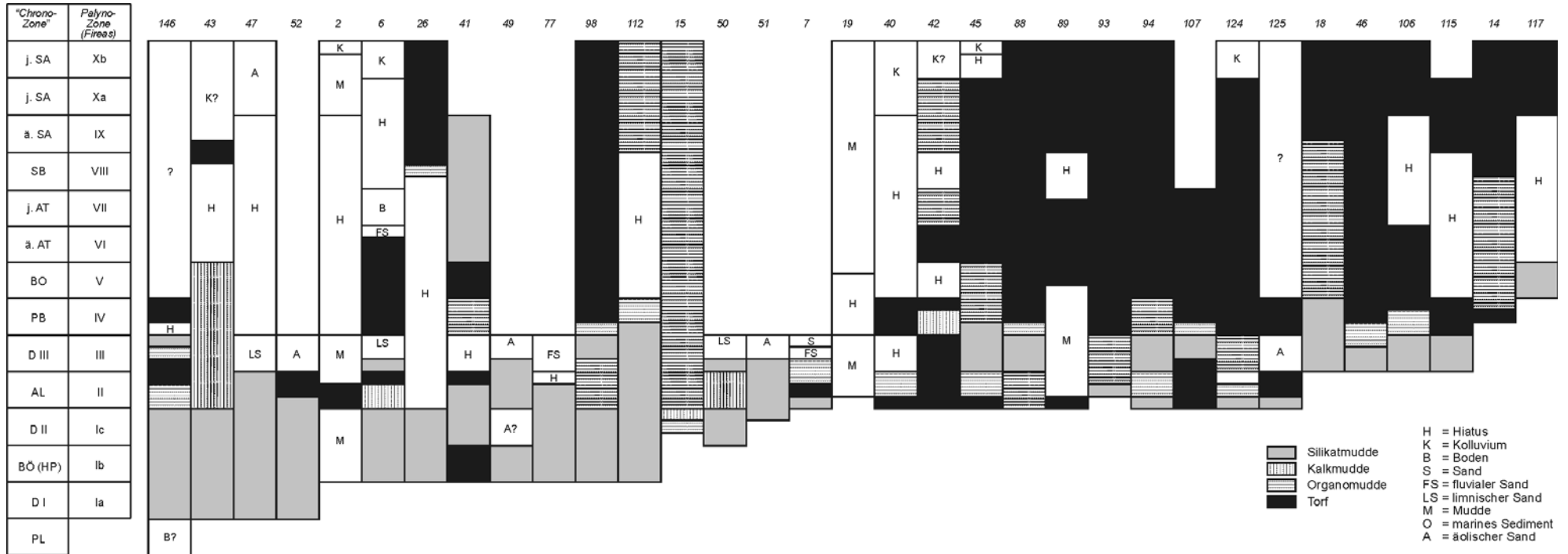


Abb. 100: Profile aus Paläokleinseen im Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg.

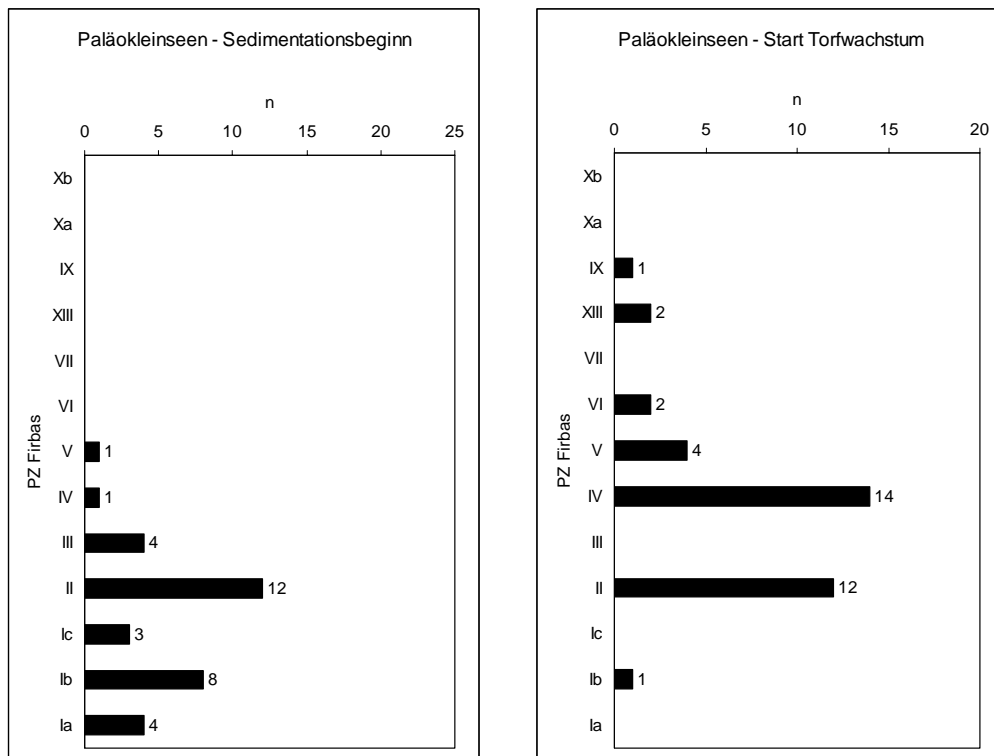


Abb.101: Beginn der limnisch-telmatischen Sedimentation und des Torfwachstums in Paläokleinseen Mecklenburg-Vorpommerns und Nordbrandenburgs.

5.6 Beziehungen zur fluvialen Morphodynamik

Mehrfach wurden im Verlauf der vorangegangenen Abschnitte Aspekte der fluvialen Morphodynamik im Jungmoränengebiet von Mecklenburg-Vorpommern berührt. Beispiele dafür sind Hypothesen zur fluvialen Verbindung der glazilimnischen Großbecken im Pleniglazial, die markante fluviale Aktivität während der Jüngeren Dryas oder der fluviale Einfluß auf die paläohydrologische Entwicklung von Seen mit Zu- und/oder Abfluß während des Holozäns.

Neben dem fluvialen Großrelief in Gestalt eines „geordnet“ wirkenden gitterförmigen Talnetzes in Vorpommern und eines eher „chaotisch“ anmutenden Seen-Kleintalnetzes in Mecklenburg sind Meso- und Mikroformen im Bereich der Platten zu beachten. Hinzu kommen die unter jungquartären Sedimenten verborgenen altpleistozänen Tiefrinnen (z.B. VON BÜLOW 1990).

Viele der fluvialen Großstrukturen und Seenketten finden sich in radialer oder paralleler Position zu den weichselglazialen Eisrandlagen und bilden die subglaziale bzw. subaerische Entwässerung des Inlandeises ab. JANKE (1978a: 40) vermutet bei einem Teil der Talungen eine spätpleistozäne Reaktivierung „... älterer, weichselzeitlich überfahrener Hohlformen.“ Hier besteht analog zu ähnlichen Hypothesen über die Persistenz von Seebecken der Bedarf einer Problemlösung anhand von Fallbeispielen. In jüngster Zeit wurde zudem auf dem räumlichen Niveau Nordmitteleuropas eine Verknüpfung des rezenten Flußnetzes mit neotektonischen Strukturen des Norddeutschen Beckens diskutiert (SIROCKO 1998).

Der Forschungsstand zur Talentwicklung im Jungmoränengebiet Mecklenburg-Vorpommerns beruht auf einer Reihe von älteren stratigraphisch orientierten Arbeiten, wobei die großen ostmecklenburgischen und vorpommerschen Talungen von Warnow, Recknitz-Trebel (= „Grenztal“), Peene, Tollense, Uecker und Randow sowie randlich auch die Oder im Mittelpunkt standen (z.B. GROSS 1914, VON BÜLOW 1927b, BRINKMANN 1958, BROSE 1972, 1988, 1997, REINHARD & SEELER 1958, SCHUBEL 1959, REINHARD 1963a, b, JANKE 1965, 1978a, b, BRAMER 1955, 1964, KLUG ohne Jahr, EIERMANN 1962, KLOSTERMANN 1963, 1968). Nur zur mittel- und jungholozänen Entwicklung der Flußtalmoore liegen auch jüngere Arbeiten vor (z.B. MICHAELIS 2000).

In allen bislang bearbeiteten Tälern konnten spätpleistozäne und holozäne (z.T. glazi-) limnische Phasen nachgewiesen werden, was auf das i.d.R. nur geringe Talgefälle, eine durch Toteis-Hohlformen mitgeprägte Talmorphologie und für das mittlere und jüngere Holozän auf eine rasch ansteigende regionale Abflußbasis im Zuge der Ostseetransgression zurückzuführen ist.

Ein anhand vielfältiger Geländebefunde erarbeitetes Modell zur Entwicklung der „Haffstauseeabflüsse“ und damit beispielsweise die vorpommerschen Täler von Unterer Peene, Ibitzgraben, Ziese, Ryck, und Trebel umfassend, legte JANKE (1978a, b) vor. Es repräsentiert den gegenwärtigen Wissenstand zur regionalen fluvialen Morphodynamik im jüngeren Quartär. Da bislang eine Visualisierung dieses Modells fehlte, erfolgte in Zusammenarbeit mit W. JANKE/Greifswald und unter Einarbeitung weniger inhaltlicher Veränderungen eine graphische Umsetzung der Talentwicklungsphasen (vgl. KAISER ET AL. 2000a; Abb. 102). Insbesondere die mittel- und jungholozänen Talentwicklungsphasen sind durch vielfältige Befunde gut belegt, wobei hingegen die spätpleistozänen Phasen „... noch nicht allseitig genug abgesichert werden konnten.“ (JANKE 1978a: 169)

Zwischen 25 und 3 m HN ließen sich in den Tälern Erosions- und Akkumulationsterrassen nachweisen, wobei die oberhalb von ca. 5 m HN gelegenen mit dem „prä-böllingzeitlichen“ Haffstausee parallelisiert wurden. Fehlende Direktdatierungen und die interpretatorische Verknüpfung mit dem aus heutiger Sicht sowohl chronologisch als auch prozessual fragwürdigen Eisabbau in Form der damals postulierten „Staffelscharung“ zwischen Ueckermünder Heide und Rügen, ergeben hier eine Reihe von Problemen. Aus der Lage von Sedimenten des jüngeren Spätglazials von < -10 m HN wurde zunächst auf eine „böllingzeitliche“ Tiefenerosionsphase geschlossen. Dieses entspricht parallelen Vorstellungen für das Gebiet der Unteren Oder mit Erosionstiefen bis < -40 m HN (BROSE 1972, 1988, DOBRACKA 1983). Später jedoch ist diese Phase in das „Prä-Bölling“ umdatiert worden (W. JANKE/Greifswald & F. BROSE/Frankfurt a.d. Oder, mdl. Mitt.). Als Ursache der Tiefenerosion wird eine sehr tiefe Lage der regionalen Erosionsbasis im Ostseebecken angenommen.

Ab der Älteren Dryas beginnt die sedimentäre Auffüllung der Talungen. So kommen in weiter Verbreitung bis einige Meter unter HN Torfe aus dem Alleröd vor, die von Talsanden der Jüngeren Dryas überlagert werden. Die bis 4 m über HN reichenden Ablagerungen des jüngeren Spätglazials wurden zunächst von JANKE & REINHARD (1968: 14f.) als Folge einer „spätglazialen Meerestransgression“ bis „maximal mehrere Meter über NN“ interpretiert: „Die Meerestransgression umfaßte sehr wahrscheinlich das ausklingende Alleröd sowie einen großen Teil der Jüngeren Dryas ... und drang dabei zeitweilig sogar fördenartig in das untere Peenetal bis weit oberhalb von Jarmen sowie (wahrscheinlich) auch in das untere Grenztal und in das Ryck- und Ziesetal ein.“ Indiz dafür war eine artenarme *marine* Diatomeenflora.

Diese Vorstellungen wurden durch JANKE (1978a) nicht wieder aufgegriffen, da die marinen Diatomeen nunmehr offensichtlich als tertiäre Umlagerungen aufgefaßt wurden. Gestützt wird diese Deutung durch aktuelle meeresgeologische Befunde von LEMKE (1998), der im Zeitraum Alleröd-Jüngere Dryas maximale (See-) Wasserstände im Becken der (späteren) südlichen Ostsee von -20 bis -6 m HN ermittelte. JANKE (1978a: 85) datiert den „Höhepunkt des Talgrundwasserstandes“ in das endende Alleröd und in die ältere Jüngere Dryas. „Die Ursache für diesen Wasserspiegelanstieg ist noch ungeklärt: sie dürfte in erster Linie in einem erhöhten Wasserstand im Vorfluter, der Ostsee, in Verbindung mit einem hohem Wasserangebot auf den Pleistozänhochflächen zu suchen sein.“ Letzteres, als Folge eines verstärkten Oberflächenabflusses und des Toteistieftauens, scheint im Vergleich mit den Becken die tatsächliche Ursache gewesen zu sein.

Ein interessanter Gedanke ist die Möglichkeit spätglazialer und frühholozäner „isostatischer Hebungsbewegungen“ in den Tälern, „... deren Gesamtbetrag maximal einige Meter nicht überschritten haben dürfte.“ (JANKE 1978a: 87): „Wenn diese Überlegung tatsächlich zutreffen sollte, dann ständen die jungspätglazialen Talsande heute höher über NN an, als sie seinerzeit akkumuliert worden sind.“ Als Folge ergäbe sich u.U. eine „Nichtkorrelierbarkeit“ fluvial-limnischer Strukturen über weite Entfernungen hinweg: z.B. vom Haffstausee über das Grenztal zur Rostocker Heide! Über die spätglazialen Flußbett- und Auestrukturen - verwildert, mäandierend, verzweigt - ist bislang nichts bekannt.

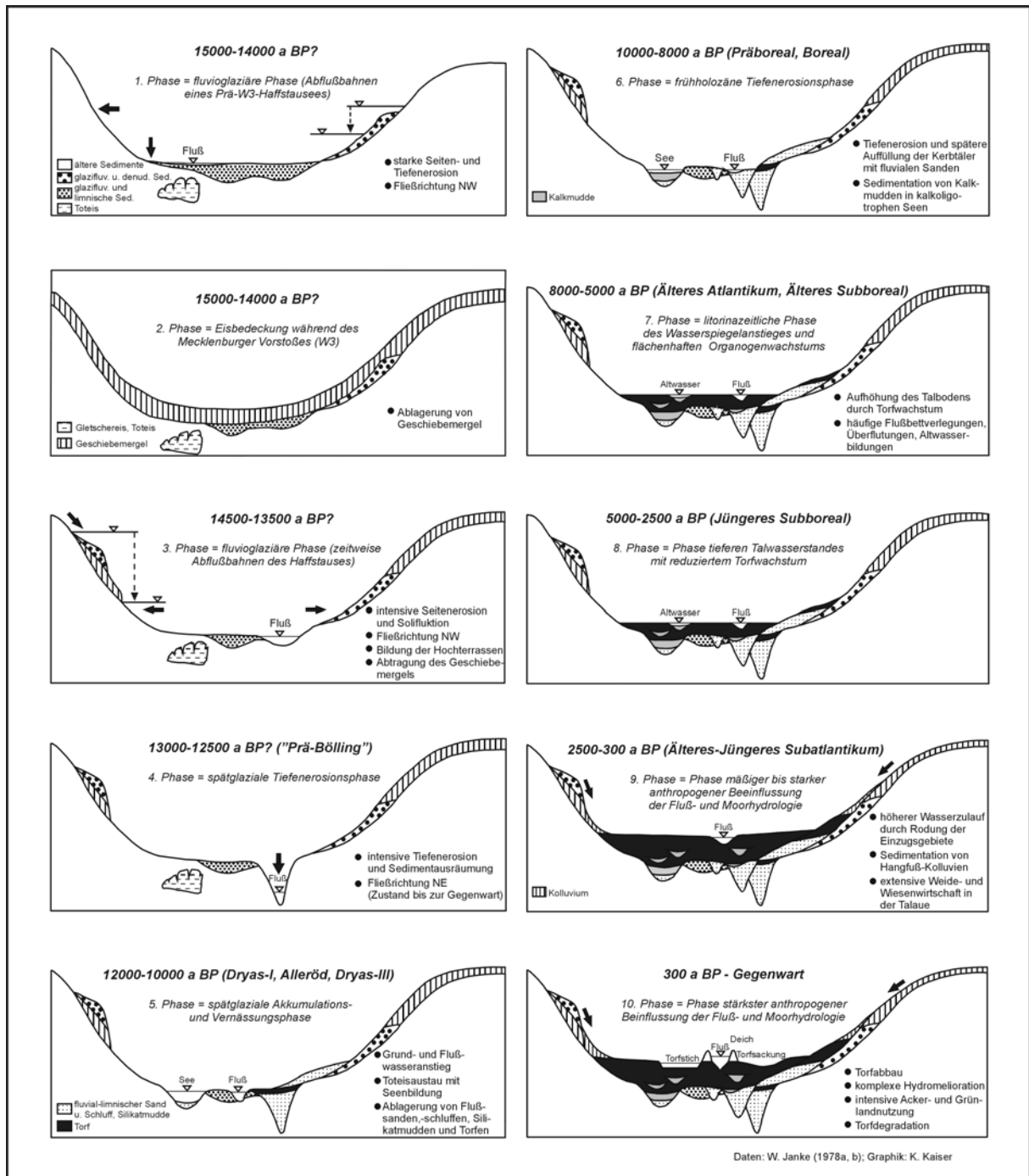


Abb. 102: Modell zur Entwicklung von Flußtälern im Nordosten von Mecklenburg-Vorpommern („Haffstauseeabflüsse“).

Im Frühholozän schnitten sich die Flüsse aufgrund tiefer Wasserstände im Ostseebecken kerbtalförmig in die älteren Ablagerungen ein. Limnische Sedimentation erfolgte nur noch im Bereich flacher Seen, die bis in das Präboreal hinein durch das Tiefertauen von Toteis entstanden waren. „Der Grundwasserspiegel lag im Bereich der Talebene tief, und es kam zur Bildung vorwiegend terrestrischer Böden sowie zu deren Bewaldung.“ (JANKE 1978a: 89). Mit der Litorina-Transgression im älteren Atlantikum schließlich entstanden durch den Abflußrückstau ausgedehnte Talmoore, die zu einer fortgesetzten Aufhöhung des Talbodens durch Torfwachstum führten. Weitere hydrologische Charakteristika waren häufige Flußbettverlegungen, Überflutungen und Altwasserbildungen; mäandrierende Flüsse können analog zu den Heutigen vermutet werden.

Durch HELBIG (1999a, b) und HELBIG & DE KLERK (im Druck) wurden außerhalb der großen Talungen spätglaziale fluviale und limnische Prozesse in kleinen Gerinnesystemen und Hohlformen als Elemente des Mesoreliefs auf den Grundmoränenplatten Vorpommerns untersucht. Danach lassen sich Phasen der Tiefenerosion in das „Prä-Alleröd“ datieren, ist das Alleröd durch die Akkumulation von Mudden und Torfen geprägt und läßt sich für die Jüngere Dryas eine Reaktivierung fluvialer Prozesse bzw. ein Wasserspiegelanstieg in kleinen Becken belegen. Dabei waren „... in Dryas III die Fließgewässer um ein vielfaches breiter als die heutigen Gräben und Bäche. ... Nachweisbar ist oft ein Dryas III-zeitliches Sedimentpaket aus Sand ...“ (HELBIG 1999a: 98). Diesen Beobachtungen entsprechen sowohl Befunde aus den großen Tälern, wie aus den größeren Grundmoränenbecken, z.B. dem Endinger Bruch.

Weitergehende überregionale Vergleiche mit verallgemeinerten Schlußfolgerungen von z.B. BROSE & PRÄGER (1983), SCHIRMER (1995) und STARKEL (1995) müssen aufgrund der Befundlage vorerst unterbleiben.

5.7 Geoarchäologie spätpaläolithischer und frühmesolithischer Fundplätze

Nachfolgend werden diejenigen archäologischen Fundplätze aus Becken der Region vergleichend betrachtet, von denen hinreichende stratigraphische Daten verfügbar sind (Abb. 103). Spezielle Fragen betreffen die geologischen und archäologischen Merkmale der fundführenden Schichten, die lokal ableitbare Beckenentwicklung sowie Schlußfolgerungen für die archäologische Prospektion.

Der Gesamtbestand an spätpaläolithischen Fundplätzen in Mecklenburg-Vorpommern (n = ca. 100) wurde in jüngerer Zeit von TERBERGER (1996b, 1997) kartiert und diskutiert. Danach spiegelt ihr Verbreitungsbild ein mehr oder weniger zufälliges bodendenkmalpflegerisches Entdeckungsgeschehen wieder. Ein sicherer Nachweis der regional im Spätglazial vermutlich als erstes zu erwartenden Hamburger Kultur steht noch aus, obgleich im benachbarten Schleswig-Holstein, Ostdänemark und Westpolen Fundplätze dieser Zeitstellung entdeckt wurden. Fundplatzhäufungen insbesondere der Ahrensburger Kultur sind in strukturreichen Dünen-Moor-See-Landschaften, wie z.B. in der Uecker-münder Heide, und im Bereich von Flußengen, wie an der Peene bei Verchen, zu erkennen.

Bislang wurden in Mecklenburg-Vorpommern zwei Feuchtbodenfundplätze (Endingen VI, Nienhagen) und zwei Dünenfundplätze (Hintersee 24, Mützelburg Forst 9) komplex geoarchäologisch dokumentiert. Die Stratigraphie der Fundplätze Endingen VI und Nienhagen wurde bereits oben ausführlich diskutiert. Hier sei auf die entsprechenden Kapitel 4.1.4.2 und 4.1.4.3 sowie die Literatur verwiesen (JANKE 1996a, STREET 1996, KAISER & TERBERGER 1996, KAISER ET AL. 1999, TERBERGER 1996a, 1998; Abb. 104).

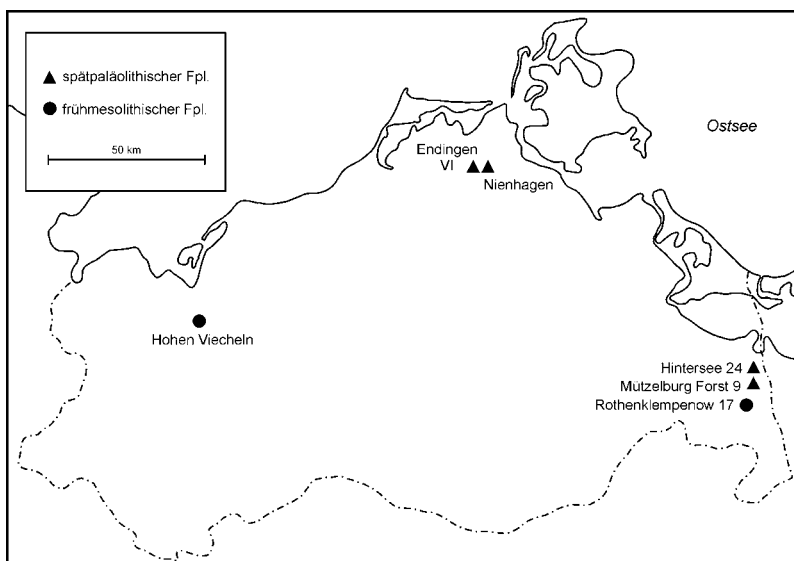


Abb. 103: Komplex stratigraphisch untersuchte spätpaläolithische und frühmesolithische Fundplätze in Mecklenburg-Vorpommern.

Der Dünenfundplatz *Hintersee 24* liegt im spätpleistozänen Beckensandgebiet der Uecker-münder Heide an einer vermoorten Niederung und ist von ausgedehnten Dünenfeldern umgeben. Die archäologischen Untersuchungen auf insgesamt 12 m² Fläche zeigten eine originale und kaum gestörte Lage der Flintartefakte (BOGEN 1999). Zwei Feuerstein-Schlagplätze konnten nachgewiesen werden. Von dem Fundplatz liegen ca. 1000 Flintartefakte vor, darunter zwei Stielspitzen vom Typ Ahrensburg und außerdem zwei Fragmente solcher Projektile. Die Funde im Bereich der Sondage "Stelle 1" stammen aus einem begrabenen, dunkelbraunen, ca. 10 cm mächtigen Verbraunungshorizont (fBv), der sich in glazilimnischen Sanden entwickelt hat (KAISER & KÜHN 1999; Abb. 104). Im Hangenden des begrabenen Bodens befindet sich Flugsand mit den anthropogen gestörten Resten eines artefakt-freien Verbraunungshorizontes (Bv-rAp) als Oberflächenboden. Die Ablagerung des hangenden Sandes hat nach Ausweis von OSL-Datierungen im Spätglazial stattgefunden. Auf OSL-Datierungen mußte aufgrund eines vollständigen Fehlens datierbarer organischer Materialien im Fundhorizont zurückgegriffen werden. Der bodenkundliche Befund ergibt hinsichtlich des begrabenen, artefaktführenden Verbraunungshorizontes eine offensichtliche Übereinstimmung mit dem von SCHLAAK (1998) und BUSSEMER (1998) aus Brandenburg beschriebenen spätglazialen "Finowboden". Damit ist das Verbreitungsgebiet dieser Bodenbildung ausgehend vom *locus typicus* bei Eberswalde um ca. 100 km nach Norden ausgedehnt worden. Vergleiche mit Flugsandprofilen im benachbarten Westpolen, Nordbrandenburg und Schleswig-Holstein (BOROWKA ET AL. 1986, CLAUSEN 1995, 1999, BUSSEMER ET AL. 1998) sowie die Berücksichtigung des pedostratigraphischen Befundes sprechen für eine äolische Sedimentation während der Jüngerer Dryas.

Ein weiteres Vorkommen des "Finowbodens" – ebenfalls mit spätpaläolithischen Artefakten und von analoger Sedimentabfolge – konnte bei bodenkundlichen Kartierarbeiten ca. 4 km südlich vom Fundplatz *Hintersee 24* nachgewiesen werden (Abb. 104). Dieser Fundplatz trägt die Bezeichnung *Mützelburg Forst 9*. Die wenigen Artefakte, wie ein aus 7 Elementen zusammensetzbarer Feuerstein-kern und ein 2,9 kg schweres Feuersteinrohstück mit "Probeabschlägen" erlauben keine präzise Ansprache des archäologischen Materials. Eine Reihe von OSL-Datierungen ermöglicht wieder eine Zuweisung der äolischen Deckschicht in das Spätglazial und auch hier mit großer Sicherheit in die Jüngere Dryas.

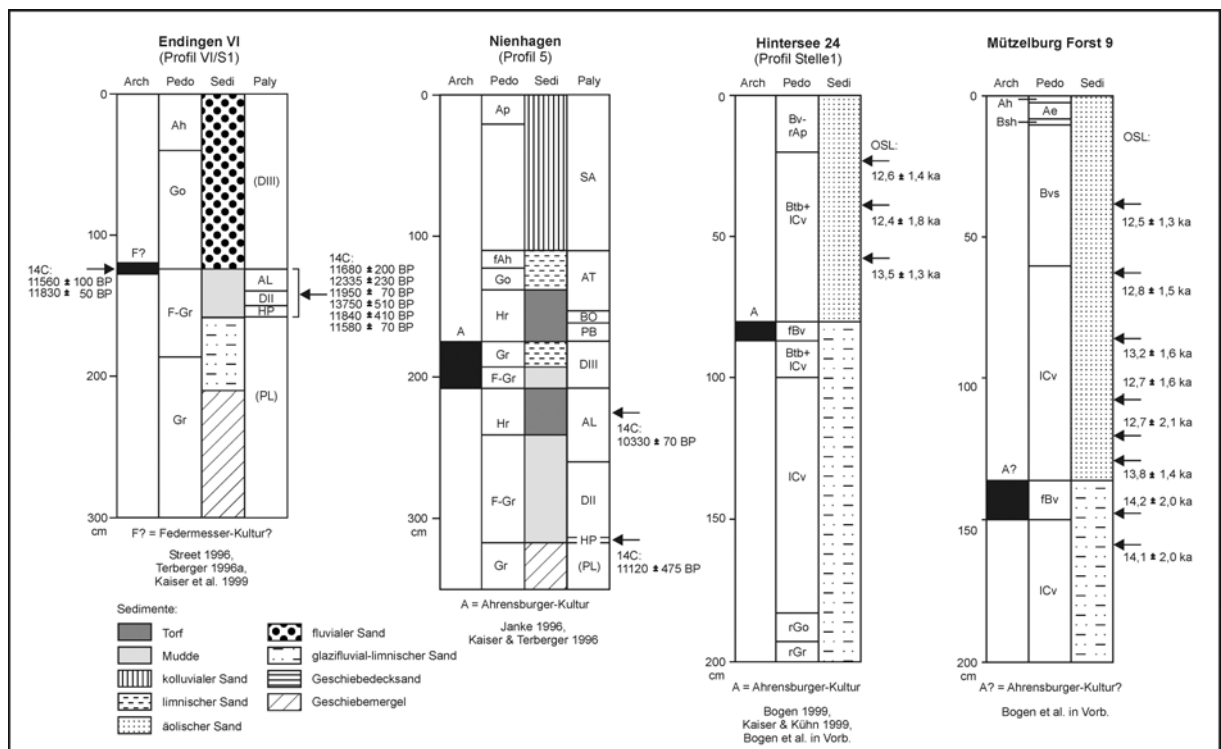


Abb. 104: Stratigraphie spätpaläolithischer Fundplätze in Mecklenburg-Vorpommern.

Hinsichtlich der Prospektion auf spätpaläolithische Fundplätze lassen sich nur wenige allgemeine Empfehlungen geben. In den meisten Seebecken der Region finden sich spätglaziale Ablagerungen und damit *potentiell* auch menschliche Hinterlassenschaften. Die Suche nach datierbaren Fundschichten mit Erhaltung organischer Artefakte kann daher nur von bekannten Oberflächenfundplätzen ausgehen, muß durch Bohrungen in benachbarten See- und Moorablagerungen entsprechende „verdächtige“ Lagen ermitteln und schließlich durch Sondagen aufschließen. Für begrabene Dünenfundplätze hingegen ist die Suche nach Artefakten beim Fehlen großer Aufschlüsse ungleich schwieriger. Der mögliche „Gewinn“ zeitraubender Prospektionsarbeiten kann jedoch, durch die Möglichkeit, gut erhaltene Siedlungsstrukturen aufzudecken, sehr hoch sein. Das archäologische Potential nachgewiesener begrabener Oberflächen aus dem Spätglazial in Mecklenburg-Vorpommern (z.B. Rostocker Heide, Altdarß, Ueckerländer Heide) ist bislang erst in Ansätzen genutzt worden!

Für das Frühmesolithikum fehlt eine aktuelle Kartierung der entsprechenden Fundstellen. Hier muß auf ältere Bearbeitungen von z.B. GRAMSCH (1973) oder KEILING (1985) verwiesen werden. Ebenso wie für das Spätpaläolithikum ist eine enge Bindung an binnenländische Gewässer erkennbar (KAISER ET AL. 2000a). Bislang wurden nur zwei frühmesolithische Fundplätze in Mecklenburg-Vorpommern in einem größerem Umfang archäologisch untersucht und komplex naturwissenschaftlich dokumentiert (Abb. 103).

Der Seeufer-Fundplatz *Rothenklempenow 17* am Latzigsee im Randowbruch/Kr. Uecker-Randow weist eine früh- und spätmesolithische sowie frühneolithische Besiedlung auf und zählt hinsichtlich seiner Fund- und Befundqualität zu den bedeutendsten mesolithischen Stationen im nördlichen Mitteleuropa (SCHACHT 1993, SCHACHT & BOGEN 2001). Neben der Überlieferung einer reichen lithischen Industrie ermöglichten die Feuchtbodenbedingungen den Erhalt organischer Funde aus Knochen, Holz und anderen pflanzlichen Substanzen. Funde aus organischen Materialien lieferten vor allem die präborealen und borealen Schichten. Bemerkenswerte Befunde sind mesolithische Feuerstellen, Gruben, eine Zugangsstelle zum See sowie ein möglicher Behausungsrest. Von besonderer Bedeutung ist eine spätmesolithische Hockbestattung, die das älteste Grab in Mecklenburg-Vorpommern darstellt (BACH & BRUCHHAUS 1995, TERBERGER & PIEK 1998). Geoarchäologische Untersuchungen ermöglichen die genetische Einordnung der Sedimente, die Verlängerung der Grabungsschnitte in das Umland und die Erstellung einer geologischen Karte (KAISER ET AL. 2001b). Die größte Mächtigkeit spätglazialer und holozäner limnischer und telmatischer Sedimente am Fundplatz wird noch landwärts der heutigen Uferlinie mit ca. 7 m erreicht. Schwerpunkt sedimentologischer und pollenanalytischer Untersuchungen war das Profil "Schnitt I", das unter ca. 2 m mächtigen Sedimenten des Holozäns noch ca. 2 m mächtige spätglaziale limnische Sedimente aufweist (Abb. 105). Bemerkenswert ist im Profil die Wechselfolge aus Mudden und Torfen einerseits und sogenannten "Seesanden" andererseits. Ob es sich bei letzteren um natürlich durch Seespiegelveränderungen oder aber anthropogen bzw. zoogen entstandene Sedimentlagen handelt, bedarf noch einer näheren Untersuchung. Daß auch im Mesolithikum anthropogen ausgelöste Bodenerosion im unmittelbaren Siedlungs-/Nutzungsbereich denkbar ist, zeigt eindrucksvoll die Seeuferstratigraphie des frühmesolithischen Fundplatzes Friesack in Brandenburg (vgl. GRAMSCH 1987). Die von "Seesanden" und Mudden überdeckten Torfe im Profil belegen zweifelsfrei säkulare Seespiegelveränderungen im Latzigsee. Die anhand der Schichtenfolge ableitbare allgemeine Anstiegstendenz des Sees seit dem Frühholozän findet vielfache Parallelen im benachbarten Mecklenburg (KAISER 1996, 1998, KAISER ET AL. 2001a).

Bereits in den Jahren 1954-55 fand die Ausgrabung der Seeufer-Station *Hohen Viecheln* am Schweriner See/Kr. Nordwestmecklenburg statt (SCHULDT 1961). Die reichen Funde aus organischen Materialien, darunter eine Reihe verzierter Objekte, ließen Hohen Viecheln zur bislang bedeutendsten frühmesolithischen Fundstelle in Mecklenburg-Vorpommern werden. Darüber hinaus wurde eine neolithische Siedlungsphase nachgewiesen. Die ausgedehnten Grabungsschnitte auf einer Seeterrasse erschlossen eine bemerkenswerte Stratigraphie (Abb. 105). Die Hauptfundschiicht in Schnitt 4 stellt ein Komplex aus Seesand, Gytija und Torf an der Basis einer z.T. mehrere Meter mächtigen limnischen Sequenz dar. Der Fundschichtkomplex datiert nach dem pollenanalytischen Befund aus Schnitt 9 in das Präboreal bis in das ältere Atlantikum, der hangende limnische Sand im unteren Bereich in das jüngere Atlantikum (SCHMITZ 1961). Das Einfallen einer basalen Lage aus Kiefern-Bruchwald-Torf und Seggen-Torf um 15-30° ist eine ungewöhnliche Erscheinung. Hinzu kommen weitere Lagerungsstörungen wie Abschiebungen, Schicht-Verlagerungen in höhere Profilmereiche und Schichterrosionen

in Schnitt 8. Ein gravierendes Problem besteht in der Tatsache, daß die Profile der meisten Grabungsschnitte ($n = 13$) nicht publiziert wurden und somit wichtige Details des geowissenschaftlichen Befundes unbekannt bleiben. Zudem fehlen verlässliche ^{14}C -Daten aus der Stratigraphie und ein Beckenmodell für den Grabungsbereich. Der an den Untersuchungen beteiligte Geologe GEHL (1961) erwägt zwei Möglichkeiten einer Erklärung des „abnormen Einfallens“ der basalen Torfschicht. Einerseits eine postsedimentäre Verstellung durch Toteisaustau zu Beginn des Atlantikums. Dies erscheint nach den regionalen Befunden zur spät- und postglazialen Toteisdynamik sehr unwahrscheinlich (siehe Abschnitt 5.2). Andererseits wird die starke Zusammenpressung und Neigung des Torfes durch die Überdeckung mit mächtigen limnischen Sanden im Zuge eines ansteigenden Seespiegels diskutiert und letztlich favorisiert. Auf eine weitere Möglichkeit sei hier ergänzend verwiesen. Während die publizierten Grabungsschnitte zunächst auf ein mehr oder weniger flächiges Einfallen hindeuten, muß auch die Möglichkeit eines lokalen *Grundbruches* überprüft werden. Sicher erscheint jedoch bei aller Problematik der Schichtenfolge, daß im Schweriner See im jüngeren Atlantikum eine deutliche Erhöhung des Seespiegels stattgefunden hat (SCHMITZ 1961).

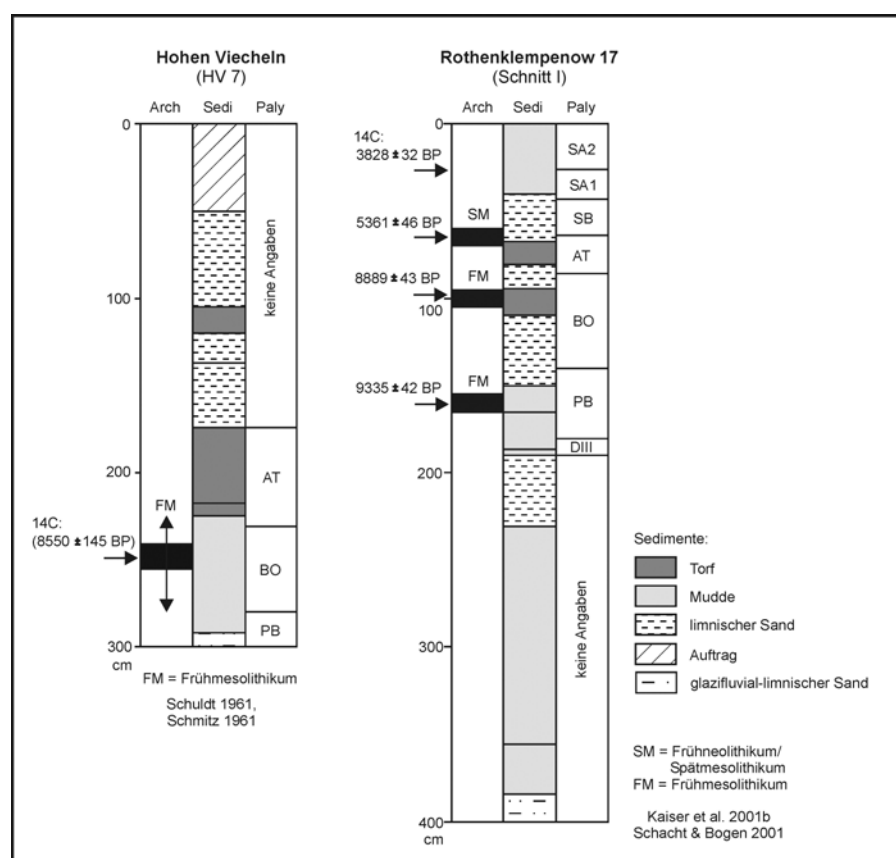


Abb. 105: Stratigraphie frühmesolithischer Fundplätze in Mecklenburg-Vorpommern.

Eine allgemeine Erkenntnis für die Prospektion auf frühmesolithische Fundschichten betrifft ihre i.d.R. recht tiefe Position in See- und Moorablagerungen. Sowohl in den Seen als auch in den tiefgelegenen Flußtälern des Landes hat der hinsichtlich der Ursachen differenzierte (vgl. Abschnitt 5.4 und KAISER 1996) holozäne Wasserspiegelanstieg zur Überlagerung mit z.T. mächtigen Sedimenten geführt (KEILING 1987, TERBERGER im Druck). Die Entdeckung solcher Fundplätze erfolgte bislang nur zufällig, z.B. bei Baggararbeiten. Eine mögliche, aber sehr aufwendige Prospektion läßt sich durch die Verbindung von bekannten Oberflächenfundplätzen und potentiell fundführenden Feuchtsedimenten per Bohrungen und Sondagen durchführen. Die vielleicht aussichtsreichste, wengleich regional noch nicht getestete Möglichkeit, besteht in der taucharchäologischen Prospektion größerer Seen: Der z.T. 5-7 Meter betragende Seespiegelanstieg vom Frühholozän bis zur Gegenwart läßt die Entdeckung einer Reihe gut erhaltener frühmesolithischer Fundplätze im subaquatischen Uferbereich der Seen erwarten!

5.8 Phasen der Gewässernetzentwicklung

In Tabelle 2 werden die Befunde aus Becken in Mecklenburg-Vorpommern den allgemeinen Vorstellungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Gewässernetz- bzw. Beckenentwicklung gegenübergestellt, wie sie vor allem im benachbarten Brandenburg in den letzten zwei Jahrzehnten anhand vielfältiger Untersuchungen entwickelt wurden. Dieser Raum kann als *das* Vergleichsgebiet für die regionalen Becken gelten, da nicht nur zahlreiche Beispielsuntersuchungen, wie z.B. auch in Südschweden oder Nordwestpolen erfolgten, sondern darüber hinaus großräumig anwendbare Genesemodelle synthetisiert wurden (z.B. MARCINEK & BROSE 1972, MARCINEK 1978, NITZ 1984).

Ein Kernraum dieser Studien war das Biesenthaler Becken zwischen Berlin und Eberswalde-Finow, aus dem ein Großteil der brandenburgischen Erkenntnisse zu dieser Thematik geschöpft wurde (z.B. CHROBOK ET AL. 1982, 1983, CHROBOK & NITZ 1987, 1989, 1995, NITZ ET AL. 1995, SCHIRRMEISTER 1995, FUHRMANN ET AL. 1997). Infolge der hier im Verlaufe von ca. 20 Jahren stattgefundenen Arbeiten ließ sich einerseits eine so bis dahin nicht nachgewiesene Differenzierung der regionalen Beckenentwicklung aufzeigen, andererseits wiesen Details im Erkenntnisprozeß ihrerseits eine überraschende Genese auf und warnen vor übereilten Schlußfolgerungen anhand lokaler Befunde aus Mecklenburg-Vorpommern.

Erwartungsgemäß stimmen die *Grundzüge* der Beckenentwicklung, die sich aus Befunden in Mecklenburg-Vorpommern ableiten lassen, mit den Vorstellungen aus Brandenburg überein. Dieses betrifft beispielsweise das phasenhafte Toteis-Tieftauen und die starken lateralen Stofftransporte an den Beckenrändern während der spätglazialen Kaltphasen. Eine in beiden Räumen noch nicht zufriedenstellend gelöste Frage, betrifft die mögliche Persistenz von Becken durch mehrere Glaziale und Interstadiale hindurch, letztlich also die Anlage und Erhaltung von Becken. Mangels datierter Befunde sind in beiden Räumen die Phasen Älteste und Ältere Dryas schlecht belegt. Auch das Frühholozän ist bislang faziell relativ eingeschränkt dokumentiert. Die von BÖSE (1995) für Brandenburg als fraglich gekennzeichnete Toteisschmelze im Frühholozän (Präboreal) kann nach den vorliegenden Befunden für Vorpommern als sicher bestätigt werden. Eine aus Mecklenburg anhand von paläohydrologischen Studien abzuleitende teilweise Vergrößerung von Seeflächen im Mittelholozän, findet mangels solcher Studien in Brandenburg bislang keine Entsprechung.

Relief- und Gewässernetzentwicklung im Jungmoränengebiet von Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern

Chronologie	Phasen der allgemeinen Reliefentwicklung (Marcinek 1978)	Phasen der Tal- und Flußentwicklung (Marcinek & Brose 1972)	Phasen der Seenentwicklung (Marcinek & Brose 1972)	Phasen der Beckenentwicklung (Nitz 1984)	Befunde zu Beckenprozessen in Mecklenburg-Vorpommern
Jungholozän (Subatlantikum, jung. Subboreal)	<i>Phase der anthropogen beeinflussten Reliefgestaltung</i>	<i>Anthropogen beeinflusste, holozäne Phase</i>	<i>Anthropogen beeinflusste, holozäne Phase</i>	<i>Kolluviumsphase</i>	Aufstauung und Ablassung einer Reihe von Seen, Verkleinerung von Binnenentwässerungsgebieten durch Anschluß an das Flußnetz, Verfüllung & Schaffung von Kleinhohlformen
Mittelholozän (ält. Subboreal, Atlantikum)	<i>Phase der natürlich-holozänen Reliefgestaltung</i>	Natürlich holozäne Phase im perimarinem Bereich: marin induzierte starke Aufhöhung der Talböden	Natürlich holozäne Phase Verlandungsvorgänge, Erlöschen von Seen	<i>Verlandungsphase</i> intensive limn. & telmat. Sedimentation, Denudation ohne Bedeutung, Erlöschen von Seen & Söllen	Verlandung einer Vielzahl von Seen und Kleinseen, demgegenüber ist nach Befunden von der Seenplatte mit einem teilweisen Wasserspiegelanstieg in großen Seebecken zu rechnen
Frühholozän (Boreal, Präboreal)					
Jüngere Dryas	<i>Regenerationsphase des periglazial überformten Glazialreliefs</i>	<i>Spätglazial-altholozäne Übergangsphase</i> <i>Anpassungsstufe</i> Auflösung des Permafrostes bewirkt Unterbrechung & Zerstörung von Tälern, Fossilisierung von Tälern, Bildung von Binnenentwässerungsgebieten, Laufverlegungen	↑ <i>Seenbildung</i> durch Toteisaustau	<i>Tieftauphase</i> etappenweises Toteis-Tieftauen v.a. im Alleröd, größte Beckentiefen & Reliefunterschiede werden erreicht, differenz. Beckenboden-Tieferlegung, erstmalige Entstehung vieler Becken (v.a. Sölle), intensive limnische Sed., finale laterale Stofftransporte am Beckenrand während der Dryas-Zeiten	prominente org. und carb. Sedimentation, z.T. mehrere m unter heutigen Niveaus liegende Seespiegel, finales Toteis-Tieftauen im Präboreal (-Boreal?)
Alleröd					
Ältere Dryas					
Hippophae-Phase ("Bölling")					
Älteste Dryas	<i>periglaziale Phase der Überformung des Glazialreliefs</i>	<i>Fluvioperiglaziale Phase</i> periglaziales Flußnetz auf Permafrost & über Toteis	<i>Beckenerhaltung</i> durch Toteis	<i>Konservierungsphase</i> Toteiserhaltung durch Permafrost, lokale Seenbildung	prominente silikat. Sedimentation mit z.T. sehr hohen Raten, Seespiegel z.T. mehrere m höher als heute, intensive Abspülung & Solifluktion am Beckenrand, fluviale Aktivität
Pleniglazial	<i>glaziale Phase der Reliefgestaltung</i>	<i>Fluvioglaziale Phase</i> Abfluß über Sander, große Fließgewässer & Urstromtäler	<i>Beckenbildung</i> durch Exaration, Schmelzwassererosion, beide Prozesse zusammen, Einbettung von Eis	<i>Niedertauphase</i> Bildung flacher Becken, Plombierung von Inlandeis <i>Anlagephase</i> B.-anlage durch Exaration & glazihydrodynam. Prozesse	Toteis-Tieftauen v.a. im jüngeren Alleröd, dabei Bildung tiefer Seen, vermutl. größte Zahl offener Wasserflächen, erste Verlandung von Stillgewässern durch org. Sedimentation
					prominente silikatische Sedimentation, nur wenige aussagekräftige Befunde in der Region
					ein Teil der Becken beginnt mit der limnischen Sedimentation = teilweise Beckenbildung durch Toteis-Tieftauen, organo-silikatische und silikatische Sedimentation
					wenige Nachweise limnischer Sedimente, silikatische Sedimentation
					glazilimnische Phase der glazilimnischen Großbecken (= Eisstauseen), fluviale Beziehungen zwischen den Großseen unklar, Plombierung von Inlandeis,
					exarative Anlage großer Becken z.B. im Odermündungsraum oder an der vorpommerschen Boddenküste, Anlage der Becken späterer Rinnenseen, Problem möglicher Beckenpersistenz

Tab. 2: Relief- und Gewässernetzentwicklung im Jungmoränengebiet von Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern.

6. Ausblick

Die hier vorgelegten Untersuchungen haben einerseits thematisch und räumlich an ältere regionale Studien angeknüpft, andererseits mit bis dahin „vernachlässigten“ Räumen, regional neuen methodischen Ansätzen und einem breit angelegten synthetischen Kapitel den Rahmen für zukünftige Studien erweitert. Nachfolgend sollen im Zusammenhang, z.T. finden sich die hier aufgeführten Aspekte verstreut bereits in den vorstehenden Kapiteln, einige Hinweise für die aus Sicht des Verfassers offenen bzw. lohnend weiter zu verfolgenden Fragen gegeben werden.

Repräsentanz der „Chronozonen“

Ein deutlicher Wissensmangel kennzeichnet regional den Übergang spätes Pleniglazial/frühes Spätglazial (Pleniglazial bis Ältere Dryas). Dieser Zeitraum umfaßt den Wechsel vom glaziären über das periglaziäre zum extraperiglaziären Regime. Geomorphologisch findet in dieser Zeit beispielsweise in den glazilimnischen Großbecken der Übergang von der Eisstausseephase zur Festlandsphase statt und bilden sich in allen Landschaften durch Toteisaustau eine Reihe von größeren und kleineren, mehrheitlich wassergefüllten Hohlformen. Erstmals können auch - ein datierter Nachweis steht noch aus - äolische Prozesse stattgefunden haben. Hinsichtlich einer „Wiederbelebung“ der Region fällt in diese Zeit die Einwanderung und Ausbreitung der Pflanzen- und Tierwelt. Ob auch der Mensch bereits die steppen- bzw. tundrenähnliche und vermutlich jagdbeutereiche Landschaft (vgl. AARIS-SOERENSEN 2000) zeitweise aufsuchte oder gar dauerhaft besiedelte, ist noch ungewiß (vgl. TERBERGER 1997).

Ein großes Problem stellen absolute Daten für diesem Zeitraum da. Als Ausnahmen müssen bislang ¹⁴C-Datierungen an pflanzlichen und tierischen Resten betrachtet werden. TL- und OSL-Analysen liefern außerhalb des limnischen Milieus i.d.R. die einzigen Datierungsmöglichkeiten. Der methodenbedingte Fehler der Lumineszenzdaten beträgt jedoch z.Z. durchschnittlich 10-20 %. D.h. die sich daraus ergebenden Vertrauensintervalle liegen bei 1000-2000 Jahren. Eine Auflösung des ca. 2000 Jahre umfassenden Zeitraumes ist so vorerst kaum möglich.

Während das jüngere Spätglazial (Alleröd, Jüngere Dryas) durch eine Vielzahl geomorphologisch-stratigraphischer Befunde repräsentiert wird, ist das Frühholozän (Präboreal, Boreal) noch ungenügend vertreten. Nur in wenigen Aufschlüssen, z.B. an einigen Seen wie dem Schweriner See (SCHULDT 1961), dem Endinger Bruch (s.o.) und dem Latzigsee in der Ueckermünde Heide (KAISER ET AL. 2001b), konnten bislang frühholozäne Sequenzen intensiver studiert werden.

Problem der zeitlichen Auflösung

In verschiedenen Regionen in Mitteleuropa gelang in jüngerer Zeit die Hochauflösung limnischer Sequenzen. Eine Voraussetzung dafür ist die Ausbildung der Sedimente als Warvite, wie z.B. in verschiedenen Eifelmaaren, im Plußsee und Hämelsee in Niedersachsen, im Belauer See in Schleswig-Holstein sowie im nordwestpolnischen Gosciatz-See (ZOLITSCHKA & NEGENDANK 1999, LITT ET AL. 2001). Damit werden zeitlich hoch aufgelöste Aussagen zur Seesedimentation und damit auch zu geomorphologischen Prozessen im Einzugsgebiet möglich. Der Versuch, in der Region solche laminierten Sequenzen zu finden, mißlang HOMANN ET AL. (1995) bei der Untersuchung von sieben mecklenburgischen Seen. Offenkundig ist die Ausprägung solcher Seesedimente in Mecklenburg-Vorpommern außerordentlich selten, auszuschließen ist sie jedoch nicht. Hier können nur weitere Prospektionsarbeiten eine zukünftig mit vielerlei Gewinn zu bearbeitende Stratigraphie aufschließen.

Quartäre Beckensukzession

Auf das Phänomen einer möglichen „Quasikonstanz“ von Becken durch verschiedene Glaziale und Interstadiale hindurch wies für das süd- und ostbaltische Vereisungsgebiet LUDWIG (1992) hin. Weitere Beispiele dafür finden sich - allerdings nicht näher ausgeführt - in MÜLLER ET AL. (1993), RÜHBERG ET AL. (1995) und RÜHBERG (1998). Gemeinsam mit einem eventuell ähnlichen „Verhalten“ des nordostdeutschen Talnetzes besteht bei Bestätigung der Hypothese die Möglichkeit, eine

bislang v.a. dem Weichseleis zugeschriebene Beckenbildung differenzierter zu betrachten. Erst zielgerichtete regionale Untersuchungen können hier Gewißheit schaffen.

Genese der glazilimnischen Großbecken

Die absolute Datierung und der Mechanismus der glazilimnischen Sedimentation in den glazilimnischen Großbecken an der deutschen Ostseeküste ist noch weitgehend ungeklärt. Letzteres betrifft insbesondere die Erklärung der Sedimentation mächtiger Sandkörper, wie sie z.B. auch auf Südostrüngen und Usedom ausgeprägt sind. Ein großes Erkenntnispotential besteht hierfür in der zukünftigen Zusammenführung von Erkenntnissen aus dem terrestrischen Teil und dem jetzt submarin gelegenen Teil (vgl. LEMKE 1998) des Großbeckens Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst.

Wie Neuuntersuchungen in der Ueckermünder Heide (KAISER & KÜHN 1999, KAISER ET AL. 2001b) und - vergleichend - die hier vorgelegten Arbeiten in der Barther Heide und auf dem Altdarß zeigen, ist von teilweisen Fehldeutungen in der Genese des „Haffstausees“ bei BRAMER (1964) auszugehen. Da der „Haffstausee“ die spätpleistozäne Basis der festländischen Entwässerung im Oder-Einzugsgebiet darstellt und Veränderungen in der genetischen Interpretation überregionale Konsequenzen haben, ist eine zukünftige Neubearbeitung dieses Themas empfehlenswert. Dies um so mehr, da eine gemeinsame Aufbereitung deutscher und umfassender polnischer Alt- und Neudaten bislang aussteht.

Genese der Seen

Komplex bearbeitete Bohrkerne aus Seen liegen von der Mecklenburgische Seenplatte (z.B. HOMANN ET AL. 1995, KAISER 1998, BRANDE im Druck, WALTHER o.J.), von Rügen (JANKE & LAMPE 1982) und von Usedom (KERSTAN 2001, VOSS 2001) vor. Es handelt sich hierbei um Einzelbohrungen aus dem Beckentiefsten oder vom Beckenrand. Hingegen fehlen weitergehende Vorstellungen zur jeweils zeitgleichen Ausbildung der Limnofazies, wie sie allein durch Transektstudien in einem See ermöglicht werden. Dies ist die notwendige Voraussetzung, um abgesicherte Erkenntnisse über die morphodynamischen Prozesse im Einzugsgebiet des Sees (z.B. Erosion) und im Becken selbst (z.B. Toteisaustau, Seespiegelentwicklung) zu erlangen.

Nachdem in dieser Arbeit ein erster Vergleich von regionalen limnischen Sequenzen erfolgte, wäre es von großem Interesse, diese mit solchen aus dem unmittelbar benachbarten Jungmoränengebiet von Dänemark, Schleswig-Holstein, Südschweden und Nordwestpolen zu vergleichen. Möglicherweise lassen sich Unterschiede finden, die aus einem differenzierten (?) klimageschichtlichen Entwicklungsgang resultieren.

Ein weiteres, hier allerdings nicht im Detail diskutierbares Problem, ist das Fehlen einer *befriedigenden*, sich auf stratigraphischen, geomorphologischen und hydrologischen Parametern aufbauenden genetischen See-Klassifikation. Die letzten Versuche in diese Richtung aus geomorphologischer Perspektive datieren in die 1950er und 60er Jahre (vgl. zusammenfassend MARCINEK 1987). Weitere Vorschläge, die allerdings nur randlich genetische Aspekte berücksichtigten, kamen in jüngerer Zeit von Seiten der Landschaftsökologie (SUCCOW & KOPP 1985, JESCHKE 1997). Die Grundlage einer neuen genetischen See-Klassifikation sollte von einer breiten Befundbasis aus dem gesamten südbaltischen Vereisungsgebiet gebildet werden.

Genese der Kleinhohlformen

Regional fehlt bislang die wirklich umfassende Bearbeitung einer Kleinhohlform in Form einer Aufnahme am *Aufschluß* und einer umfassenden diachronen paläoökologischen Analyse. Die geomorphologisch und paläobotanisch am ausführlichsten untersuchte Kleinhohlform liegt in der Grundmoränenlandschaft des Mecklenburger Vorstoßes bei Reinberg/Kr. Nordvorpommern. Hier vermitteln engständige Bohrungen ein Bild der Schichtenfolge (HELBIG 1999a, DE KLERK ET AL. im Druck).

Das große Potential von vier Kleinhohlformen, die unmittelbar benachbart am Kliff der Ostsee bei Mukran/Rügen aufgeschlossen sind, wurde trotz mehrerer Teilbearbeitungen in der Vergangenheit nur ansatzweise genutzt (vgl. zuletzt STRAHL & KEDING 1996). Hier bietet sich, wie wahrscheinlich nirgends sonst in Mecklenburg-Vorpommern, die Möglichkeit umfassender „Einsichten“ in die Genese von Kleinhohlformen.

Verknüpfung der fluvialen Dynamik mit Becken

In den großen Talungen Vorpommerns existierten zu verschiedenen Zeiten im Spätpleistozän und Holozän größere und kleinere Seen (z.B. REINHARD 1963a, b, JANKE 1978a, b, KAISER & JANKE 1998). Da im Rahmen der älteren Arbeiten in einem großen Gebiet nur wenige „Probebohrungen“ ausgeführt werden konnten, diese aber ein großes Potential zur Analyse der limnischen und fluvialen Dynamik offenbart haben, ist hier ein idealer Ansatzpunkt für zukünftige kombinierte Untersuchungen der Becken- und Talentwicklung gegeben.

Die Entwicklung des mecklenburgischen Kleintalnetzes ist hingegen bislang weitgehend unbekannt. Hier bieten die sogenannten „Durchbruchstäler“ der Warnow, der Nebel und der Mildenitz durch die Pommersche Hauptendmoräne ein interessantes Untersuchungspotential. Sowohl flußauf- als auch flußabwärts sowie z.T. in den Durchbrüchen selbst finden sich Becken, deren Sedimentfüllung gemeinsam mit den Flußterrassen Material zur Erhellung der Tal- und Beckenentwicklung darstellt. Ein erstes Vorhaben dieser Art stellt die kombinierte Untersuchung der Genese von Krakower See und Nebel-Durchbruchstal im Kr. Güstrow dar (laufende Diplomarbeiten von S. LORENZ und H. ROTHER/Greifswald).

Geoarchäologie des Spätpaläolithikums und Frühmesolithikums

Noch fehlt in der Region „der“ spätpaläolithische Fundplatz! Dieser Fundplatz sollte neben einer möglichst „multikulturellen“ Besiedlung (z.B. Federmesser-Kultur und Ahrensburger Kultur), eine gute Siedlungserhaltung (z.B. Feuerstellen, Werkplätze etc.) und eine unmittelbar benachbarte Beckenstratigraphie mit der Überlieferung von organischen Artefakten aufweisen. Hier wären dann nicht nur datierbare archäologische Sukzessionen, wie z.B. auf dem Fundplatz der Hamburger Kultur in Ahrenshöft/Schleswig-Holstein zu erwarten (vgl. CLAUSEN 1997), sondern könnten auch detaillierte Studien zur natürlichen Umwelt und zur lokalen anthropogenen Umweltbeeinflussung erfolgen (vgl. z.B. KLOSS & WECHLER 1987, BOS & JANSSEN 1996).

Mit dem Fundplatz Rothenklempenow 17 in der Ueckermünder Heide ist „der“ regionale frühmesolithische Fundplatz bereits gefunden! Die seit 1982 untersuchte Seeufer-Station am Latzigsee weist eine mehrphasige früh- und spätmesolithische Besiedlung auf (SCHACHT 1993, BACH & BRUCHHAUS 1995, SCHACHT & BOGEN 2001). Ziel gegenwärtig laufender geoarchäologischer und paläobotanischer Untersuchungen ist einerseits die litho- und palynostratigraphische Einbindung der Fundschichten im seewärtigen Bereich des Fundplatzes sowie andererseits die Rekonstruktion der lokalen Landschaftsentwicklung von der Enteisung bis zur Gegenwart. Die holozäne Stratigraphie im Uferbereich verweist mit ihrer Wechselfolge von Mudden, Seesanden und Torfen auf säkulare Seespiegelveränderungen des Latzigsees (KAISER ET. AL. 2001b). Hier sind zukünftig u.a. Erkenntnisse zur Beckenentwicklung im regional noch schlecht dokumentierten Frühholozän zu erwarten.

Am bereits in den 1950er Jahren untersuchten frühmesolithischen Seeufer-Fundplatz „Hohen Viecheln“ am Schweriner See wurden seinerzeit keine adäquaten, der interessanten Schichtenfolge angemessenen geowissenschaftlichen Profilaufnahmen durchgeführt (vgl. SCHULDT 1961). Hier bieten sich allerdings, da der Fundplatz mit Ausnahme der Grabungsschnitte noch erhalten ist, Nachuntersuchungen mittels Bohrungen an. Sowohl am Latzigsee als auch am Schweriner See belegen die Stratigraphien bereits beim jetzigen Stand der Forschung einen deutlich tieferliegenden Seespiegel im Frühholozän gegenüber dem Mittel- und Jungholozän!

7. Zusammenfassung

Fragestellung und Methodik

Die vorliegende Arbeit ist ein geomorphologisch und geoarchäologisch orientierter Beitrag zur Erforschung der Landschaftsentwicklung innerhalb der „Zeitscheibe“ Spätpleistozän bis Frühholozän (ca. 14000 BP bis 8000 BP) im nordmitteleuropäischen Jungmoränengebiet. Den Kern bildet eine regional-geomorphologische Fragestellung zur Entwicklung von (Paläosee-) Becken unterschiedlicher Dimension.

Grundlegende Fragestellungen zur regionalen Beckengenese betreffen die an Phänomene des Eises gebundene Beckenbildung und -erhaltung („Toteis“), die mehr oder weniger klimagesteuerte Sedimentation hinsichtlich Ausprägung und Intensität sowie die paläohydrologische Entwicklung. Aus der Beckengenese lassen sich im weiteren Schlußfolgerungen zur Entwicklung des Gewässernetzes und zur Wirkung des Paläoklimas ziehen.

Durch die beispielhafte Untersuchung zweier Beckenlandschaften im nördlichen Vorpommern - das Endinger Bruch als mittelgroßes Seebecken und die Barther Heide sowie der Altdarß als Bestandteile eines glazilimnischen Großbeckens - wurden die oben formulierten Fragen bearbeitet und durch Berücksichtigung weiteren Materials Grundzüge der spätpleistozänen bis frühholozänen Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern abgeleitet.

Insgesamt wurden im Zuge der Geländearbeiten ca. 19 km² im Maßstab 1:10000 geologisch-bodenkundlich neu kartiert, dafür 809 Profile aufgenommen und nachfolgend 41 Profile im Labor sedimentologisch analysiert. Zur chronologischen Einordnung dieser Profile standen 13 Pollendiagramme, 26 Radiokohlenstoffdaten und 23 OSL-Daten zur Verfügung. Eine Besonderheit im methodischen Herangehen dieser Arbeit besteht in der teilweise sehr engen Verknüpfung von Geomorphologie und Archäologie („Geoarchäologie“). Die Untersuchungen im Endinger Bruch konnten mit archäologischen Arbeiten an Fundplätzen des Spätpaläolithikums und Frühmesolithikums verbunden werden.

Paläogeographische Aussage regionaler Radiokohlenstoffdaten

Um ein Datum des letzten Eisabbaus zu erhalten und ältere Profilbearbeitungen kritisch zu bewerten, wurde der Gesamtbestand an regionalen Radiokohlenstoffdaten der „Zeitscheibe“ zusammengetragen und ausgewertet (n = 271). Danach ist mit der letzten Deglaziation um ca. 14000 BP zu rechnen, was gegenüber älteren Vorstellungen eine um ca. ein Jahrtausend frühere Datierung darstellt und die dementsprechende Verlängerung der Periglazialphase zur Folge hat. Einige bislang unveröffentlichte ¹⁴C-Daten gestatten die Datierung wichtiger Stratigraphien in verschiedenen glazilimnischen Großbecken.

Genese mittelgroßer Seebecken: das Endinger Bruch

Das von der Barthe durchflossene Endinger Bruch und Umgebung (ca. 12 km², Kr. Nordvorpommern) stellt ein vermoortes Beckenensemble inmitten der Grundmoränenlandschaft des Mecklenburger Vorstoßes dar. Das Untersuchungsgebiet ist in nahezu ebene Teilbecken, darin befindliche Flachkuppen und Flachrücken sowie in ebene bis schwach wellige Plattenbereiche gegliedert.

Einen Schwerpunkt der Arbeiten bildeten Profiluntersuchungen im Bereich von archäologischen Fundplätzen. Hier gelang erstmals in Mecklenburg-Vorpommern die sichere stratigraphische Einbindung spätpaläolithischer Fundsichten, darunter der mit 11800-11500 BP älteste absolut datierte archäologische Fundplatz in Nordostdeutschland (Fpl. Endingen VI).

Während der flächenhaften Deglaziation im Pleniglazial sedimentierten zwischen Toteiswänden lokal glazifluviale Sedimente. Eine mit dem Eisabbau verbundene Reliefumkehr führte nachfolgend zur Bildung von Kuppen und Rücken (Kames). Die unterschiedlich dimensionierten Teilbecken des Untersuchungsgebietes sind auf den pleniglazialen Einschluß und das phasenhafte, pleni- bis spätglaziale Tieftauen von Toteis zurückzuführen. Das Toteistieftauen ließ sich in die Älteste Dryas/

die Hippophae-Phase („Bölling“) und in das Alleröd datieren. Die maximale Tiefe von Toteishohlformen im Gebiet beträgt mehr als 15 m.

Ablagerungen der Ältesten Dryas konnten in Form von Silikatmudden nur in wenigen Profilen nachgewiesen werden. Sie belegen für das Untersuchungsgebiet die Existenz von Seen. Die Mehrzahl der datierten Profile beginnt erst in der Hippophae-Phase („Bölling“) mit der Sedimentation von Silikat- und Silikat-Organomudden.

Für die nachfolgende Ältere Dryas deuten Silikatmudden und fluviale Sande auf ein zeitgleiches Vorhandensein unterschiedlicher Beckenprozesse: Einerseits eine lokale limnische Sedimentation, andererseits eine lokale Veränderung in Richtung Umschlag oder Zunahme der fluvialen Komponente.

Die für das Alleröd charakteristischen Organo-Silikatmudden, Organomudden, Kalkmudden und Torfe sind der Ausdruck einer erheblichen Veränderung im Landschaftscharakter. Die Ablagerungen sprechen für eine von stärkerer Makrophyten-, Algen- und Planktonentwicklung geprägte limnische Sedimentation ohne nennenswerten fluvialen Einfluß. Mudde-Torf-Sequenzen belegen die erstmalige limnisch-telmatische Verlandung von Gewässern. Für das Untersuchungsgebiet kann von einer finalen Toteisschmelze im jüngeren Alleröd oder zu Beginn der Jüngeren Dryas ausgegangen werden.

Im Gebiet sind großflächig fluviale und fluvial-limnische Ablagerungen der Jüngeren Dryas verbreitet, welche die Sedimente des Alleröd um 1-2,5 m überlagern. Die Ausprägung der Sedimente läßt auf ein hydrologisches Maximalereignis schließen. Dafür ist eine plötzliche Entleerung von Wasser aus einem gegenüber dem Endinger Bruch höhergelegenen Becken als Ursache anzunehmen. Die starke fluviale Dynamik während der Jüngeren Dryas findet vielfache Parallelen in den Grundmoränenlandschaften der Region. Allgemein kann das „Ertrinken“ kleinerer und mittelgroßer Becken während der Jüngeren Dryas vermutlich mit einer stärkeren oberirdischen Abflußkomponente infolge neuerlicher Permafrostversiegelung des Bodens in Verbindung gebracht werden.

Sedimente des Präboreals und Boreals sind in Form von Mudden mit hohem Organogen- bzw. Carbonatgehalt weitflächig verbreitet, untergeordnet finden sich auch Torfe. Es können für diesen Zeitraum mehrere, z.T. miteinander verbundene Seen rekonstruiert werden. Das gehäufte Auftreten mesolithischer Fundplätze an der Wende Boreal/Atlantikum läßt sich mit einer strukturreichen und damit auch hinsichtlich der Subsistenzmöglichkeiten siedlungsgünstigen Gewässer-Moor-Waldlandschaft verbinden.

Im älteren Atlantikum beginnt die vollständige Verlandung der größeren Wasserbecken durch flächiges Torfwachstum. Für eine kleine, jetzt entwässerte Hochmoorkalotte im Endinger Bruch läßt sich im älteren Atlantikum der Umschlag von Niedermoor- zu Hochmoortorfbildung nachweisen.

Anhand der Höhenlage datierter Seesedimente und ihrer Verbreitung wurde eine Kurve der Wasserspiegelentwicklung im Endinger Bruch entwickelt sowie die räumliche Gestalt von Paläoseen innerhalb verschiedener Phasen skizziert.

Genese glazilimnischer Großbecken: die Barther Heide und der Altdarß

Die Barther Heide und der Altdarß stellen Teilbecken innerhalb eines mehr als 700 km² großen glazilimnischen Großbeckens dar, das zudem die Rostocker Heide, Teile des Fischlandes und des Zingstes sowie submarin in der Ostsee gelegene Bereiche umfaßt. Während einer pleniglazialen Phase als See in distaler Position zur Eisfront gelangten bis 25 m mächtige glazilimnische Sedimente über Geschiebemergel zur Ablagerung. Eine ausgeprägte räumliche Differenzierung hinsichtlich limnischer Subfazies wie z.B. Deltafazies, Fanfazies, Turbiditfazies oder Seebodenfazies ist anhand der geologischen Oberflächenkartierung nicht erkennbar. Die glazilimnischen Sedimente sind basal als Schluffe, untergeordnet auch als Tone, im Hangenden als quasihomogene Fein- und Mittelsande ausgebildet. Die basalen Tone und Schluffe sind vermutlich gewarvt. Es handelt sich hierbei um Sedimente, die der Seebodenfazies zuzurechnen sind und anhand der Sedimentmächtigkeiten auf mehrere Jahrhunderte See-Existenz und auf eine Wassertiefe von bis zu mehreren Dekametern schließen lassen. Die vielfach höhere Lage der hangenden Sande gegenüber den südlich benachbarten Grundmoränenarealen verweist in diesem Gebiet auf eine Beckenbegrenzung durch subaerisches Toteis. Die Ausprägung des nördlichen Beckenrandes ist unbekannt. Ein anhand von 365 Archivbohrungen erstelltes Beckenmo-

dell zeigt erhebliche Höhenunterschiede sowohl der Beckenbasis aus Geschiebemergel als auch der Beckenoberfläche aus glazilimnischem Sand. Letzteres wird auf eine Sedimentation über begrabenem Toteis zurückgeführt. Bislang fehlen eindeutige Befunde zur Schüttungsrichtung der mächtigen und zumeist parallelgeschichteten glazilimnischen Sande.

Zwischen den glazilimnischen Sanden und einer großflächig verbreiteten obersten Lage aus äolischen Sanden wurden vielfach spätglaziale Flachwassermudden, Torfe und Bodenbildungen nachgewiesen. Der Beginn der spätglazialen Sedimentation datiert in die Älteste Dryas bzw. die Hippophae-Phase. Damit läßt sich die Schlußfolgerung ziehen, daß auf die Großsee-Phase des Pleniglazials im Beckengebiet eine spätglaziale Phase mit Kleinseen, Mooren und trockenen Arealen folgte. Die Ausdehnung zusammenhängender begrabener Landoberflächen beträgt dabei nach Aufschluß- und Bohrergebnissen auf dem Altdarß mindestens ca. 2400 x 500 m (= 1,2 km²)!

Von besonderer Bedeutung für die allgemein in Mitteleuropa noch kontrovers diskutierte Bodenentwicklung ist der Nachweis begrabener Bodenbildungen des Spätglazials auf dem Altdarß. Die Böden lassen sich zum einen als podsolierte Humushorizonte (fAeh's) zum anderen als Rohhumusaufgaben (fOh's) kennzeichnen. Für die Beckensandgebiete in Mecklenburg-Vorpommern kann nach einem Vergleich mit weiteren Befunden geschlußfolgert werden, daß sich im Spätglazial allenfalls initiale Böden im Sinne von podsolierten Regosolen („Usselo-Soil“-Typ) und geringmächtigen Braunerden („Finowboden“-Typ) entwickelt haben. Hinzu kommen hydromorphe Bodenbildungen wie Tundragleye, Anmoorgleye, Moorgleye und Moore.

Für ein zunächst nur lokal nachgewiesenes Ausschmelzen von begrabenem Toteis im Alleröd oder zu Beginn der Jüngerer Dryas sprechen ältere Befunde vom Kliff des Fischlandes.

Geomorphologische Befunde belegen die Existenz von Flugsanddecken und Binnendünen in der Barther Heide, auf dem Altdarß und in der Rostocker Heide. Der mehrfache Nachweis von spätglazialen begrabenen Oberflächen und ein Pollendiagramm vom Altdarß datieren die großflächige äolische Sedimentation in die jüngere Phase der Jüngerer Dryas. Zudem läßt sich im Beckensandgebiet eine lokale äolische Dynamik während des Jungholozäns (Mittelalter oder Neuzeit) nachweisen. Auffällig ist die Tatsache, daß die spätglazialen Längs- und Parabeldünen ausgesprochen niedrig sind und ausgedehnte, schwach profilierte Flugsanddecken vorherrschen. Der Sandtransport erfolgte nach der Ausrichtung der meisten Parabel- und Längsdünen sowie nach Messungen der Schüttungsrichtung vom West- in den Ostsektor. Anhand der Profilausprägung und der OSL-Daten leitet sich eine ereignishaft Wehphase von maximal wenigen Jahren bis Jahrzehnten ab.

Frühholozäne Ablagerungen wurden bislang nur im Saaler Bodden, östlich von Zingst und im Prerower Torfmoor auf dem Altdarß erbohrt. Danach läßt sich vom Präboreal zum Boreal jeweils eine Sukzession von Stillgewässern zu Mooren nachweisen. Die Bodden wurden durch das Litorinameer frühestens zwischen 7000 und 6000 BP erreicht. Die limnisch-telmatischen Sedimente und Bodenbildungen wurden infolge der Überflutung durch marine Sande und Schlicke überdeckt. Die fortschreitende Transgression führte schließlich zu einem großflächigen „Ertrinken“ tiefliegender Beckensand- und Grundmoränenareale sowie zur Entstehung einer Inselflur. Das Zusammenwachsen der zeitweilig existierenden Inseln zu einer durchgehenden Nehrung und die Anbindung an das Festland erfolgte erst im Verlauf der jüngsten 4000-1000 Jahre.

Grundzüge der Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern

Durch eine vergleichende Betrachtung der insgesamt aus Mecklenburg-Vorpommern und benachbarten Gebieten vorliegenden Befunde wurden Grundzüge der regionalen Beckenentwicklung abgeleitet. Dafür standen u.a. 147 pollenanalytisch datierte Profile aus Becken in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg zur Verfügung.

Danach ergibt sich ein Zeitraum von Toteis-Tieftauprozessen in Mecklenburg-Vorpommern, der vom Pleniglazial bis in das Frühholozän (Präboreal/Boreal) reicht. Ein intensiviertes Tieftauen mit der Folge einer Entstehung vieler, möglicherweise sogar der meisten Seebecken ereignete sich im Alleröd.

Für den heute landwärtigen Teil der glazilimnischen Großbecken von Rostocker Heide-Barther Heide-Darß-Zingst, Lubminer Heide und Ueckermünder Heide zeigt sich ein nahezu identischer Entwick-

lungsgang: Nach einer Eisstausee-Phase im endenden Pleniglazial sprechen Böden, Torfe und lokale Flachwassersedimente für eine mehr oder weniger trockene Ausprägung dieser Gebiete im älteren Spätglazial. In der Jüngeren Dryas bildeten sich großflächig Flugsanddecken und Dünen. Das Frühholozän ist durch morphodynamisch stabile, terrestrische Landschaften gekennzeichnet.

Für die Seen als mittelgroße Beckenkategorie wurden u.a. 92 pollenanalytisch datierte Profile vergleichend betrachtet. Für 60 Profile ist eine Festlegung des limnisch-telmatischen Sedimentationsbeginns möglich. In 53 Fällen (88 %) datiert der Sedimentationsbeginn in das Spätglazial, davon in 23 Fällen (38 %) in das Alleröd. Nur 7 Fälle (12 %) datieren in das Früh- bis Mittelholozän. Etwa 30 % der Profile aus Seen und Kleinseen weisen Basistorfe zumeist allerödzeitlichen Alters auf. Sie gelangten wahrscheinlich durch Sackungen infolge des Toteistieftauens in eine sekundäre Position und wurden nachfolgend von Mudden überdeckt. Allgemein stellen Silikatmudden das charakteristische limnische Sediment des Spätglazials dar. Für das Alleröd ist ein relatives Maximum der organischen und carbonatischen Sedimentation gegenüber den benachbarten „Chronozonen“ typisch. Die Jüngere Dryas ist in der Mehrheit der Fälle von einer Dominanz des minerogenen Eintrags geprägt, der hauptsächlich auf eine Intensivierung ablualer und fluvial-erosiver Prozesse zurückzuführen ist. Zu unterschiedlichen Zeitpunkten setzte im Frühholozän morphodynamische Stabilität ein. Für das Präboreal bis zur Mitte des Boreals lassen sich z.T. beträchtliche Umlagerungen schlußfolgern. Charakteristische Ablagerungen des Frühholozäns sind Organo- und Kalkmudden.

Betrachtungen zur Stratigraphie und Genese von Kleinseen (Sölle, Kesselseen/-moore) sowie zur Beziehung von Beckengenese und fluvialer Geomorphodynamik runden die regionale Synthese ab.

8. Summary

Title

The Late Pleistocene to Early Holocene development of basins in Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany) – investigations on stratigraphy, geomorphology and geoarchaeology

Objectives and methods

This PhD-thesis presents the results of geomorphological and geoarchaeological studies of the Late Pleistocene and Early Holocene development of (lake-) basins in Mecklenburg-Vorpommern. The study area belongs to the Weichselian morainic landscape of NE Germany. The time-span of interest covers the period between ca. 14,000-8,000 ¹⁴C yrs BP.

The main research objectives are the following:

- 1) investigation of the importance and melting time of dead ice in lake basin formation;
- 2) determination of characteristic sediments of single chronozones;
- 3) reconstruction of the geological and geomorphological as well as the palaeohydrological development of basins of different dimensions (large glaciolacustrine basins, medium-sized lake basins, kettle holes);
- 4) connection of archaeological records of Late Palaeolithic and Early Mesolithic sites with lithostratigraphical and palaeohydrological dates;
- 5) conclusion of general facts on the development of inland waters during the last termination.

These objectives were addressed by an investigation of two basins in the district of Nordvorpommern and additionally by a synthesis of published stratigraphical data from the entire area of Mecklenburg-Vorpommern and Northern Brandenburg. The study area „Endinger Bruch“ is an example of a medium-sized lake basin, whereas the study area „Barther Heide-Alt darß“ is part of a large glaciolacustrine basin close to the Baltic Sea.

The main activity of the field work was a detailed geological and pedological mapping of three investigation areas based on the topographic map in 1:10,000 scale. A total area of 19 km² was mapped and 809 points were documented. A selection of 41 profiles were analysed in detail for sedimentological dates (granulometry, loss-on-ignition, CaCO₃, pH). The dating of the deposits is based on 13 pollendiagrams, 26 radiocarbon dates, and 23 OSL-dates. There was a close connection between geomorphology and archaeology („geoarchaeology“) in the Endinger Bruch area. Here, the investigations were partly performed at Late Palaeolithic and Early Mesolithic sites.

Palaeogeographical conclusions from regional radiocarbon dates

For palaeogeographical and stratigraphical conclusions, a regional collection of 271 radiocarbon dates of the Late Pleistocene and Early Holocene (ca. 50,000-8,000 ¹⁴C yrs BP) was created. The dates were calibrated, correlated, and assessed with regard to their credibility. Based on radiocarbon dates from the Pomeranian Bay it is assumed that the age of the last Weichselian deglaciation (deglaciation after the Mecklenburg Advance) is around 14,000 ¹⁴C yrs BP. This date is ca. 1,000 years older compared to former views. In addition, the database allows the dating of Late Pleistocene basin sequences from the Baltic coast.

Development of medium-sized lake basins: the Endinger Bruch area

The Endinger Bruch area (ca. 12 km²) is situated in a flat to slightly undulating till plain of the Weichselian Mecklenburg Advance. The main landforms in the study area are small hills, flat till plains and single basins of different dimension hidden by areal peat growing. The little river Barthe runs through the Endinger Bruch area.

The investigation of profiles at archaeological sites was emphasised in this study. Combined analyses of sediments, pollen and artifacts provided the first stratigraphically integration of Late Palaeolithic

layers in Mecklenburg-Vorpommern. The elk-hunter camp Endingen VI, which is dated into the early Allerød (11,800-11,500 ^{14}C yrs BP) by radiocarbon dates, represents the oldest known absolutely dated human settlement in NE Germany.

During the Late Pleniglacial, in the course of areal deglaciation, glaciofluvial and glaciolacustrine sediments were deposited in ice cracks. Afterwards, the thawing of ice formed small hills at these sites (kames). However, buried dead ice also led to a „preservation of volume“ in the neighbourhood, causing the later lake basin formation. An accelerated melting of buried dead ice were recorded for both the Oldest Dryas/Hippophae phase („Bølling“) and the Allerød. The maximal depth of a dead ice depression in the Endinger Bruch area amounted to 15 m.

There are only a few records of deposits from the Oldest Dryas. Silicate gyttjas indicate the presence of lakes during this time. The majority of profiles show that the sedimentation process starts with silicate gyttjas and silicate-organic gyttjas in the Hippophae phase („Bølling“).

During the Older Dryas, silicate gyttjas as well as fluvial sands were deposited, indicating a local differentiation of the sedimentation.

The sediments of the Allerød, like organic gyttja, calcareous gyttja and peat, demonstrate a drastic change in the environment due to the effects of climatic warming and a reduction in soil erosion. This allows the reconstruction of a lacustrine environment without any fluvial influence, affected by a marked unfolding of aquatic life. Sequences of peat above gyttja are indicative for a first terrestrialisation of lakes by peat formation. The final dead ice melting is dated into the later Allerød or to the beginning of the Younger Dryas.

Lacustrine and fluvial-lacustrine sands of the Younger Dryas cover a large portion of the basin area. The sediments, like coarse grained sands containing stones and blocks, indicate a hydrological event. A sudden outflow of water from the „basin stairs“ above the Endinger Bruch area is assumed to have produced these sediments. In general, the rising of lake levels during the Younger Dryas has been recorded commonly in the region. A renewing of permafrost conditions at this time, resulting in an increase of surface drainage could have caused the aforementioned hydrological event.

Widespread limnic sediments of the Preboreal and Boreal enable the reconstruction of a pattern of palaeolakes. The frequent record of Early Mesolithic sites adjacent to shorelines can be connected to a well structured landscape, comprising lakes, mires and woods.

It is generally believed that terrestrialisation by means of peat formation of the larger lake areas started in the early Atlantic. At a small site in the centre of the Endinger Bruch area, the development of a raised peat bog took place already in the early Atlantic.

For the study area, a summarising curve of the lake-level development is based on the elevation of dated lake sediments. A sketch of palaeolakes together with archaeological sites was created for different time periods.

Development of large glaciolacustrine basins: the Barther Heide-Altdarß area

The areas of the Barther Heide and the Altdarß are part of a large glaciolacustrine basin, covering more than 700 km² on the southern Baltic coast. In the Late Holocene, an important portion of this basin was flooded by the marine transgression.

The initial genesis of the basin is connected to the last deglaciation. During the Late Pleniglacial, a sequence of glaciolacustrine sediments (up to 25 m) was deposited into a distal ice dammed lake. There was no marked facial differentiation in e.g. delta-, fan- or lake bottom sub-environment according to geological surface mapping. Stratigraphically, there is a differentiation of mainly silts on the bottom (max. 5 m thickness) and fine to medium grained sands above (max. 20 m thickness). These sediments reflect a lake phase with a duration of hundreds of years in minimum and maybe 1,000 to 2,000 years in maximum. The water depth totaled many decametres. The higher position of the glaciolacustrine sands in the study area, compared to the till plains in the south, indicates a basin margin consisting of high-lying dead ice. The character of the northern basin margin, situated in the Baltic Sea, is unknown. A computer model, based on 365 drillings, shows an undulating base as well

as an undulating surface of the basin, pointing to a sedimentation above buried dead ice. There are no records regarding the transport direction of the glaciolacustrine sands.

Lateglacial gyttjas, formed in shallow water, peats and soils were found between glaciolacustrine sands on the base and aeolian sands on the top. The beginning of the Lateglacial sedimentation was dated palynologically into the Oldest Dryas and the Hippophae phase („Bølling“), respectively. Based on these facts, a new phase of the basin development can be inferred. This phase was characterised by small lakes, mires and dry terrestrial areas. The extension of connected buried palaeo-surfaces in the Altdarß area amounted to ca. 2400 x 500 m in minimum (= 1,2 km²).

Open questions concerning the temporal modus of soil formation in Central Europe led to special attention being given to a record of buried soils of the Lateglacial in the study area. Following the FAO-classification, the soils of dry positions can be classified as Haplic Arenosols as well as thin horizons of raw humus. In general, a comparison of buried soils from regional dune areas shows only a weak soil formation during the Lateglacial. Depending on the position in the palaeorelief the following soil types were documented: Haplic Arenosol (= Usselo-soil-type), Cambisol (= Finowboden-type), Gelic Gleysol, Humic Gleysol, Histic Gleysol, and Histosol.

A local dating of the melting of buried dead ice back to the later Allerød or to the beginning of the Younger Dryas can be concluded from an earlier geological record, taken from the neighbouring Fischland area during the 1960's.

In the areas of the Barther Heide, the Altdarß as well as the Rostocker Heide, aeolian sands sheets and dunes could be recorded by means of geomorphological investigations. The extensive aeolian sedimentation was dated back to the later part of the Younger Dryas by means of palynology and OSL-dating. Additionally, there was local aeolian activity during the Late Holocene, triggered by human impact. The aeolian relief of the Lateglacial consists of low dimensional parabolic and longitudinal dunes as well as areas of gently undulating aeolian sand sheets. With respect to the shapes and the internal structures of the dunes, the transport of sands took place mainly from the west to the east. The structure of the profiles and the OSL-datings indicate a short-term character of the Lateglacial aeolian activity (some years or decades).

Up to the present, there are only a few records of Early Holocene deposits in the Fischland-Darß-Zingst area. They provide knowledge about a succession of lakes to peat bogs at the turn of the Preboreal to the Boreal. The Bodden, which form coastal lagoons behind the Fischland-Darß-Zingst barrier spit, were reached by the Litorina-Sea between 7,000 and 6,000 ¹⁴C yrs BP at the earliest. The transgression led to a superposition of limnic and telmatic sediments as well as soils by marine sands and muds. In the course of the transgression, an extensive area of low-lying lacustrine sands and tills was drowned and a pattern of islands was formed. During the last 4,000 to 1,000 years, the islands grew together and became connected to the land by the formation of a large barrier spit.

Outlines of the basin development in Mecklenburg-Vorpommern

In order to establish an outline of the basin development in Mecklenburg-Vorpommern and Northern Brandenburg, a comparison of all available records was realised. For this purpose, 147 palynologically-dated lake profiles were compiled in a collection. Geological and geomorphological investigations on coastal cliffs enable further conclusions.

The melting of buried dead ice was dated to the time-span Pleniglacial to Early Holocene. An intensive melting of buried dead ice occurred during the Allerød, resulting in the formation of a multitude of lake basins.

The terrestrial parts of the glaciolacustrine basins near the Baltic Sea show a nearly identical development: An ice dammed lake phase dated into the Late Pleniglacial was followed by a more or less terrestrial phase, expressed by the formation of Lateglacial soils, peats, and local shallow lake sediments. During the Younger Dryas, extensive areas with aeolian sand sheets and dunes were formed. The Early Holocene is characterised by a stable terrestrial landscape.

The main conclusions on the development of medium-sized lake basins are based on a comparison of 92 palynologically-dated profiles. The beginning of the lacustrine-telmatic sedimentation can be concluded on a data base of 60 profiles. In 53 cases (88 %), the beginning of the sedimentation dates to the Lateglacial, and mostly to the Allerød (23 cases = 38 %). Only 7 cases (12 %) date to the Early or Mid Holocene. Occurrences of peat beds on the bottom, overlain by gyttjas, were observed with a frequency of approximately 30 %. The peats had usually developed during the Allerød or less frequently in other chronozones. They confirm that such lakes owe their origin to thermokarst. Generally, silicate gyttjas are the obligate sediments of the Lateglacial. Differing from this rule, a relative maximum of the organic and calcareous deposition was detected for the Allerød. The Younger Dryas is characterised by a dominating minerogenic input, which goes back to an intensification of erosional processes at this time. A far-reaching stability of the landscape started at different times during the Early Holocene. Occasionally, considerable distributions of sediments took place during the Preboreal up to the middle of the Boreal. Organic and calcareous gyttjas are the typical sediments of the Early Holocene.

Additionally, conclusions were also drawn on the stratigraphy and genesis of small lake basins (kettleholes) as well as on the relationships between basin development and fluvial processes.

9. Literatur

- AARIS-SOERENSEN, K. (2000): Development of the terrestrial mammal fauna in Fennoscandia after the last glaciation. In: SANDGREN, P. (ed.): Environmental changes in Fennoscandia during the Late Quaternary. Lundqua Report 37.
- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung (4. Auflage). 392 S.; Hannover.
- AHRENS, H. (1913): Terrassen an den Seen Mecklenburgs. Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg 67: 1-54.
- AITKEN, M. J. (1998): An Introduction of Optical Dating – The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence. 267 S.; Oxford.
- ALAILY, F. & A. BRANDE (1999): Genese und Altersstellung von Randböden eines oligotrophen Moores im Berliner Raum (Exkursionspunkt 7). ZALF-Bericht 37: 118-130.
- ALISCH, M. (1995): Das äolische Relief der mittleren Oberen Allerniederung (Ostniedersachsen) - spät- und postglaziale Morphogenese, Ausdehnung und Festlegung historischer Wehsande, Sandabgrabungen und Schutzaspekte. Kölner Geographische Arbeiten 62, 176 S.
- ALTERMANN, M. (1970): Periglaziale Decksedimente. In: RICHTER, H., G. HAASE, I. LIEBEROTH & R. RUSKE (Hrsg.): Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik. Ergänzungsheft Nr. 274 zu Petermanns Geographische Mitteilungen: 233-250.
- AK BODENSYSYSTEMATIK (1998): Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 86; 180 S.
- AMELANG, N. (1987): Untersuchungen zum Problem der Winderosion auf Ackerflächen im küstennahen Jungmoränengebiet der DDR. Unveröffentlichte Dissertation, Universität Greifswald, Geographisches Institut.
- ARMOUR-CHELU, M. & P. ANDREWS (1994): Some effects of bioturbation by earthworm (Oligochaeta) on archaeological sites. Journal of Archaeological Science 21: 433-443.
- ASHLEY, G. M. (1988): Classification of glaciolacustrine sediments. In: GOLDTHWAIT, R. P. & C. L. MATSCH (eds.): Genetic classification of glacial deposits: 243-260; Rotterdam.
- ASHLEY, G. M. (1995): Glaciolacustrine environments. In: MENZIES, J. (ed.): Glacial environments: Volume 1. Modern Glacial environments. Processes, dynamics and sediments: 417-444; Oxford.
- AVERDIEK, F. R. & W. PRANGE (1975): Palynologische und tektonische Untersuchungen einer von Toteis gestörten Schichtfolge am Hochfelder See bei Bothkamp (Holstein). Meyniana 27: 1-13.
- BACH A. & H. BRUCHHAUS (1995): Das Skelett aus dem Schachtgrab von Rothenklempenow. Jahrbuch für Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern 1994: 27-54.
- BARBY, R. (1966): Die Tollense - ein spät entstandenes Gletscherzungenbecken? Heimatkundliches Jahrbuch des Bezirkes Neubrandenburg 1: 327-336.
- BARTHELMES, A. (2000): Paläoökologische Untersuchungen zur Entstehung von Erlen-Bruchwaldtorfen. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Botanisches Institut, 94 S.
- BARTON, R. N. E. (1987): Vertical distribution of artefacts and some post-depositional factors affecting site formation. In: PROBERT, F. (ed.): Mesolithic in northwest Europe: recent trends: 55-62; Sheffield.
- BAUERHORST, H. (1999): Seismostratigraphie und Fazies jungquartärer Sedimente im Bereich der südlichen Ostsee. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften, 63 S.
- BATH, F. C. (1941): Die Vorgeschichte der Kreise Stralsund und Franzburg-Barth. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Philosophische Fakultät, 116 S.
- BELLMER, A. (1906): Untersuchungen an Seen und Söllen Neuvorpommerns und Rügens. Dissertation, Universität Greifswald.
- BENNECKE, N. (2000): Die jungpleistozäne und holozäne Tierwelt Mecklenburg-Vorpommerns. Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mitteleuropas 23. 143 S.; Weissbach.
- BENRATH, W. & F. JONAS (1937): Zur Entstehung der Ortstein-Bleichsandschichten an der Ostseeküste. Planta 26: 614-630.
- BENTHIEN, B. (1952): Das Hohe Ufer des Fischlandes. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Rostock.
- BENTHIEN, B. (1957): Der Landverlust am Hohen Ufer des Fischlandes von 1903 bis 1952. Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg N.F. 3: 11-31.
- BERLEKAMP, H. (1957): Spätpaläolithische Funde vom Saaler Bodden (Vorläufiger Bericht). Ausgrabungen und Funde 12: 60-62.
- BERGLUND, B. E., H. BERGSTEN, S. BJÖRCK, E. KOLSTRUP, G. LEMDAHL & K. NORBERG (1994): Late Weichselian environmental change in southern Sweden and Denmark. Journal of Quaternary Science 9: 127-132.
- BEUSELINCK, L., G. GOVERS, J. POESEN, G. DEGRAER & L. FROYEN (1998): Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. Catena 32: 193-208.
- BILLWITZ, K. (1977): Methodik physikalischer und chemischer Bodenuntersuchungen. Universität Halle-Wittenberg, Geographisches Institut, 24 S.; Halle (Saale).
- BILLWITZ, K. (1986): Der Exkursionsverlauf unter besonderer Berücksichtigung der landschaftlichen Großgliederung. In: Exkursionsführer Raum Barth-Darß-Fischland (Red.: JANKE, W.): 2-9; Greifswald.
- BILLWITZ, K. (1995): Historischer und geographischer Atlas von Mecklenburg und Pommern. Band 1. Mecklenburg-Vorpommern. Das Land im Überblick. 118 S.; Schwerin.

- BILLWITZ, K. (1997a): Allgemeine Geoökologie. In: HENDL, M. & H. LIEDTKE (Hrsg.): Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie: 635-720; Gotha.
- BILLWITZ, K. (1997b): Überdünnte Strandwälle und Dünen und ihr geökologisches Inventar an der vorpommerschen Ostseeküste. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 111: 161-173.
- BILLWITZ, K. (1998): Grundzüge der spätglazialen Naturraumgenese (Lockergestein, Relief, Boden) in Vorpommern. Jahrbuch 1997 der Marburger Geographischen Gesellschaft: 221-224.
- BILLWITZ, K., H. HELBIG, K. KAISER & T. TERBERGER (1998a): Geländebefunde zur spätglazialen Naturraumgenese und Besiedlungsgeschichte von Becken und Platten in Vorpommern. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 112: 123-142; Stuttgart.
- BILLWITZ, K., H. HELBIG, K. KAISER, P. DE KLERK & T. TERBERGER (1998b): Projektbericht: Chronostratigraphie, geökologische Entwicklung und menschliche Besiedlung vom Spätglazial zum Holozän in Nordostdeutschland. Unveröff. DFG-Bericht, Bi 560/1-3, 31 S.; Greifswald.
- BILLWITZ, K., H. HELBIG, K. KAISER, P. DE KLERK, P. KÜHN & T. TERBERGER (2000): Untersuchungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Mecklenburg-Vorpommern. Neubrandenburger Geologische Beiträge 1: 24-38.
- BIRKS, H., S. GULLIKSEN, H. HAFLIDASON, J. MANGERUD & G. POSSNERT (1996): New radiocarbon dates for the Vedde Ash and the Saksunarvatn Ash from western Norway. Quaternary Research 45: 119-127.
- BITTMANN, F. & C. PASDA (1999): Die Entwicklung einer Düne während der letzten 12.000 Jahre - Untersuchungsergebnisse von Groß Lieskow (Stadt Cottbus) in der Niederlausitz. Quartär 49/50: 39-54.
- BJÖRCK, S. (1995): A review of the history of the Baltic Sea, 13.0 - 8.0 ka BP. Quaternary International 27: 19-40.
- BJÖRCK, S., B. E. BERGLUND & G. DIGERFELDT (1988): New aspects on the deglaciation chronology of South Sweden. Geographia Polonica 55: 37-49.
- BJÖRCK, S., B. WOHLFARTH & G. POSSNERT (1995): ¹⁴C AMS measurement from the Late Weichselian part of the Swedish Time Scale. Quaternary International 27: 11-18.
- BJÖRCK, S. M., J. C. WALKER, L. C. Cwynar, S. JOHNSEN, K.-L. KNUDSEN, J. J. LOWE, B. WOHLFARTH & 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.
- BLASZKIEWICZ, M. (1998): Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym Plejstocenie i wczesnym Holocenie. [Summary: The Wierzyca Valley, its genesis and development in late Pleistocene and early Holocene.] Dokumentacja Geograficzna 10, 116 S.; Wrocław.
- BOCK, W., B. MENKE, E. STREHL & H. ZIEMUS (1985): Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein. Eiszeitalter und Gegenwart 35: 161-180.
- BOEHM-HARTMANN, H. (1937): Spät- und postglaziale Süßwasser-Ablagerungen auf Rügen. I. Pollenanalytische und paläontologische Untersuchungen. Archiv für Hydrobiologie 31: 1-37.
- BÖSE, M. (1991): A palaeoclimatic interpretation of frost-wedge casts and aeolian sand deposits in the lowlands between Rhine and Vistula in the Upper Pleniglacial and Late Glacial. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 90: 15-28.
- BÖSE, M. (1995): Problems of dead ice and ground ice in the central part of the North European Plain. Quaternary International 28: 123-125.
- BÖTTGER, T., A. HILLER, F. W. JUNGE, T. LITT, D. MANIA, & N. SCHEELE (1998): Late Glacial stable isotope record, radiocarbon stratigraphy, pollen and mollusc analyses from the Geiseltal area, Central Germany. Boreas 27: 88-100.
- BOGAARD, P. VAN DEN & H.-U. SCHMINCKE (1985): Laacher See Tephra: a widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. Geological Society of America Bulletin 96: 1554-1571.
- BOGEN, C. (1999): Ein neuer Stielspitzen-Fundplatz bei Hintersee/Kr. Uecker-Randow in Vorpommern - erste Ergebnisse einer Sondage. Festschrift für B. Gramsch: 81-85; Langenweißbach.
- BOGEN, C., A. HILGERS, K. KAISER, P. KÜHN & G. LIDKE (in Vorb.): Archäologie, Pedologie und Geochronologie spätpaläolithischer Fundplätze in der Ueckerländer Heide (Kr. Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern).
- BOKELMANN, K. (1991): Duvensee, Wohnplatz 9. Ein präborealzeitlicher Lagerplatz in Schleswig-Holstein. Offa 48: 75-96.
- BOKELMANN, K., D. HEINRICH & B. MENKE, B. (1983): Fundplätze des Spätglazials am Hainholz-Esinger Moor, Kreis Pinneberg. Offa 40: 199-239.
- BOROWKA, R. K., P. GONERA, A. KOSTRZEWSKI, B. NOWACZYK & Z. ZWOLINSKI (1986): Stratigraphy of eolian deposits in Wolin Island and the surrounding area, North-West Poland. Boreas 15: 301-309.
- BOROWKA, R. K., T. GOSLAR & A. PAZDUR (1999): Wolinska morena czolowa: wiek struktur glacytectonicznych w swietle danych lithostratigraficznych oraz datowan radiowęglowych. [Summary: Wolin end moraine: age of glacytectonic structures in the light of lithostratigraphic data and radio-carbon dating.] In: BOROWKA, R. K., Z. MLYNARCZYK & A. WOJCIECHOWSKI (Hrsg.): Ewolucja geosystemow nadmorskich poludniowego Baltyku: 43-47. Poznan-Szczecin.
- BOS, J. A. A. & C. R. JANSSEN (1996): Local impact of palaeolithic man on the environment during the end of the last glacial in the Netherlands. Journal of archaeological Science 23: 731-739.
- BRAMER, H. (1955): Die Morphologie des Ückertal-Gebietes und ein Versuch ihrer Erklärung. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut.
- BRAMER, H. (1964): Das Haffstausee-Gebiet: Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte im Spät- und Postglazial. Unveröff. Habilitationsschrift, Universität Greifswald, Geographisches Institut.
- BRAMER, H. (1972): Besonderheiten bei der Ausbildung eines Stausees im Bereich der Marginalzonen der letzten Vereisung. Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R. 21 (1): 63-65.

- BRAMER, H. (1975): Über ein Vorkommen von Alleröd-Torf in Sedimenten der Ueckerländer Heide. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 24 (3/4): 11-15.
- BRAMER, H. (1979): Beiträge zur Physischen Geographie des Kreises Ueckermünde, Bezirk Ueckermünde. Pädagogisches Kreiskabinett Ueckermünde (Hrsg.), 89 S.; Greifswald.
- BRANDE, A. (im Druck): Late pleistocene and holocene pollen stratigraphy of Lake Stechlin. In: KOSCHEL, R. (ed.): *Advances in Limnology: Lake Stechlin – An approach to understanding an oligotrophic lowland lake*. *Archiv für Hydrobiologie*.
- BRTLUND, B. (1993): Ein Riesenhirschsädel mit Bearbeitungsspuren aus Lüdersdorf, Kreis Grevesmühlen. *Offa* 49/50: 7-14.
- BRAUER, A., C. ENDRES, C. GÜNTER, T. LITT, M. STEBICH & J. F. W. NEGENDANK (1999): High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Merfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews* 18: 321-329.
- BRAUN, G. (1927): Über den sogenannten „Haffstausee“ und die Formen-Entwicklung der Küstenzone von Vorpommern unter Berücksichtigung der Litorinassenkung - eine erweiterte vorläufige Mitteilung. *Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Greifswald* 43/44, 1925/1926: 1-7.
- BRINKMANN, R. (1958): Zur Entstehung der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. *Geologie* 7: 751-756.
- BRODZIKOWSKI, K. & A. J. VAN LOON (1991): *Glacigenic Sediments. Developments in Sedimentology* 49, 674 S.; Amsterdam.
- BROSE, F. (1972): Die spätglaziale Laufentwicklung der Unteren Oder. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 21 (1): 59-61.
- BROSE, F. (1988): Weichselspätglaziale und holozäne Flußgenese im Bereich der nordmitteleuropäischen Vereisung und ihre Wechselbeziehungen zur Entwicklung der menschlichen Gesellschaft unter besonderer Berücksichtigung der Aue der unteren Oder. Unveröffentlichte Dissertation B (Habilitation), Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften, 147 S.
- BROSE, F. (1997): Ein Beitrag zur Entstehungsgeschichte und der jüngeren Entwicklung des Flußsystems der unteren Oder. *Beiträge zum Oder-Projekt* 2: 67-73.
- BROSE, F. & H. KLIEWE (1975): Saale- und Weichselkataglacial vergleichend betrachtet. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 24 (3/4): 119-127.
- BROSE, F. & F. PRÄGER (1983): Regionale Zusammenhänge und Differenzierungen der holozänen Flußgenese im nordmitteleuropäischen Vereisungsgebiet. In: KLIEWE, H., R. GALON, K.-D. JÄGER & W. NIEWIAROWSKI (Hrsg.): *Das Jungquartär und seine Nutzung im Küsten- und Binnentiefland der DDR und der VR Polen. Ergänzungsheft Nr. 282 zu Petermanns Geographische Mitteilungen*: 164-175.
- BROWN, A. G. (1997): *Alluvial geoarchaeology. Floodplain archaeology and environmental change*. Cambridge.
- BÜLOW, K. VON (1927a): Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eistrückzug in Norddeutschland. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 79B: 273-283.
- BÜLOW, K. VON (1927b): Das pommersch-mecklenburgische Grenztaal. *Unser Pommerland* 12: 168-173.
- BÜLOW, K. VON (1954): Bodenhorizonte in Aufsicht. *Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg, N.F.* 1: 11-28.
- BÜLOW, W. VON (1975): Randalagen und Eisabbau des Weichsel-Glazials zwischen Plauer See und Lübz (Bezirk Schwerin). *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 3: 1125-1137.
- BÜLOW, W. VON (1990): Zur Entstehung der altpleistozänen Rinnen im Bezirk Schwerin. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 18: 939-946.
- BÜTTNER, K. (1955): Erläuterungen zu den Meßtischblättern Niepars Nr. 1643 und Richtenberg Nr. 1743 für die Übersichtskartierung der Karte 1:100000. Unveröff. Mskr., Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern Schwerin, 14 S.
- BURMEISTER, U. (1989): Landschaftsgenetische Interpretation von Bohrungen und ergänzenden Geländeuntersuchungen unter Berücksichtigung hydrogeologischer Aspekte für das Einzugsgebiet des Lodmannshäger und des Hanshäger Baches. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 73 S.
- BUSSEMER, S. (1994): Genese, Verteilungsmuster und Stoffbestand periglaziärer Deckserien auf dem Barnim. *Berliner Geographische Arbeiten* 78.
- BUSSEMER, S. (1998): Bodengenetische Untersuchungen an Braunerde- und Lessivéprofilen auf Sandstandorten des brandenburgischen Jungmoränengebiets. *Münchener Geographische Abhandlungen* A49: 27-93.
- BUSSEMER, S. (1999): Begrabene, reliktsche und umgelagerte Braunhorizonte im norddeutschen Jungmoränenland - Versuch einer Synthese und Einordnung in die allgemeine Pedostratigraphie Brandenburgs. *ZALF-Bericht* 37: 100-103.
- BUSSEMER, S., P. GÄRTNER & N. SCHLAAK (1998): Stratigraphie, Stoffbestand und Reliefwirksamkeit der Flugsande im brandenburgischen Jungmoränenland. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 142: 115-125.
- BUTZER, K. W. (1982): *Archaeology as human ecology: Method and theory for a contextual approach*. Cambridge.
- BUTZKI, A. (1982): Wassermengen- und Wassergütebilanz im Einzugsgebiet der Barthe - hydrologischer Teil. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 64 S.
- CAMPBELL, C. & I. A. CAMPBELL (1997): Calibration, review, and geomorphic implications of Postglacial radiocarbon ages in southeastern Alberta, Canada. *Quaternary research* 47: 37-44.
- CEPEK, A. G. (1975): Zur Stratigraphie des Quartärs in den Kliffprofilen nördlich Saßnitz/Rügen. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 24 (3/4): 171-174.
- CHMIELESKI, J. (1997): Das Baberowmoor – Moor- und Landschaftsgenese im Bereich der Pommerschen Eisrandlage. *Telma* 27: 23-34.
- CHROBOK, S. M., G. MARKUSE & B. NITZ (1982): Abschmelz- und Sedimentationsprozesse im Rückland weichsel- bis spätglazialer Marginalzonen des Barnims und der Uckermark (mittlere DDR). *Petermanns Geographische Mitteilungen* 126: 95-102.

- CHROBOK, S. A. NASS & B. NITZ (1983): Allgemeine Aspekte festländischer Kalkbildung periglaziärer und glaziär überformter Räume am Beispiel der Rüditz-Melchower Rücklandzone (Barnim). *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 11: 179-191.
- CHROBOK, S. M. & B. NITZ (1987): Die Entwicklung des Gewässernetzes der Oberen Finow vom Blankenberg-Interstadial bis heute. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 36 (2-3): 20-25.
- CHROBOK, S. M. & B. NITZ (1989): Ergebnisse physisch-geographischer Prozeßforschung im Biesenthaler Becken: Sedimentationsabläufe vom Spätglazial bis heute. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 17: 77-84.
- CHROBOK, S. M. & B. NITZ (1995): A remarkable series of Late-glacial sediments in the hinterland of the Frankfurt end moraine, north of Berlin. In: EHLERS, J., S. KOZARSKI & P. GIBBARD (eds.): *Glacial deposits in North-East Europe*: 493-500; Rotterdam.
- CIMIOTTI, U. (1983): Zur Landschaftsentwicklung des mittleren Trave-Tales zwischen Bad Oldesloe und Schwissel, Schleswig-Holstein. *Berliner Geographische Studien* 13.
- CLAUSEN, I. (1995): Alt Duvenstedt, Kreis Rendsburg-Eckernförde, LA 121. Ein Ahrensburger Kulturvorkommen in allerödzeitlichem Boden. *Archäologische Nachrichten aus Schleswig-Holstein* 6: 103-126.
- CLAUSEN, I. (1997): Neue Untersuchungen an späteiszeitlichen Fundplätzen der Hamburger Kultur bei Ahrenshöft, Kr. Nordfriesland. *Archäologische Nachrichten aus Schleswig-Holstein* 8: 9-49.
- CLAUSEN, I. (1999): Alt Duvenstedt, Kr. Rendsburg-Eckernförde. Jungpaläolithische Stationen LA 120A und LA 121. *Offa* 53, 372-373.
- CLAUSEN, I. & S. HARTZ (1988): Fundplätze des Spätglazials am Sorgetal bei Alt-Duvenstedt (Kreis Rendsburg-Eckernförde/Schleswig-Holstein). *Offa* 45: 17-41.
- COOPE, G. R. & G. LEMDAHL (1995): Regional differences in the Lateglacial climate of northern Europe based on coleopteran analysis. *Journal of Quaternary Science* 10: 391-395.
- COOPE, G. R., G. LEMDAHL, J. J. LOWE & A. WALKLING (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.
- CURSCHMANN, F. (1948): Matrikelkarten von Vorpommern 1682-1698. I. Teil; Rostock.
- CURSCHMANN, F. (1952): Matrikelkarten von Vorpommern 1692-1698. Karten und Texte. I. Teil. Die Kartenblätter 3, 4, 7 und 8, Amt Barth, Barther u. Stralsunder Distrikt, Amt Franzburg. Umzeichnung im Maßstab 1:50000; Rostock.
- DEECKE, W. (1900a): Ueber ein Vorkommen von bearbeiteten Säugethierresten bei Endingen (Kreis Franzburg). *Festschrift zur Feier des 50. Doktorjubiläums von Geheimrat Limpricht*: 1-10; Greifswald.
- DEECKE, W. (1900b): Vorkommen von bearbeiteten Riesenhirschknochen bei Endingen (Kreis Franzburg) in Vorpommern. *Globus* 78 (1): 13-15.
- DERBYSHIRE, E. & L. A. OWEN (1995): Glacioaelian processes, sediments and landforms. In: MENZIES, J. (ed.): *Past glacial environments. Sediments, forms and techniques*. Vol. 2: 213-237; Oxford.
- DIETRICH, H. (1958): Untersuchungen zur Morphologie und Genese grundwasserbeeinflusster Sandböden im Gebiet des nordostdeutschen Diluviums. *Archiv für Forstwesen* 7: 577-640.
- DIGERFELDT, G. (1986): Studies of past lake-level fluctuations. In: BERGLUND, B.E. (ed.): *Handbook of holocene palaeoecology and palaeohydrology*: 127-143; Wiley, Chichester.
- DOBRACKA, E. (1983): Development of the lower Odra valley and the Wkra Forest (Ueckermünder Heide) lowland in the Late-Glacial and the Holocene. In: KLIEWE, H., R. GALON, K.-D. JÄGER & W. NIEWIAROWSKI (Hrsg.): *Das Jungquartär und seine Nutzung im Küsten- und Binnentiefland der DDR und der VR Polen*. Ergänzungsheft Nr. 282 zu Petermanns Geographische Mitteilungen: 108-117.
- DÖRFLER, W., D. HOFFMANN & H. JÖNS (1998): Archäologische, geologische und pollenanalytische Untersuchungen in Groß Strömkendorf bei Wismar – Ein Vorbericht. *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch 1997*: 185-194.
- DRIESCHER, E. (1983): Historisch-geographische Veränderungen von Gewässereinzugsgebieten im Jungmoränengebiet der DDR. *Geographische Berichte* 107: 103-118.
- DRIESCHER, E. (1986): Historische Schwankungen des Wasserstandes von Seen im Tiefland der DDR. *Geographische Berichte* 120: 159-171.
- DÜCKER, A. & G. C. MAARLEVELD (1957): Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. *Geologisches Jahrbuch* 73: 215-234.
- DUPHORN, K., H. KLIEWE, R.-O. NIEDERMEYER, W. JANKE & F. WERNER (1995): *Die deutsche Ostseeküste*. Sammlung geologischer Führer 88. 281 S.; Berlin, Stuttgart.
- EIERMANN, J. (1962): Die spät- und postglaziale Entwicklungsgeschichte des mittleren Warnow-Raumes. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 124 S.
- EISSMANN, L. (Hrsg.) (1990): Die Eemwarmzeit und die frühe Weichseleiszeit im Saale-Elbe-Gebiet: Geologie, Paläontologie, Palökologie. Ein Beitrag zum jüngeren Quartär in Mitteleuropa. *Altenberger naturwissenschaftliche Forschungen* 5. 301 S.
- ELBERT, J. (1904/07): Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen, sowie den angrenzenden Gebieten der Uckermark und Mecklenburgs während der letzten diluvialen Vereisung. *Jahresberichte der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald* 8 u. 10: 141-243 u. 61-221.
- ENDTMANN, E. (1998a): Untersuchungen zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung des Leckerpfuhls (Mönchsheider Sander, NE-Brandenburg). *Verhandlungen des Botanischen Vereins Berlin Brandenburg* 131: 137-166.
- ENDTMANN, E. (1998b): Umweltreflexionen eines soligenen Kesselmoores auf Rügen. Unveröffentlichter Forschungsbericht, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften.

- ENDTMANN, E. (2000): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen im Bereich einer archäologischen Ausgrabung an der B 109 bei Anklam (Pollendiagramm Anklam - Hoher Stein). Unveröffentlichter Bericht für das Landesamt für Bodendenkmalpflege Mecklenburg-Vorpommern.
- ENGMANN, K. F. (1938a): Alt-alluviale Moostorflager im Küstengebiet der südlichen Ostsee. Sitzungsberichte und Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Rostock 3 (7): 89-109.
- ENGMANN, K. F. (1938b): Über pollenanalytische Untersuchungen von Ortstein-, Bleichsand- und Rohhumusbildungen im Boden. *Planta* 27: 718-721.
- ERIKSON, B. V. (1996): Regional variation in Late Pleistocene subsistence strategies. Southern Scandinavian reindeer hunters in a European context. In: LARSSON, L. (ed.): The earliest settlement of Scandinavia and its relationship with neighbouring areas. *Acta Archaeologica Lundensia* Ser. 8, 24: 7-22; Stockholm.
- ERONEN, M., O. RISTANIEMI & D. LANGE (1990): Analysis of a sediment core from the Mecklenburg Bay, with a discussion on the early Holocene history of the southern Baltic sea. *Geologiska Föreningens, Stockholm Förhandlingar* 112: 1-8.
- EWALD, E. (1987): Zur Problematik der Bodenentwicklung im Gebiet der Weichselvereisung in der DDR. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 36 (2/3): 55-58.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Erster Band: Allgemeine Waldgeschichte. Jena.
- FIRBAS, F. (1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Zweiter Band: Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. 256 S.; Jena.
- FISCHER, U. (2000): Beitrag zur Vegetationsgeschichte und Genese des mittleren Peenetalmoores. *Natur und Naturschutz in Mecklenburg-Vorpommern* 35: 112-118.
- FISCHER-ZUJKOV, U., R. SCHMIDT & A. BRANDE (1999): Die Schwarzerden Nordostdeutschlands und ihre Stellung in der holozänen Landschaftsentwicklung. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 162: 443-449.
- FLOREK, W. (1995): Man's impact on small river valley development in northern Pomerania. Proceedings of the third marine geological conference „The Baltic“. *Prace panstwowege instytutu geologicznego* 149: 128-132.
- FLOREK, W. (1997): Climatic and anthropogenic impulses in the Late Vistulian and Holocene development of the river channels and valleys of the Baltic Coastal Region and Pomerania. *Landform Analysis* 1: 41-50.
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. Stuttgart.
- FUHRMANN, R., L. SCHIRRMAYER & E. PIETRZENIUK (1997): Ostrakoden und Mollusken aus den weichselspätglazialen Sedimenten des Biesenthaler Beckens (N-Brandenburg, Barnim). *Zeitschr. f. geol. Wiss.* 25: 489-511.
- FUKAREK, F. (1961): Die Vegetation des Darß und ihre Geschichte. *Pflanzensoziologie* 12: 321 S.; Jena.
- FUKAREK, F. (1972): Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Kernbruchs bei Feldberg. *Naturschutzarbeit in Mecklenburg* 15: 52-61.
- FYFE, G. J. (1990): The effect of water depth on ice-proximal glaciolacustrine sedimentation: Salpausselkä I; southern Finland. *Boreas* 19: 147-164.
- GAILLARD, M.-J. & G. DIGERFELDT (1991): Palaeohydrological studies and their contribution to palaeoecological and palaeoclimatic reconstructions. In: BERGLUND, B.E. (ed.): The cultural landscape during 6000 years in southern Sweden - the Ystad Project. *Kopenhagen, 275-282. = Ecological Bulletins* 41.
- GALON, R. (1972): Über den Vorgang der zweiphasigen Enteisung im mitteleuropäischen Vereisungsgebiet. *Göttinger Geographische Abhandlungen* 60 (Hans-Poser-Festschrift): 141-144.
- GÄRTNER, P. (1993): Beiträge zur Landschaftsgeschichte des Westlichen Barnims. *Berliner Geographische Arbeiten* 77. 109 S.
- GÄRTNER, P. (1998): Neue Erkenntnisse zur jungquartären Landschaftsentwicklung in Nordwestbrandenburg. Eine landschaftsgenetische Studie am Ausgang des Rheinsberger Beckens. In: BAUME, O. (Hrsg.): Beiträge zur quartären Relief- und Bodenentwicklung. *Münchener Geographische Abhandlungen* A49: 95-116.
- VAN GEEL, B., G. R. COOPE. & T. VAN DER HAMMEN (1989): Palaeoecology and stratigraphy of the lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). *Rev. Palaeobot. Palynol.* 60: 25-129.
- GEHL, O. (1952): Die Hochmoore Mecklenburgs. Nebst einem Beitrag zur Waldgeschichte des Küstenraums zwischen Elbe und Oder. Beiheft zur Zeitschrift *Geologie* 2: 1-99.
- GEHL, O. (1961): Zur geologischen Situation des mesolithischen Fundplatzes von Hohen Viecheln. In: SCHULDT, E. (Hrsg.): Hohen Viecheln. Ein mittelsteinzeitlicher Wohnplatz in Mecklenburg. *Schriften der Sektion für Vor- und Frühgeschichte* 10: 9-13; Berlin.
- GEINITZ, E. (1886): Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs. Ein Versuch zur Erklärung der Entstehung der Seen und Wasserläufe der norddeutschen Diluviallandschaft sowie der Küstenbildung. 131 S.; Güstrow.
- GEINITZ, E. (1897): Zur Entstehung unserer Sölle. *Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* 50 (1896): 271-274.
- GEINITZ, E. (1903): Die geographischen Veränderungen des südwestlichen Ostseegebiets seit der quartären Abschmelzperiode. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 49: 26-28, 77-83.
- GEINITZ, E. (1910): Das Uferprofil des Fischlandes. *Mitteilungen der Großherzoglichen Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt* 21: 1-11.
- GEINITZ, E. (1913a): Die Rostocker Heide. Kein Staubecken, sondern ein Sandur. *Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* 67: 205-206.
- GEINITZ, E. (1913b): Die großen Schwankungen der norddeutschen Seen. *Die Naturwissenschaften* 1: 665-670.

- GEINITZ, E. & U. LETTOW (1899): Fundstätte von Feuersteingeröllen bei Ostseebad Wustrow a. d. Fischland. Jahrbuch des Vereins für mecklenburgische Geschichte und Alterthumskunde 64: 181-192.
- GEINITZ, E. & C. A. WEBER (1904): Über ein Moostorfager der postglazialen Föhrenzeit am Seestrände der Rostocker Heide. Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg 58: 1-15.
- GEOLOGISCHER DIENST SCHWERIN (1957): Geologische Karte 1:100000, Blatt Stralsund-Bergen-Barth.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN (1980): Lithofazieskarte Quartär 1:50000, Blatt Stralsund.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN (1986): Lithofazieskarte Quartär 1:50000, Blatt Hiddensee/Altenkirchen.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN (1994): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern, Übersichtskarte 1:500000. Schwerin.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN (1995): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern. Karte der quartären Bildungen - Oberfläche bis fünf Meter Tiefe 1:200000. Blatt Bad Doberan/Rostock; Schwerin.
- GEYH, M. (1983): Physikalische und chemische Datierungsmethoden in der Quartär-Forschung. Clausthaler Tektonische Hefte 19, 163 S.
- GERLACH, R. (1999): Geoarchäologie am Niederrhein. *GeoArchaeoRhein* 2: 241-265.
- GÖHLER, M. & A. KAFFKE (1999): Pollen- und Großrestanalyse in einem Quellmoorkomplex in der Sernitz-Niederung bei Greiffenberg (Brandenburg). Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Botanisches Institut, 65 S.
- GÖRSDORF, J. & K. KAISER (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätpleistozän und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. *Meyniana* 53: 91-118.
- GRALOW, K.-D. (1988): Die ur- und frühgeschichtliche Fundplatzverteilung im Bereich des Schweriner Außensees sowie ihre besiedlungs- und landschaftsgeschichtliche Aussagen. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Halle, Institut für Prähistorische Archäologie.
- GRAMSCH, B. (1973): Das Mesolithikum im Flachland zwischen Elbe und Oder. Veröffentlichungen des Museums für Ur- und Frühgeschichte Potsdam 7.
- GRAMSCH, B. (1987): Ausgrabungen auf dem mesolithischen Moorfundplatz bei Friesack, Bezirk Potsdam. Veröffentlichungen des Museums für Ur- und Frühgeschichte Potsdam 21: 75-100.
- GRAMSCH, B., D. KOPP & K.-D. JÄGER (1970): Stratigraphische und landschaftsgeschichtliche Übersicht zum Weichsel-Spätglazial und Holozän im Gebiet der DDR. In: QUARTÄRKOMMITEE (Hrsg.): Probleme der weichsel-spätglazialen Vegetationsentwicklung in Mittel- und Nordeuropa: 257-260; Frankfurt/O.
- GRIPP, K. (1937): Die geologische Untersuchung des Rentierjäger-Fundplatzes Meiendorf. In: RUST, A. (Hrsg.): Das altsteinzeitliche Rentierlager Meiendorf.: 1-9; Neumünster.
- GRIPP, K. (1943): Geologie des Fundpunktes Stellmoor. In: RUST, A. (Hrsg.): Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor.: 1-5; Neumünster.
- GRIPP, K. (1953): Die Entstehung der ostholsteinischen Seen und ihrer Entwässerung. Schriften des Geographischen Institutes der Universität Kiel, Sonderband (Schmieder-Festschrift): 11-26.
- GRIPP, K. & R. SCHÜTRUMPF (1953): Ein nacheiszeitliches ungewöhnliches Torflager und über das Tieftauen in Holstein. *Die Naturwissenschaften* 40: 55.
- GROBA, E. (1955): Ergebnisbericht der Staatlichen Geologischen Kommission Außenstelle Schwerin über die Baugrundbohrungen auf dem Fischland, Darß und Zingst 1954. Unveröff. Mskr., Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern Schwerin.
- GROBA, E. (1956): Ergebnisbericht des Geologischen Dienstes Schwerin der Staatlichen Geologischen Kommission über die hydrogeologischen Pionierbohrungen im Raum Damgarten-Velgast-Barth im Jahre 1955/56. Unveröff. Mskr., Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern Schwerin.
- GROBA, E. (1957): Neue geologische Ergebnisse vom Fischland-Darß und Zingst (Bohrungen 1954/55). *Geologie* 6: 664-673.
- GROBA, E. (ohne Jahr): Geologie des Fischland-Darss-Zingst. Unveröff. Mskr., Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern Schwerin.
- GROSS, H. (1937): Nachweis der Allerödschwankung im süd- und ostbaltischen Gebiet. Beihefte zum Botanischen Centralblatt 57, Abt. B: 167-218.
- GROSS, H. (1938): Endingen Kr. Franzburg-Barth Fundort von Riesenhirschresten. -Unveröff. Mskr., Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Historisches Institut, Lehrstuhl für Ur- und Frühgeschichte. o.S.; Greifswald.
- GROSS, H. (1939/40): Die Rentierjäger-Kulturen Ostpreußens. *Prähistorische Zeitschrift* 30/31: 39-67.
- GROSS, H. (1943): Der ostpreußische Lebensraum in der ausklingenden Eiszeit. *Der Forschungskreis* 2: 28-63.
- GROSS, H. (1954): Das Alleröd-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Amerika. *Eiszeitalter und Gegenwart* 4/5: 189-209.
- GROSS, H. (1958): Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. *Eiszeitalter und Gegenwart* 9: 155-187.
- GROSS, R. (1914): Die Entstehung des Warnowtals von Eickhof bis Rostock. Mitteilungen der Großherzoglichen Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt 26.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1990): Ablagerungen der Moore. In: GÖTTLICH, K. (Hrsg.): Moor- und Torfkunde: 175-236; Stuttgart.
- GUENTHER, E.-W. (1955): Diluviale Großsäuger aus Schleswig-Holstein und ihre zeitliche Einordnung. *Schriften Naturw. Ver. Schleswig-Holstein*, 27: 99-112.

- GUENTHER, E.-W. (1960): Funde von Ren und Riesenhirsch in nacheiszeitlichen Schichten aus der Nähe von Theresienhof bei Plön (Trentmoor und Brennacker). *Schriften Naturw. Ver. Schleswig-Holstein*, 30: 79-91.
- GUIOT, J., S. P. HARRISON & I. C. PRENTICE (1993): Reconstruction of Holocene precipitation patterns in Europe using pollen and lake-level data. *Quaternary Research* 40: 139-149.
- HALLIK, R. (1944): Pollenanalytische Untersuchungen im Postglazial Westpommerns. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abhandlungen B* 88: 40-84.
- HALLIK, R. & LUDWIG, A. O. (1959): Ein spätglaziales Torfprofil auf der Insel Usedom. *Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* 5: 20-35.
- HAMMARLUND, D. (1994): Stable carbon and oxygen isotope studies of Late Weichselian lake sediments in southern Sweden and northern Poland, with palaeoclimatic implications. *Lundqua Thesis* 31.
- HANSCHKE & LISKOW (1994): Erfassung und Erstbewertung der Altlastenverdachtsflächen auf dem Gelände der ehemaligen Fla-Raketeneinheit im Barther Stadtholz. H.S.W. Ingenieurbüro für Angewandte und Umweltgeologie GmbH Rostock, 43 S.; Rostock (Standort: Stadtverwaltung Barth, Bauamt).
- HARRISON, S. & G. DIGERFELDT (1993): European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews* 12: 233-248.
- HARTWICH, R. H. (1981): Ausbildung und Genese der periglaziären Perstruktionszonen im Jungmoränengebiet der DDR. *Zeitschrift für angewandte Geologie* 27: 326-332.
- HEERDT, S. & A. LUDWIG (1966): Neue quartärgeologische Ergebnisse aus dem Rostocker Raum. *Wissenschaftliche Abhandlungen der Geographischen Gesellschaft der Deutschen Demokratischen Republik* 4: 15-43.
- HEINRICH, W.-D. (1977): Untersuchungen an Vogelresten aus dem fossilen Tierbautensystem von Pisede bei Malchin. Teil II: Paläoökologische und faunengeschichtliche Auswertung des Fundgutes. *Wiss. Zeitschr. Univ. Berlin, Math.-nat. R.* 26 (3): 347-365.
- HELBIG, H. (1999a): Die spätglaziale und holozäne Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 17, 110 S.
- HELBIG, H. (1999b): Die periglaziäre Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. *Petermanns Geographische Arbeiten* 143: 373-386.
- HELBIG, H. & P. DE KLERK (im Druck): Befunde zur fluviatil-limnischen Morphodynamik kleiner Talungen während des Weichselspätglazials in Vorpommern. *Eiszeitalter und Gegenwart*.
- HELMS, J. (1997): Das Knochenmaterial von Endingen V (Landkreis Nordvorpommern). In: KAISER, K. & T. TERBERGER (1998): *Geowissenschaftliche und archäologische Untersuchungen zur spätpleistozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte im Endinger Bruch, Lkr. Nordvorpommern - Stand der Arbeiten*. Unveröff. Mskr. als Anlage zum DFG-Bericht Bi 560/1-3: 4 S.; Greifswald.
- HENNECKE, A. (1998): Geländebodenkundliche und laborative Untersuchungen an Leitböden des Raumes Endingen (Nord-Vorpommern). Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 129 S.
- HILGERS, A. (in Vorb.): The chronology and reconstruction of the Lateglacial and Holocene dune development in the European sand belt; based on luminescence dating results from the The Netherlands, Germany, and Poland. *Dissertation, Universität Köln, Geographisches Institut*.
- HOEK, W. Z. (1997): Palaeogeography of Lateglacial vegetations. Aspects of Lateglacial and Early Holocene vegetation, abiotic landscape, and climate in The Netherlands. *Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap, Nederlandse Geografische studies* 230, 147 S.; Utrecht.
- HOLLIDAY, V. T. (1997): *Paleoindian geoarchaeology of the southern High Plains*. Austin.
- HOMANN, M., A. KLEINMANN, J. MERKT, H. MÜLLER & C. SCHWARZ (1995): Rasche Klimaänderungen, Dauer von Klimaphasen, Klimainterpretation von langen Zeitreihen aus feingeschichteten Seeablagerungen. Unveröff. Forschungsbericht, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung Hannover.
- HOUBEN, P., S. NOLTE, H. RITTEWEGER & J. WUNDERLICH (im Druck): Late-glacial and Holocene environmental change indicated by fluvial sediments of the Hessian Depression (Central Germany). In: WOODWARD, J.C., D. MADDY & M. MACKLIN (eds.): *Proceedings River Basin Sediment Systems*; Rotterdam.
- HUFNAGEL, M. (1987): Fossile Käferfaunen in typischen Quartärprofilen aus Schleswig-Holstein und ihre Bedeutung als Klimaindikatoren. *Berichte-Reports des Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel* 18, 144 S.; Kiel.
- HURTIG, T. (1954): Die mecklenburgische Boddenlandschaft und ihre entwicklungsgeschichtlichen Probleme. *Neuere Arbeiten zur mecklenburgischen Küstenforschung* 1, 148 S.; Berlin.
- HURTIG, T. (1954/55): Zur Frage des letztglazialen Eisabbaus auf der mecklenburgischen Seenplatte. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 4: 659-666.
- HUIJZER, B. & J. VANDENBERGHE (1998): Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and central Europe. *Journal of Quaternary Science* 13: 391-417.
- HUISINK, M. (1999): Lateglacial river sediment budgets in the Maas valley, The Netherlands. *Earth Surface Processes and Landforms* 24: 93-109.
- VAN HUISSTEDEN, J., J. VANDENBERGHE, T. VAN DER HAMMEN & W. LAAN (2000): Fluvial and aeolian interaction under permafrost conditions: Weichselian Late Pleniglacial, Twente, eastern Netherlands. *Catena* 40: 307-321.
- 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., H. RENSSSEN & J. VANDENBERGHE (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.

- ISARIN, R. F. B. & H. RENSSSEN (1999): Reconstructing and modelling Late Weichselian climates: the Younger Dryas in Europe as a case study. *Earth Science Reviews* 48: 1-38.
- JÄGER, K.-D. (1970): Methodische Probleme der Erkennung und Datierung reliktsicher Bodenmerkmale am Beispiel der sandigen Böden im nördlichen Mitteleuropa. *Tagungsberichte der Deutschen Akademie für Landwirtschaftswissenschaften Berlin* 102: 109-122.
- JÄGER, K.-D. (1987): Zum gegenwärtigen Kenntnisstand über nacheiszeitliche Wasserstandsschwankungen an Binnenseen im Jungmoränengebiet des nördlichen Mitteleuropa. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 36: 44-48.
- JÄGER, K.-D. & KOPP, D. (1969): Zur archäologischen Aussage von Profilaufschlüssen norddeutscher Sandböden. *Ausgrabungen und Funde* 14: 111-121.
- JÄGER, K.-D. & KOPP, D. (1999): Buried soils in dunes of Late Vistulian and Holocene age in the northern part of central Europe. *GeoArchaeoRhein* 3: 127-135.
- JÄGER, K.-D. & I. LIEBEROTH (1987): Probleme der Genese verbreiteter mitteleuropäischer Böden, sowie periglazialer Decken im Tief- und Hügelland der DDR. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 131: 98-101.
- JÄGER, K.-D., A. KOWALKOWSKI, B. NOWACZYK & W. SCHIRMER (eds.) (1998): Dunes and fossil soils of Vistulian and Holocene age between Elbe and Wisla. Luckenwalde-Poznan-Belchatow 24-28-th August 1998, guide-book of excursion, 103 S.; Poznan.
- JAHNS, S. (2000): Late-glacial and Holocene woodland dynamics and land-use history of the Lower Oder valley, north-eastern Germany, based on two, AMS ¹⁴C-dated, pollen profiles. *Vegetation History and Archaeobotany* 9: 111-123.
- 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. (1999): Chrono-, Klima- und Lithosequenzen in der Boden- und Landschaftsentwicklung seit dem Spätglazial. *Zeitschrift für angewandte Geologie* 45: 32-36.
- JANKE, W. (1965): Die spätglaziale Entwicklung des Tollensegebietes unter besonderer Berücksichtigung der Genese der großen Talungen. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Geographisches Institut.
- JANKE, W. (1971): Beitrag zur Entstehung und Alter der Dünen der Lubminer Heide und der Peenemünder-Zinnowitzer Seesandebene. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 20 (1-2): 39-53.
- JANKE, W. (1978a): Untersuchungen zu Aufbau, Genese und Stratigraphie küstennaher Talungen und Niederungen Nordost-Mecklenburgs als Beitrag zu ihrer geökologischen und landeskulturellen Charakteristik. Unveröff. Dissertation B (Habilitation), Universität Greifswald, Geographisches Institut, 172 S. u. Anlagen.
- JANKE, W. (1978b): Schema der spät- und postglazialen Entwicklung der Talungen der spätglazialen Haffstauseeabflüsse. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 27 (1/2): 39-41.
- JANKE, W. (1986): Genese sowie landschaftsgenetisch-reliefstrukturelle Bau- und Landschaftstypen des Exkursionsgebietes. In: *Exkursionsführer Raum Barth-Darß-Fischland*: 10-24; Greifswald.
- JANKE, W. (1987): Landschaftsgenetisch-reliefstrukturelle Bautypen des küstennahen Jungmoränengebietes und der Boddenküsten (Raum Barth) sowie ausgewählter Aspekte ihrer jungweichselglazialen und holozänen Landschaftsentwicklung. *Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 36 (2/3): 122-126.
- JANKE, W. (1992): Ausgewählte Aspekte der jungweichselzeitlichen Entwicklung in Vorpommern. In: BILLWITZ, K., W. JANKE & K.-D. JÄGER (Hrsg.): *Jungquartäre Landschaftsräume - Genese, Diagnose und Dynamik*: 3-15; Berlin.
- JANKE, W. (1996a): Biostratigraphische Untersuchungen am spätpaläolithischen Fundplatz Nienhagen, Lkr. Nordvorpommern. *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch 1995*: 49-56.
- JANKE, W. (1996b): Landschaftsentwicklung und Formenschatz Mecklenburg-Vorpommerns seit der Weichsel-Eiszeit. *Zeitschr. für den Erdkundeunterricht* 12/1996: 495-505.
- JANKE, W. (im Druck): Die Landschaften des Barther Raumes und ihre Entstehung. *Geschichte und Chronik der Stadt Barth*.
- JANKE, W. & H. REINHARD (1968): Zur spätglazialen Gletscherdynamik und Entwicklungsgeschichte der großen Talungen im Nordosten Mecklenburgs. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 17 (1/2): 1-20.
- JANKE, V. & W. JANKE (1970): Zur Entstehung und Verbreitung der Kleingewässer im nordostmecklenburgischen Grundmoränenbereich. *Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung* 10: 3-18.
- JANKE, W. & R. LAMPE (1982): Zur Holozänenentwicklung von Ausgleichsküsten, dargestellt am Beispiel einer Nehrung und ihres Strandsees bei Binz/Rügen. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 126: 75-83.
- JANKE, W. & R. LAMPE (1998): Die Entwicklung der Nehrung Fischland-Darß-Zingst und ihres Umlandes seit der Litorina-Transgression und die Rekonstruktion ihrer subrezentzen Dynamik mittels historischer Karten. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 112: 177-194.
- JANKE, W. & R. LAMPE (2000a): The sea-level rise on the south Baltic coast over the past 8.000 years - New results and new questions. *Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns* 35: 393-398.
- JANKE, W. & R. LAMPE (2000b): Zu Veränderungen des Meeresspiegels an der vorpommerschen Küste in den letzten 8000 Jahren. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 28: 585-600.
- JENSEN, J. B., A. KUIJPERS & W. LEMKE (1996): Geologisk kort over Danmark 1:200 000. Kortbladet Femer Baelt - Arkona Bassinet. Senkvartaere sedimenter. *Danmarks Geologiske Undersoegelse, Kortserie Nr. 52*; Copenhagen.
- JENSEN, J. B., O. BENNICKE, A. WITKOWSKI, W. LEMKE & A. KUIJPERS (1997): The Baltic Ice Lake in the southwestern Baltic: sequence-, chrono- and biostratigraphy. *Boreas* 26: 217-236.

- JENSEN, J. B., O. BENNICKE, A. WITKOWSKI, W. LEMKE & A. KUIPERS (1999): Early Holocene history of the southwestern Baltic Sea: the Ancylus Lake stage. *Boreas* 28: 437-453.
- JESCHKE, L. (1987): Unsere Ackersölle und ihre Funktion in der Landschaft. *Naturschutzarbeit in Mecklenburg* 30 (1/2): 29-33.
- JESCHKE, L. (1990): Der Einfluß der Klimaschwankungen und Rodungsphasen auf die Moorentwicklung im Mittelalter. *Gleditschia* 18: 115-123.
- JESCHKE, L. (1997): Seen und Moore in Mecklenburg-Vorpommern aus landschaftsökologischer Sicht. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 14: 33-50.
- JOPLING, A. V. & B. C. MCDONALD (eds.) (1975): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists. Special Publikation 23; Tulsa/Oklahoma.
- JUNGE, F. (1998): Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete. Ein regionaler Beitrag zur quartären Stausee-Entwicklung im Randbereich des elsterglazialen skandinavischen Inlandeises. *Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen* 9, 210 S.
- JURISCH, K. (1985): Reliefparameter der Velgaster Staffel im Raum Fahrenkamp-Löbnitz sowie die Erfassung der Relief- und Substratverhältnisse einer ausgewählten Reliefform (Delle) als Ergebnis wassergebundener Erosion. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 63 S.
- JUVIGNÉ, E., S. KOZARSKI & B. NOWACZYK (1995): The occurrence of Laacher See Tephra in Pomerania, NW Poland. *Boreas* 24: 225-231.
- KAESTNER, A. (1901): Die Nordöstliche Heide Mecklenburgs. *Mitteilungen der Großherzoglichen Geologischen Landesanstalt* 8: 1-26.
- KAFFKE, A. (1999): Abschlußbericht zur Analyse eines palynologischen Leitprofils aus dem Prerower Torfmoor. Unveröffentlichtes Gutachten, Universität Greifswald, Botanisches Institut, 12 S.
- KAFFKE, A. & K. KAISER (in Vorb.): Das Profil „Prerower Torfmoor“: Ein holozänes Referenz-Pollendiagramm für den Darß (Mecklenburg-Vorpommern).
- KAHLKE, R.-D. (1994): Die Entstehungs-, Entwicklungs- und Verbreitungsgeschichte des oberpleistozänen Mammuthus-Coelodonta-Faunenkomplexes in Eurasien (Großsäuger). *Abh. Senckenb. Naturf. Gesell.* 546, 164 S.; Frankfurt a. M.
- KAISER, K.-H., H.-P. MÜHMEL-HORN & M. WALTHER (1989): Spätglaziale und holozäne Dünen im Rendsburger Staatsforst beiderseits des mittleren Sorgetales zwischen Tetenhusen/Föhrden und Kruppenort (Schleswig-Holstein). *Meyniana* 41: 97-152.
- KAISER, K. (1996a): Paläohydrologische und geomorphologische Untersuchungen zur holozänen Landschaftsgeschichte im Müritz-Nationalpark, Mecklenburg-Vorpommern. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 69 S.
- KAISER, K. (1996b): Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 140: 323-342.
- KAISER, K. (1998): Die hydrologische Entwicklung der Müritz im jüngeren Quartär - Befunde und ihre Interpretation. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 112: 143-176.
- KAISER, K. (2001): Geomorphologische und geoarchäologische Untersuchungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern. Unveröff. Dissertation, Geographisches Institut, Universität Greifswald, 190 S.
- KAISER, K. & T. TERBERGER (1994): Früheste Besiedlung Mecklenburg-Vorpommerns. *Archäologie in Deutschland* 1994/3: 46-47.
- KAISER, K. & A. ZIMMERMANN (1994): Physisch-geographische Untersuchungen an Mooren und Seen im Havelquellgebiet (Müritz-Nationalpark). Teil 1: Allgemeine physisch-geographische Aspekte, Moorstratigraphie, jüngere Landschaftsgeschichte und aktuelle Raumnutzung. *Berichte der Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege Laufen/Salzach (Bayern)* 22: 147-173.
- KAISER, K. & T. TERBERGER (1996): Archäologisch-geowissenschaftliche Untersuchungen am spätpaläolithischen Fundplatz Nienhagen, Lkr. Nordvorpommern. *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern* 43, Jahrbuch 1995: 7-48.
- KAISER, K. & T. TERBERGER (1998): Geowissenschaftliche und archäologische Untersuchungen zur spätpleistozänen und frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte im Endinger Bruch, Lkr. Nordvorpommern - Stand der Arbeiten. Unveröff. Forschungsbericht als Anlage zum DFG-Bericht Bi 560/1-3, 25 S.; Greifswald.
- KAISER, K. & W. JANKE (1998): Bodenkundlich-geomorphologische und paläobotanische Untersuchungen im Ryckbecken bei Greifswald. *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern* 45, Jahrbuch 1997: 69-102.
- KAISER, K. & P. KÜHN (1999): Eine spätglaziale Braunerde aus der Ueckermünder Heide. *Geoarchäologische Untersuchungen in einem Dünengebiet bei Hintersee/Kr. Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 91: 1037-1040.
- KAISER, K., P. DE KLERK & T. TERBERGER (1999): Die „Riesenhirschfundstelle“ von Endingen: geowissenschaftliche und archäologische Untersuchungen an einem spätglazialen Fundplatz in Vorpommern. *Eiszeitalter und Gegenwart* 49: 102-123.
- KAISER, K., T. TERBERGER & C. JANTZEN (2000a): Rivers, lakes and ancient men: Relationships of palaeohydrology and the archaeological record in Mecklenburg-Vorpommern (North-East-Germany). *Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte in Mecklenburg-Vorpommern* 35: 405-409.
- KAISER, K., E. ENDTMANN & W. JANKE (2000b): Befunde zur Relief-, Vegetations- und Nutzungsgeschichte an Ackersöllen bei Barth, Lkr. Nordvorpommern. *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch* 1999: 151-180.
- KAISER, K., T. SCHOKNECHT, B. PREHN, W. JANKE & K. KLOSS (2001a): Geomorphologische, palynologische und archäologische Beiträge zur holozänen Landschaftsgeschichte im Müritzgebiet (Mecklenburg-Vorpommern). *Eiszeitalter und Gegenwart* 51: 14-30.
- KAISER, K., E. ENDTMANN, C. BOGEN, S. CZAKÓ-PAP & P. KÜHN (2001b): Geoarchäologie und Palynologie spätpaläolithischer und mesolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide, Vorpommern. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 29: 233-244.
- KEILHACK, K. (1899): Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des Pommerschen Küstengebietes. *Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt* 19: 90-152.

- KEILHACK, K. (1928): Zur Frage des Haffstausees. *Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt* 48: 662-666.
- KEILING, H. (1985): Steinzeitliche Jäger in Mecklenburg. *Museum für Ur- und Frühgeschichte Schwerin, Museumskatalog* 4, 100 S.; Schwerin.
- KEILING, H. (1987): Baggerfunde vom ältermesolithischen Rastplatz im Trebeltal bei Tribsees, Kreis Stralsund. *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg* 35, *Jahrbuch* 1987: 29-46.
- KERSTAN, U. (2001): Zur Widerspiegelung der holozänen Landschaftsgenese in Sedimenten Usedomer Seen (Kölpinsee, Schmollensee). Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 73 S.
- KIEFMANN, H.-M. (1978): Historisch-geographische Untersuchungen zur älteren Kulturlandschaftsentwicklung. *Bosau III. Offa-Bücher* 38, 127 S.; Neumünster.
- KLAFS, G. & H. SCHMIDT (1967): Fragen der Reliefmelioration durch Beseitigung von Ackerhohlformen in Mecklenburg. *Heimatkundliches Jahrbuch für den Bezirk Neubrandenburg* 2: 145-154.
- KLAFS, G., L. JESCHKE & H. SCHMIDT (1973): Genese und Systematik wasserführender Ackerhohlformen in den Nordbezirken der DDR. *Archiv für Landschaftsforschung und Naturschutz* 13: 287-302.
- KLEINMANN, A., J. MERKT & H. MÜLLER (1997): Lake level fluctuations in the uppermost Preboreal in Lake Hämelsee. *Würzburger Geographische Manuskripte* 41: 107-108.
- KLEISSLE, K. & H. M. MÜLLER (1969): Neue Fundpunkte spätglazialer Bimsaschen im Nordosten der DDR. *Geologie* 18: 600-607.
- DE KLERK, P. (1998): Late Glacial and Early Holocene vegetational history in northern Vorpommern: a preliminary review of available pollen diagrams. Unveröff. Forschungsbericht als Anlage zum DFG-Bericht Bi 560/1-3, 34 S.; Greifswald.
- DE KLERK, P. (2001): Vegetation history and palaeoenvironmental development of the Endering Bruch area and the Reinberg basin (Vorpommern, NE Germany) during the Late Pleniglacial, Lateglacial and Early Holocene (with special emphasis on a widespread stratigraphic confusion). Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 103 S.
- DE KLERK, P., H. HELBIG, S. HELMS, W. JANKE, K. KRÜGEL, P. KÜHN, D. MICHAELIS & S. STOLZE (im Druck): The Reinberg researches: Palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. *Greifswalder Geographische Arbeiten*.
- KLIEWE, H. (1968): Periglazialphänomene im Spätglazialgebiet der Weichselvereisung. *Przeglad Geograficzny* 40: 351-362.
- KLIEWE, H. (1969): Zur Pleistozän/Holozän-Grenze im südlichen peribaltischen Raum. *Geologie en Mijnbouw* 48: 401-408.
- KLIEWE, H. (1973): Zur Genese der Dünen im Küstenraum der DDR. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 117: 161-168.
- KLIEWE, H. (1987): Zur Morphogenese der Bodden und ihrer Randniederungen. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 36 (2/3): 94-98.
- KLIEWE, H. (1989): Zur Entwicklung der Küstenlandschaft im Nordosten der DDR während des Weichsel-Spätglazials. *Acta Geographica Debrecina* 24/25, 1985/86: 99-113.
- KLIEWE, H. (1995): Vulkanasche aus der Eifel in Nordrügen. Ein erdgeschichtlicher Rückblick. *Rugia Journal* 1996: 52-55.
- KLIEWE, H. & W. JANKE (1978): Zur Stratigraphie und Entwicklung des nordöstlichen Küstenraumes der DDR. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 122: 81-91.
- KLIEWE, H. & W. JANKE (1982): Der holzäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 126: 65-74.
- KLIEWE, H. & W. JANKE (1991): Holozäner Küstenausgleich im südlichen Ostseegebiet bei besonderer Berücksichtigung der Boddenausgleichsküste Vorpommerns. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 135: 1-15.
- KLIEWE, H. & E. LANGE (1968): Ergebnisse geomorphologischer, stratigraphischer und vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen zur Spät- und Postglazialgeschichte auf Rügen. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 112: 241-255.
- KLIEWE, H. & E. LANGE (1971): Korrelationen zwischen pollenanalytischen und morphogenetisch-stratigraphischen Untersuchungen, dargestellt an Holozänablagerungen auf Rügen. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 115: 4-8.
- KLIEWE, H. & H. REINHARD (1960): Zur Entwicklung des Ancylus-Sees. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 104: 163-172.
- KLIEWE, H. & H.-J. SCHULTZ (1970): Die periglaziäre Fazies im Jungmoränengebiet nördlich der Pommerschen Eisrandlage. In: RICHTER, H., G. HAASE, I. LIEBEROTH & R. RUSKE (Hrsg.): *Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR*: 255-263; Gotha.
- KLOSS, K. (1977): Pollenanalytische Untersuchungen im Tollensetal bei Trollenhagen, Kreis Neubrandenburg. Unveröff. Bericht, Museum für Ur- und Frühgeschichte Potsdam, 6 S.
- KLOSS, K. (1980): Pollenanalysen zur Vegetations-, Siedlungs- und Moorgeschichte am Südrand der ostmecklenburgisch-brandenburgischen Seenplatte (Kreis Gransee). *Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung* 20: 203-212.
- KLOSS, K. (1987a): Pollenanalysen zur Vegetationsgeschichte, Moorentwicklung und mesolithisch-neolithischen Besiedlung im Unteren Rhinluch bei Friesack, Bezirk Potsdam. *Veröffentlichungen des Museums für Ur- und Frühgeschichte Potsdam* 21: 101-120.
- KLOSS, K. (1987b): Zur Umwelt mesolithischer Jäger und Sammler im Unteren Rhinluch. *Veröffentlichungen des Museums für Ur- und Frühgeschichte Potsdam* 21: 121-130.
- KLOSS, K. (1990): Zur Landschafts- und Vegetationsgeschichte des Randowbruchs nördlich Rothenklempenow nach den Moortiefenkarten des Meliorationskombinates Neubrandenburg (Koll. Ramson) und einem Pollendiagramm aus dem Pollenlabor des Museums für Urgeschichte Potsdam. Unveröff. Bericht, Brandenburgisches Landesamt für Denkmalpflege und Archäologisches Landesmuseum Wünsdorf, 9 S.

- KLOSS, K. (1997): Charakter des Moores von Martensdorf (nach Pollenanalyse). Unveröff. Bericht, Brandenburgisches Landesmuseum für Ur- und Frühgeschichte, Potsdam-Babelsberg.
- KLOSS, K. & K.-P. WECHLER (1987): Federmesserfundplatz und anthropogene Einflüsse in einem Pollenprofil zum Spätglazial bei Henningsdorf, Kr. Oranienburg. Ausgrabungen und Funde 32: 54-62.
- KLOSTERMANN, H. (1963): Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Randow-Tales seit dem Spätglazial. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 112 S.
- KLOSTERMANN, H. (1968): Die Bedeutung der Terrassen im Randowtal (im Abschnitt Schwedt/O.-Löcknitz) für die Rekonstruktion spätglazialer Abflußverhältnisse des „Notec-Oder-Urstromtales“. Geographische Berichte 49: 292-309.
- KLUG, S. (ohne Jahr): Die Morphologie der Geschiebemergeloberfläche und die Verbreitung der postdiluvialen, litorinen und postlitorinen Sedimente im Unterwarnow-Breitling Gebiet. Unveröff. Mskr., Institut für Ostseeforschung Rostock-Warnemünde, 19 S.
- KNOLL, D. (1986): Einzugsgebiet und Abflußverhalten der Barthe. Exkursionsführer Raum Barth-Darß-Fischland: 24-28; Greifswald.
- KÖNIG, G. (1956): Aufnahmebericht und Karten zur geologischen Übersichtskartierung (Maßstab 1:100000) der Meßtischblätter Lüdershagen Nr. 1641, Barth Nr. 1642, Ahrenshagen Nr. 1741, Velgast Nr. 1742. Unveröff. Mskr., Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern Schwerin, 20 S.
- KOENIGSWALD, W. VON (1999): Hat der Mensch das Aussterben der großen pleistozänen Pflanzenfresser verursacht? Kaupia – Darmstädter Beiträge zur Naturgeschichte 9: 193-201.
- KOENIGSWALD, W. VON & HEINRICH, W.-D. (1996): Kurze Charakterisierung der Veränderungen in der Säugetierfauna des Jungquartärs in Mitteleuropa. Tübinger Monographien zur Urgeschichte 11: 437-448 (Festschrift Müller-Beck).
- KOENIGSWALD, W. VON & ROSENDAHL, W. (1997): Datenauszug zu *Megaloceros* im Jungpleistozän Europas aus der EUQUAM-Datenbank der ESF - Stand März 97; Bonn.
- KÖSEL, M. (1996): Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe D 1, 147 S.
- KOHL, G. (1970): C¹⁴-Datierungen an Proben aus dem Spätglazial der DDR. In: QUARTÄRKOMMITEE (Hrsg.): Probleme der weichsel-spätglazialen Vegetationsentwicklung in Mittel- und Nordeuropa. Tagungsband: 235-248; Frankfurt/Oder.
- KOHL, G. & H. QUITTA (1966): Berlin radiocarbon measurements II. Radiocarbon 8: 27-45.
- KOLP, O. (1957): Die Nordöstliche Heide Mecklenburgs. 282 S.; Berlin.
- KOLP, O. (1965): Paläogeographische Ergebnisse der Kartierung des Meeresgrundes der westlichen Ostsee zwischen Fehmarn und Arkona. Beiträge zur Meereskunde 12-14: 19-65.
- KOLP, O. (1978): Das Wachstum der Landspitze Darßer Ort. Petermanns Geographische Mitteilungen 122: 103-111.
- KOLP, O. (1982): Entwicklung und Chronologie des Vor- und Neudarßes. Petermanns Geographische Mitteilungen 126: 85-94.
- KOLSTRUP, E. (1991a): Palaeoenvironmental developments during the Late Glacial of the Weichselian. In: BARTON, N., A. J. ROBERTS & D. A. ROE (eds.): The Late Glacial in north-west Europe: Human adaptation and environmental change at the end of the Pleistocene. CBA Research Report 77: 1-6.
- KOLSTRUP, E. (1991b): Danish Weichselian and Holocene aeolian deposits and their environment: a preliminary account. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 90: 89-97.
- KOLSTRUP, E. (1994): Examples of Weichselian environments: local versus regional developments. Eiszeitalter und Gegenwart 44: 16-19.
- KOPCZYNSKA-LAMPARSKA, K. (1976): Radiocarbon datings of the Late Glacial and Holocene deposits of western Pomerania. Acta Geologica Polonica 26: 413-417.
- KOPCZYNSKA-LAMPARSKA, K., A. CIESLA, B. MARCINIAK, S. SKOMPSKI & K. SZEROCZYNSKA (1983): Stratigraphie der spätglazialen Sedimente und Eisabbau in der Umgebung von Niechorze (NW-Pomorz, VR Polen). In: KLIEWE, H., R. GALON, K.-D. JÄGER & W. NIEWIAROWSKI (Hrsg.): Das Jungquartär und seine Nutzung im Küsten- und Binnentiefeland der DDR und der VR Polen. Ergänzungsheft Nr. 282 zu Petermanns Geographische Mitteilungen, 59-65.
- KOPCZYNSKA-LAMPARSKA, K., A. CIESLA & S. SKOMPSKI (1984): Evolution of fossil lake basin of the Late Glacial and Holocene in the cliff near Niechorze (Pomeranian Lakeland, Poland). Quaternary Studies in Poland 5: 39-58.
- KOPLINIG & FLIEDNER (1956): Ergebnisbericht des Geologischen Dienstes Schwerin der Staatlichen Geologischen Kommission über die hydrogeologischen Pionierbohrungen im Raum Damgarten - Velgast - Barth im Jahre 1955/56. Unveröff. Bericht, Geologischer Dienst Schwerin.
- KOPP, D. (1969): Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung in der Deutschen Demokratischen Republik. Erster Band. Die Waldstandorte des Tieflandes. Erste Lieferung. VEB Forstprojektierung Potsdam, 141 S.; Potsdam.
- KOPP, D. (1973): Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung in der Deutschen Demokratischen Republik. Erster Band. Die Waldstandorte des Tieflandes. Zweite Lieferung. Teil III: Standortsmosaik. VEB Forstprojektierung Potsdam, 320 S.; Potsdam.
- KOPP, D. & K.-D. JÄGER (1972): Das Perstruktions- und Horizontprofil als Trennmerkmal periglaziärer und extraperiglaziärer Oberflächen im nordmitteleuropäischen Tiefland. Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R. 21 (1): 77-84.
- KOSCHEL, R., G. PROFT & H. RAIDT (1986): Autochthone Kalkfällung in Hartwasserseen der Mecklenburger Seenplatte. Limnologia 18: 317-338.
- KOUTANIEMI, L. & A. RACHOCKI (1981): Palaeohydrology and landscape development in the middle course of the Radunia basin, North Poland. Fennia 159: 336-342.

- KOZARSKI, S. (1987): Sedimentological and lithostratigraphical basis for a palaeogeographical analysis of the last glaciation in West Central Poland. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-Nat. R.* 36 (2-3): 7-12.
- KOZARSKI, S. (1992): Eine auf der Radiokarbonmethode basierende Abschätzung der Rückzugschronologie des letzten Inlandeises in Nordpolen. In: BILLWITZ, K., W. JANKE & K.-D. JÄGER (Hrsg.): *Jungquartäre Landschaftsräume - Genese, Diagnose und Dynamik*: 16-22.
- KOZARSKI, S. & B. NOWACZYK (1991): Lithofacies variation and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene aeolian phenomena in northwestern Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 90: 107-122.
- KOZARSKI, S. & B. NOWACZYK (1995): The Bölling Interstadial at Zabinko and Late Vistulian environmental changes in the middle reach of the Warsaw-Berlin Pradolina. *Quaternary Studies in Poland* 13: 43-53.
- KRAMARSKA, R. & Z. JUROWSKA (1991): *Objasnienia do mapy geologicznej dann baltyku 1:200000*: 14-15; Warszawa.
- KRAUSKOPF, C. & C. PASDA (1999): Aufwehung, Umbildung, Zerstörung. Zur Entwicklung der Dünen im Baruther Urstromtal zwischen Cottbus und Forst. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 29: 289-298.
- KRBETSCHKE, M. R. (1995): *Lumineszenz-Datierung quartärer Sedimente Mittel-, Ost- und Norddeutschlands*. Dissertation, Technische Universität Bergakademie Freiberg, 122 S.
- KREY, L. & K. KLOSS (1990): Geographische und pollenanalytische Untersuchungen des Kleinen Barsch-Sees (Bez. Potsdam, DDR). *Limnologica* 21: 117-123.
- KRIEBEL, U. (1964): Über weichselinterstadiale Beckenschluffe und Bändertone nordöstlich von Schwerin. *Zeitschrift für angewandte Geologie* 10: 26-32.
- KRIENKE, H.-D. & J. STRAHL (1999): Weichselzeitliche und holozäne Ablagerungen im Bereich der Deponie Tessin bei Rostock (Mecklenburg-Vorpommern) unter besonderer Berücksichtigung des Prä-Alleröd-Komplexes. *Meyniana* 51: 125-151.
- KRIENKE, K. (2001): *Südostrüen im Weichsel-Hochglazial. Lithostratigraphische, lithofazielle, strukturgeologische und landschaftsgenetische Studien im Küstenraum Vorpommerns*. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften.
- VAN DER KROFT, P., A. RENNO & O. ULLRICH (1999): Untersuchungen zum Spätglazial und Holozän im Oberlausitzer Heide- und Teichgebiet. Unveröff. Mskr., Exkursion „Begrabene Böden und Stubbenhorizonte im Bereich lausitzscher Braunkohlentagebaue und Sandabbauflächen im Glogow-Baruther Urstromtal“ am 13.-14.11.1999 in Cottbus.
- KÜHN, P. (im Druck): *Grundlegende Voraussetzungen bodengenetischer Vergleichsuntersuchungen: Theorie und Anwendung*. Greifswalder Geographische Arbeiten.
- KÜHN, P., P. JANETZKO & D. SCHRÖDER (im Druck): *Zur Mikromorphologie und Genese lessivierter Böden im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns*. Eiszeitalter und Gegenwart.
- KUHLMANN, N. & C. M. SCHIRREN (2000): Jungsteinzeitliche, bronzezeitliche und kaiserzeitliche Befunde von einem Soll in Barth, Lkr. Nordvorpommern. *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch 1999*: 129-149.
- KUNTZE, H., G. ROESCHMANN & G. SCHWERTDFEGER (1994): *Bodenkunde*. 424 S.; Stuttgart.
- LAGERLUND, E., K. MALMBERG PERSSON, D. KRZYSZKOWSKI, P. JOHANSSON, E. DOBRACKA, R. DOBRACKI & W.-A. PANZIG (1995): Unexpected ice flow directions during the late Weichselian deglaciation of the south Baltic area indicated by a new lithostratigraphy in NW Poland and NE Germany. *Quaternary International* 28: 127-144.
- LAMPARSKI, Z. (1976): New radiocarbon datings of the Late Glacial and Holocene organic deposits of the Janoszyce furrow, Dobrzyń Lakeland. *Acta Geologica Polonica* 26: 419-430.
- LAMPE, R. (1996): Shoreline changes in the bodden coast of northeastern Germany. In: NORDSTROM, K.F. & C. T. ROMAN (eds.): *Estuarine shores*: 63-88; Chichester.
- LAMPE, W. (1998): *Kurze Fundberichte 1997. Slawenzeit/Wikingerzeit. Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern 45, Jahrbuch 1997*: 427.
- LANDESAMT FÜR FORSTPLANUNG MECKLENBURG-VORPOMMERN (1995): *Exkursionsführer zur 57. Jahrestagung der Arbeitsgemeinschaft Forstliche Standorts- und Vegetationskunde in Mecklenburg-Vorpommern*. 94 S.; Schwerin.
- LANGE, D. (1984): *Geologische Untersuchungen an spätglazialen und holozänen Sedimenten der Lübecker und Mecklenburger Bucht*. Unveröff. Dissertation B (Habilschrift), Institut für Ostseeforschung Rostock-Warnemünde, 166 S.
- LANGE, E., L. JESCHKE & H. D. KNAPP (1986): *Ralswiek und Rügen. Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial*. Schriften zur Ur- und Frühgeschichte 38. 174 S.; Berlin.
- LANGE, M. (1994): *Das Kiesoher Moor – eine landschaftsökologische Analyse*. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Botanisches Institut, 189 S.
- LATALOWA, M. (1999): Late Vistulian vegetation on Wolin island (NW Poland) - the preliminary results. *Quaternary Studies in Poland, Special issue*: 147-156.
- LAUTERBACH, R. (1955/56): *Geophysikalisch-geologisches Kartieren*. *Wiss. Zeitschr. Univ. Leipzig, Math.-nat. R.* 5 (4): 515-521.
- LAUTERBACH, R. (1959): *Geomagnetische Gefügeforschung in der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs*. *Geophysik und Geologie* 1: 89-96.
- LEMBKE, H. (1972): *Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet der DDR*. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 21 (1): 71-76.
- LEMBKE, H. & J. MARCINEK (1965): *Die Entwicklung des Flußnetzes im Gebiet der weichseleiszeitlichen Vergletscherung*. In: GELLERT, J. F. (Hrsg.): *Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik*: 114-131.
- LEMBKE, W. (1980): *Das Kliffprofil des Hohen Ufers auf dem Fischland*. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften.

- LEMDAHL, G. (1988): Palaeoclimatic and palaeoecological studies based on subfossil insects from Late Weichselian sediments in southern Sweden. Lundqua Thesis 22, Lund University, Department of Quaternary Geology.
- LEMKE, W. (1998): Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabekken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression. *Meereswissenschaftliche Berichte* 31, 156 S.
- LEMKE, W., J. B. JENSEN, O. BENNIKE, R. ENDLER, A. WITKOWSKI & A. KUIJPERS (2001): Hydrographic thresholds in the western Baltic Sea: Late Quaternary geology and the Dana River concept. *Marine Geology* 176: 191-201.
- LENZ, G. (1982): Wassermengen- und Wassergütebilanz im Einzugsgebiet der Barthe I. Landschaftliche Ausstattung des Einzugsgebietes der Barthe. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 36 S.
- LESER, H. (1991): Landschaftsökologie. Ansatz, Modelle, Methodik, Anwendung. 647 S.; Stuttgart.
- LESER, H., H.-D. HAAS, T. MOSIMANN & R. PAESLER (1992): *DIERCKE-Wörterbuch der Allgemeinen Geographie*. Bd. 2, 421 S.; München, Braunschweig.
- LIEDTKE, H. (1961): Die Talentwicklung im Oderbruch und im Unteren Odertal. *Die Erde* 92: 259-280.
- LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. *Forschungen zur deutschen Landeskunde* 204, 307 S.
- LIEDTKE, H. (1996): Die eiszeitliche Gestaltung des Oderbruches. *Heidelberger Geographische Arbeiten* 104: 327-351.
- LIEDTKE, H. (2001): Das nordöstliche Brandenburg während der Weichseleiszeit. In: BUSSEMER, S. (Hrsg.): *Das Erbe der Eiszeit. Festschrift zum 70. Geburtstag von Joachim Marcinek*. 119-133; Langenweißbach.
- LILJEGREN, R. (1975): *Subfossila vertebratfynd fran Skane*. University of Lund, Department of Quaternary Geology, Report 8, 187 S.; Lund.
- LILJEGREN, R. & EKSTRÖM, J. (1996): The terrestrial Late Glacial fauna in South Sweden. In: LARSSON, L. (ed.): *The earliest settlement of Scandinavia and its relationship with neighbouring areas*. *Acta Archaeologica Lundensia Ser. 8*, 24: 135-139; Stockholm.
- LITT, T. & M. STEBICH (1999): Bio- and chronostratigraphy of the Lateglacial in the Eifel region, Germany. *Quaternary International* 61: 5-16.
- LITT, T., A. BRAUER, T. GOSLAR, J. MERKT, K. BALAGA, H. MÜLLER, M. RALSKA-JASIEWICZOWA, M. STEBICH & J. F. W. NEGENDANK (2001): Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 20: 1233-1249.
- LOUIS, H. & K. FISCHER (1979): *Allgemeine Geomorphologie*. 814 S.; Berlin, New York.
- LOWE, J.J., B. AMMANN, H. H. BIRKS, S. BJÖRCK, G. R. COOPE, I. Cwynar, J.-L. DE BEAULIEU, R. J. MOTT, D. M. PETEET & M. J. C. WALKER (1994): Climatic changes in areas adjacent to the North Atlantic during the last glacial-interglacial transition (14-9 ka BP): a contribution to IGCP-253. *Journal of Quaternary Science* 9: 185-198.
- LUDWIG, A. O. (1963). Ein belebtes spätglaziales Becken im Fischland. *Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* 9: 81-87.
- LUDWIG, A. O. (1964): Neue Fossilfunde im Spätglazial (Alleröd) der Rostocker Heide. *Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg*: 59-66.
- LUDWIG, A. O. (1966): Beitrag zum spätglazialen Eisabbau im südlichen Küstengebiet der Ostsee. *Das Quartär Ostmecklenburgs*. 6. Treffen der Sektion Quartärgeologie der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften vom 14.-17.4.1966 in Güstrow. *Kurzreferate der Vorträge und Exkursionsführer*: 17.
- LUDWIG, A. O. (1992): Zur Vererbung von Formelementen der Landschaft im Quartär. In: BILLWITZ, K., W. JANKE & K.-D. JÄGER (Hrsg.): *Jungquartäre Landschaftsräume - Genese, Diagnose und Dynamik*: 23-29; Berlin.
- MÄCKEL, R. & A. FRIEDMANN (Hrsg.) (1998): Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15000 Jahren im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. *Freiburger Geographische Hefte* 54.
- MALMBERG PERSSON, K. (1999): Lithostratigraphy and paleoenvironmental development recorded in the coastal cliffs of SE Useom, Germany. *Eiszeitalter und Gegenwart* 49: 71-83.
- MANGERUD, J., S. T. ANDERSEN, B. E. BERGLUND & J. J. DONNER (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3: 109-128.
- MANIA, D., M. SEIFERT & M. THOMAE (1993): Spät- und Postglazial im Geiseltal (mittleres Elbe-Saalegebiet). *Eiszeitalter und Gegenwart* 43: 1-22.
- MANIKOWSKA, B. (1977): The development of the soil cover in the Late Pleistocene and the Holocene in the light of fossil soils from dunes in Central Poland. *Quaestiones Geographicae* 4: 109-129.
- MANIKOWSKA, B. (1991): Vistulian and Holocene aeolian activity, pedostratigraphy and relief evolution in Central Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 90: 131-141.
- MARCINEK, J. (1978): Phasen der Gewässernetz- und Reliefentwicklung im Jungmoränengebiet der DDR. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-Nat. R.* 27 (1/2): 63-64.
- MARCINEK, J. (1986): Zur Bedeutung von austauendem Toteis für die spätquartäre Entwicklung des Gewässernetzes im Jungmoränenland des nördlichen Mitteleuropa. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 21: 77-79.
- MARCINEK, J. (1987): Zur mehr als 100jährigen Geschichte der Ansichten über die Seenbildung im mitteleuropäischen Tiefland in der deutschsprachigen Literatur. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-Nat. R.* 36 (2-3): 31-35.
- MARCINEK, J. & F. BROSE (1972): Das Gewässernetz in der Jungmoränenlandschaft. *Wissenschaftliche Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-Nat. R.* 21: 53-56.
- MARCINEK, J., S. SEIFFERT & L. ZAUMSEIL (1995): Zur Anlage des Gewässernetzes in Brandenburg. *Berichte zur deutschen Landeskunde* 69: 205-228.

- MARCINEK, J., S. SEIFFERT & L. ZAUMSEIL (1996): Zur Bildung und Entwicklung des Gewässernetzes in Brandenburg. *Gewässerökologie Norddeutschlands* 2: 7-21.
- MARKS, L. (1994): Dead-ice features at the maximum extent of the last glaciation in northeastern Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 95: 77-83.
- MARKS, L. (1996): Rola martwego lodu w kształtowaniu mis jeziornych obecnych pojezierzy. [Summary: Role of buried dead ice in modelling of lake basins in present lakelands.] *Acta Geographica Lodziensia* 71: 181-193.
- MARKUSE, G. (1998): Die letzte britisch-skandinavische Vereisung und die Hauptformen der distalen Deglaziationskomplexe. *Münchener Geographische Abhandlungen A* 49: 1-14.
- MATKOWSKA, Z. & J. E. MOJSKI (1983): Late-Glacial at Miodowice in the northern part of Szczecin Lowland. In: KLIEWE, H., R. GALON, K.-D. JÄGER & W. NIEWIAROWSKI (Hrsg.): *Das Jungquartär und seine Nutzung im Küsten- und Binnentiefland der DDR und der VR Polen. Ergänzungsheft Nr. 282 zu Petermanns Geographische Mitteilungen*: 54-58.
- MATTHES, H.-J. & G. LEHMANN (1982): Stoffhaushalt im Einzugsgebiet der Barthe. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 80 S.
- MEHL, D. & V. THIELE (1998): Fließgewässer- und Talraumtypen des Norddeutschen Tieflandes. Am Beispiel der jungglazialen Naturräume Mecklenburg-Vorpommerns. 261 S.; Berlin.
- MEHNERT, A. (1996): Untersuchungen zur Rekonstruktion des spätweichseleiszeitlichen Deglaziationsprozesses im Ostseeraum. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 111 S.
- MEINKE, D., H. RICHTER & J. SCHULZE (1967): Die Terrassenbildungen im Bereich der Oberseen und der Kleinseen des Müritzgebietes. Unveröff. Diplomarbeit, Humboldt-Universität Berlin, ehem. Geologisches Institut, 125 S.
- MERKT, J. & H. M. MÜLLER (1997): Absolute chronology of the Holocene and the Lateglacial from stacked sections of varved lake sediments from north Germany. *Würzburger Geographische Manuskripte* 41: 137-138.
- MERKT, J. & H. M. MÜLLER (1999): Varve chronology and palynology of the Lateglacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. *Quaternary International* 61: 41-59.
- MERKT, J., G. LÜTTIG & H. SCHNEEKLOTH (1971): Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente. *Geologisches Jahrbuch* 89: 607-628.
- MERKT, J., H. MÜLLER, W. KNABE, P. MÜLLER & T. WEISER (1993): The early Holocene Saksunarvatn tephra found in lake sediments in NW Germany. *Boreas* 22: 93-100.
- MICHAELIS, D. (2000): Die spät- und nacheiszeitliche Entwicklung der natürlichen Vegetation von Durchströmungsmooren in Mecklenburg-Vorpommern am Beispiel der Recknitz. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Botanisches Institut, 124 S.
- MOEN, R., J. PASTOR & J. COHEN (1999): Antler growth und extinction of Irish Elk. *Evolutionary ecology research* 1: 235-249.
- MOJSKI, J. E. (1999): The Younger Dryas a Pleistocene stratigraphic unit. *Quaternary Studies in Poland, Special issue 1999*: 275-280.
- MÜLLER, A. (1996): Zu Sedimentationsgeschichte und Paläomilieu ausgewählter lagunärer und ästuariner Küstengewässer im südlichen Ostseeraum als Ausdruck der Klimaentwicklung im Holozän. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 161 S.
- MÜLLER, A. (1997): Zu Sedimentationsgeschichte und Paläomilieu der Darß-Zingster Boddenkette (Barther-Bodden und Grabow). *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 25: 465-480.
- MÜLLER, H. M. (1962): Pollenanalytische Untersuchungen im Bereich des Meßtischblattes Thurow/Südostmecklenburg. Unveröff. Dissertation, Universität Halle-Wittenberg, Botanisches Institut.
- MÜLLER, H. M. & G. KOHL (1966): Radiocarbonatierungen zur jüngeren Vegetationsentwicklung Südostmecklenburgs. *Flora B* 156: 408-418.
- MÜLLER, J. (1997): Anthropogene Einflüsse im Uferbereich eines Soll: Bodenverlagerungen als Indikatoren lokaler Landnahmen. *Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern* 4: 22-29.
- MÜLLER, U., N. RÜHBERG & H.-D. KRIENKE (1993): Stand und Probleme der Pleistozänforschung in Mecklenburg-Vorpommern. In: *Kurzfassungen und Exkursionsführer der 60. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen vom 01. bis 04. Juni 1993 in Klein Labenz (M-V)*: 5-20; Schwerin.
- MÜLLER, U., N. RÜHBERG & H.-D. KRIENKE (1995): The Pleistocene sequence in Mecklenburg-Vorpommern. In: EHLERS, J., S. KOZARSKI & P. GIBBARD (eds.): *Glacial deposits in North-East Europe*: 501-514; Rotterdam, Brookfield.
- MÜLLER, U., N. RÜHBERG & W. SCHULZ (1997): Die Wismar-Bucht und das Salzhaff - geologische Entwicklung und Küstendynamik. *Meer und Museum* 13: 17-24.
- NIEDERMEYER, R.-O. (Hrsg.) (1996): Sedimentation südliche Ostsee. Beiträge zur rezenten Sedimentationsdynamik und holozänen Sedimentationsgeschichte im küstennahen Seegebiet NE-Deutschlands (Greifswalder Bodden, Pommersche Bucht; südliche Ostsee). Unveröff. DFG-Bericht Ni-352/1-2, 256 S.; Greifswald/Bonn.
- NIEWIAROWSKI, W. (1986): The phases of transformation of subglacial channels into river valleys: A case study of the lower Vistula region. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 21, *Nauki Matematyczno-Przyrodnicze* 67: 61-72.
- NITZ, B. (1984): Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland - Modell einer Sediment- und Reliefgenese. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 128: 133-142.
- NITZ, B., L. SCHIRRMESTER & R. KLESSEN (1995): Spätglazial-altholozäne Landschaftsgeschichte auf dem nördlichen Barnim - zur Beckenentwicklung im nordostdeutschen Tiefland. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 139: 143-158.
- NÖTZOLD, T. (1968): Karpologische Fossilien aus dem Spätglazial der Rostocker Heide. *Palaeontographica B* 123: 237-242 (Festschrift Hermann Weyland).

- OTTO, T. (1913): Der Darss und Zingst. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der vorpommerschen Küste. 13. Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft Greifswald 1911/12: 237-485.
- PACHUR, H.-J. & H.-P. RÖPER (1987): Zur Paläolimnologie Berliner Seen. Berliner Geographische Abhandlungen 44, 150 S.
- PANZIG, W.-A. (1989): Das geschiebestatistische Normalprofil des Till-Inventars von NE-Rügen und stratigraphische Konsequenzen im Ergebnis des Versuches einer Tilldecken-Regionalkorrelation im SW-lichen Ostseegebiet auf geschiebeinhaltsreicher Grundlage. Unveröff. Dissertation B (Habil.-Arb.), Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften, 149 S.
- PASDA, C. (im Druck): Archäologie einer Düne im Baruther Urstromtal bei Groß Lieskow, Stadt Cottbus. Veröffentlichungen des Brandenburgischen Landesmuseums für Vor- und Frühgeschichte 32.
- PAULSON, C. (2001): Die Karstmoore in der Kreidelandschaft des Nationalparks Jasmund auf der Insel Rügen. Greifswalder Geographische Arbeiten 21, 296 S.
- PETZSCH, W. (1935): Funde aus der Steinzeit Vorpommerns und Rügens. Mitteilungen aus der Sammlung des Vorgeschichtlichen Seminars der Universität Greifswald 8: 7-19.
- PIETSCH, M. (1991): Lithologische Untersuchungen im Steilküstenprofil des Hohen Ufers am Fischland. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften, 80 S.
- PRECKER, A. (2000): Das NSG „Ribnitzer Großes Moor“ – Restitution und Tourismus in einem norddeutschen, komplexen Moorökosystem. Telma 30: 43-75.
- PRECKER, A. & H. D. KNAPP (1990): Das Teufelsmoor bei Horst, Kr. Rostock – landeskulturelle Nachnutzung eines industriell abgetorften Regenmoores. Gleditschia 18: 309-365.
- PRECKER, A. & KRBETSCHKE, M. R. (1996): Die Regenmoore Mecklenburg-Vorpommerns - Erste Auswertungen der Untersuchungen zum Regenmoor-Schutzprogramm des Landes Mecklenburg-Vorpommern. Telma 26: 205-221.
- PREECE, R. C. & D. R. BRIDGLAND (1999): Holywell Coombe, Folkestone: A 13,000 year history of an English Chalkland Valley. Quaternary Science Reviews 18: 1075-1125.
- PREHN, B. (1985): Die ur- und frühgeschichtliche Fundplatzverteilung im Umland der Müritz sowie ihre besiedlungs- und landschaftsgeschichtliche Aussage. Unveröff. Diplomarbeit, Humboldt-Universität Berlin, Institut für Ur- und Frühgeschichte.
- PROFT, G. & L. KREY (1990): Die chemische Zusammensetzung der Spät- und Postglazialsedimente des Kleinen Barsch-Sees (Fe, Mn, P, C, N und Bsi), eines dystrophen Moorweihers im Norden der DDR. Limnologia 21: 157-164.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M. & M. LATALOWA (1996): Poland. In: BERGLUND, B. E., H. J. B. BIRKS, M. RALSKA-JASIEWICZOWA & H. E. WRIGHT (eds.): Palaeohydrological events during the last 15000 years. Regional syntheses of palaeoecological studies of lakes and mires in Europe: 403-472; Chichester.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M. & A. RZETKOWSKA (1987): Pollen and macrofossil stratigraphy of fossil lake sediments at Niechorze I, W. Baltic coast. Acta Palaeobotanica 27: 153-178.
- RAMSEY, C. B. (2000): Internet version of the OxCal Program v.3.5.
- RAUKAS, A. & R. KARUKÄPP (1994): Stagnant ice features in the eastern Baltic. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 95: 119-125.
- REINECK, H.-E. (1984): Aktuogeologie klastischer Sedimente. 348 S.; Frankfurt am Main.
- REINECK, H.-E. & I. B. SINGH (1973): Depositional sedimentary environments. 439 S.; Berlin, Heidelberg, New York.
- REINEMANN, L. & H. SCHEMMER (1993): Korngrößenanalyse von Feinsedimenten im Vergleich von Naßsieb- und Lasermethode. DGM 37: 27-30.
- REINHARD, H. (1963a): Zur Genese tiefliegender Talsysteme Ostmecklenburgs und ihre Beziehung zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Ostsee. Report of the VIth International Congress on Quaternary Warsaw 1961, Vol. III: 273-283; Lodz.
- REINHARD, H. (1963b): Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Grenztales (NE-Mecklenburg) und seine Beziehung zur Litorina-Transgression. Geologie 12: 94-117.
- REINHARD, H. & A. SEELER (1958): Das untere Recknitztal. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Lübeck 48: 47-68.
- REUTER, G. (1990): Disharmonische Bodenentwicklung auf glaziären Sedimenten unter dem Einfluß der postglazialen Klima- und Vegetationsentwicklung in Mitteleuropa. E.-Schlichting-Gedächtniskolloquium, Tagungsband: 69-74.
- REUTER, G. (1999): Profilmorphologische Studie zur „disharmonischen“ Polygenese von Podsolen. Journal of Plant Nutrition and Soil Science 162: 97-105.
- RICHTER, G. (1959): Entstehung und Ausprägung spätglazialer Gletscherzungenbecken im Raum Mittelmecklenburg. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 124 S.
- RICHTER, G. (1963): Untersuchungen zum spätglazialen Gletscherrückgang im mittleren Mecklenburg. Bonn-Bad Godesberg. Forschungen zur deutschen Landeskunde 138, 98 S.
- RICHTER, G. (1968): Fernwirkungen der litorinen Ostseetransgression auf tiefliegende Becken und Flußtäler. Eiszeitalter und Gegenwart 19: 48-72.
- RINGBERG, B. (1991): Late Weichselian clay varve chronology and glaciolacustrine environment during deglaciation in southeastern Sweden. Sveriges Geologiska Undersökning Ser. Ca 79, 42 S.; Uppsala.
- RÖPER, H.-P. & S. SCHWARZ (im Druck): Late pleistocene and holocene sediment characteristics of Lake Stechlin, with special reference to manganese enrichment. In: KOSCHEL, R. (ed.): Advances in Limnology: Lake Stechlin – An approach to understanding an oligotrophic lowland lake. Archiv für Hydrobiologie.

- RÖPKE, W. (1929): Untersuchungen über die Sölle in Mecklenburg. Ein Beitrag zur Lösung des Sollproblems und zur Oberflächengestalt Mecklenburgs. *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft zu Rostock* 18/19 (1926/27, 1927/28): 78-166.
- ROHDENBURG, H. & B. MEYER (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? *Göttinger Bodenkundliche Berichte* 6: 127-212.
- ROTNIICKI, K. & R. K. BOROWKA (1995): Dating of the upper Pleniglacial-Vistulian Scandinavian ice sheet in the Polish Baltic middle coast. *Proceedings of the third marine geological conference „The Baltic“*. Prace panstwowego instytutu geologicznego 149: 84-89.
- ROWINSKY, V. (1995): Hydrologische und stratigraphische Studien zur Entwicklungsgeschichte von Brandenburger Kesselmooren. *Berliner Geographische Abhandlungen* 60, 154 S.
- RÜCHHOLZ, K. (1979): Zur geologischen Situation der Insel Usedom im Quartär. In: MÖBUS, G. (Hrsg.): *Kurzreferate und Exkursionsführer. Geologie und Küstenschutz. Tagung vom 25. bis 27. Oktober 1979 in Rostock und Greifswald*: 44-67; Berlin.
- RÜCHHÖFT, F. (1999): Der Wasserstand der „Oberen Seen“ in Mecklenburg in Mittelalter und früher Neuzeit. *Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern* 6: 195-208.
- RUDOLPHI, H. (2001): Landschaftsökologische Untersuchung bewaldeter Feuchtgebiete in der Barther Heide. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 91 S.
- RÜHBERG, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 15: 759-767.
- RÜHBERG, N. (1998): Die eiszeitliche Schichtenfolge und Entwicklung um Neubrandenburg. In: GRANITZKI, K. (Hrsg.): *Geologie der Region Neubrandenburg*: 31-40; Neubrandenburg.
- RÜHBERG, N., W. SCHULZ, W. VON BÜLOW, U. MÜLLER, H.-D. KRIENKE, F. BREMER & T. DANN (1995): V. Mecklenburg Vorpommern. In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*: 95-115; Berlin, Stuttgart.
- RÜHBERG, N., J. STRAHL & E. KEDING (1998): Der eem-warmzeitliche Torf in der Kiesgrube Neubrandenburg-Hinterste Mühle. In: GRANITZKI, K. (Hrsg.): *Geologie der Region Neubrandenburg*: 86-90; Neubrandenburg.
- SABISCH, G. (1975): Die Sedimentfolge und ihre Verbreitung im Raum der Ueckermünder Heide. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 42 S.
- SCHAAR, H. (1956): Physisch-geographische Untersuchungen im Flußgebiet der Barthe mit besonderer Berücksichtigung der Hydrographie und der Melioration. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut.
- SCHACHT, S. (1993): Ausgrabungen auf einem Moorfundplatz und zwei Siedlungsplätzen aus dem Mesolithikum/Neolithikum im nördlichen Randowbruch bei Rothenklempenow, Kr. Pasewalk. *Ausgrabungen und Funde* 38: 111-119.
- SCHACHT, S. & C. BOGEN (2001): Neue Ausgrabungen auf dem mesolithisch-neolithischen Fundplatz 17 am Latzig-See bei Rothenklempenow, Lkr. Uecker-Randow. *Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern* 8: 5-20.
- SCHIRMER, U. (1999): Pollenstratigraphische Gliederung des Spätglazials im Rheinland. *Eiszeitalter und Gegenwart* 49: 132-143.
- SCHIRMER, W. (1995): Valley bottoms in the Late Quaternary. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 100: 27-51.
- SCHIRMER, W. (ed.) (1999): *Dunes and fossil soils*. *GeoArchaeoRhein* 3.
- SCHIRRMEISTER, L. (1993): Sedimentologisch-mineralogisch-mikroskopische Charakteristik von Winter- und Sommerlagen eines Bänderschluffes aus dem Eberswalder Urstromtal. *Berliner Geographische Arbeiten* 78: 242-263.
- SCHIRRMEISTER, L. (1995): Microfabrics, grain-size-distribution and grain surface textures in Late Pleistocene basin sediments of Brandenburg (Northern Barnim). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 99: 75-89.
- SCHIRRMEISTER, L. (1997): Sedimentstrukturen und Deformationen in Eisstauseeablagerungen NE-Brandenburgs und ihre fazielle Deutung. *Berliner Geographische Arbeiten* 84: 113-146.
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. *Berliner Geographische Arbeiten* 76, 145 S.
- SCHLAAK, N. (1997): Äolische Dynamik im brandenburgischen Tiefland seit dem Weichsel-Spätglazial. *Geographisches Institut der Humboldt-Universität Berlin, Arbeitsberichte* 24, 58 S.
- SCHLAAK, N. (1998): Der Finowboden - Zeugnis einer begrabenen weichselspätglazialen Oberfläche in den Dünengebieten Nordostbrandenburgs. *Münchener Geographische Abhandlungen* A49: 143-148.
- SCHLICHTING, E., H.-P. BLUME & K. STAHR (1995): *Bodenkundliches Praktikum*. 295 S.; Berlin.
- SCHLYTER, P. (1991): Recent and periglacial wind action in Scania and adjacent areas of S Sweden. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 90: 143-153.
- SCHMIDT, H. (1957): Der Strelasund und seine morphologischen Probleme. *Neuere Arbeiten zur mecklenburgischen Küstenforschung* 3, 64 S.; Berlin.
- SCHMINCKE, H.-U., C. PARK & E. HARMS (1999): Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP. *Quaternary International* 61: 61-72.
- SCHMITZ, H. (1961): Pollenanalytische Untersuchungen in Hohen Viecheln am Schweriner See. In: SCHULDT, E. (Hrsg.): *Hohen Viecheln. Ein mittelsteinzeitlicher Wohnplatz in Mecklenburg. Schriften der Sektion für Vor- und Frühgeschichte* 10: 14-38; Berlin.
- SCHNEIDER, R. & P. KÜHN (2000): Böden des Karlshofes in Groß Methling, Mecklenburg-Vorpommern (mit Kartenbeilage). *Trierer Bodenkundliche Schriften* 1: 66-71.
- SCHOKNECHT, T. (1996): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations-, Siedlungs- und Landschaftsgeschichte in Mittelmecklenburg. *Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns* 29, 68 S.; Lübstorf.

- SCHRÖDER, D. & R. SCHNEIDER (1996): Eigenschaften und spätglaziale/holozäne Entwicklung von Böden unterschiedlicher Nutzung aus Decksand über Geschiebemergel in Nord-Ost-Mecklenburg. Böden als Zeugen der Landschaftsentwicklung. Festschrift zum 80. Geburtstag von Prof. Dr. H. E. Stremme: 37-47; Kiel.
- SCHRÖDER, H. & A. HAGEDORN (1998): Spätglaziale und holozäne Sedimentationen im Verchener Becken (Mecklenburg-Vorpommern). *Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft* 45: 235-251.
- SCHRÖTER, C. (1993): Podsolierung auf dem Darß (Mecklenburg-Vorpommern). Unveröff. Diplomarbeit, Universität Hamburg, Institut für Bodenkunde, 100 S.
- SCHUBEL, H. W. (1959): Morphologische Untersuchungen im Raum des Oberlaufes der Warnow und ihres Durchbruches bei Klein Raden. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut.
- SCHUBERT, G. (1955): Das Uferprofil des Fischlandes. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Rostock, Geologisch-Paläontologisches Institut.
- SCHULDT, E. (Hrsg.) (1961): Hohen Viecheln. Ein mittelsteinzeitlicher Wohnplatz in Mecklenburg. *Schriften der Sektion für Vor- und Frühgeschichte* 10; Berlin.
- SCHULTZ, H.-J. (1965): Geomorphologische Untersuchungen zu den Endmoränen in Nordostmecklenburg. *Wiss. Zeitschr. Univ. Jena, Math.-Nat. R.* 14 (4): 79-83.
- SCHULZ, H. (1961): Entstehung und Werdegang der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. Unveröff. Dissertation, Universität Rostock, Geologisch-Paläontologisches Institut, 136 S.
- SCHULZ, H. (1963): Zur Entstehung und Entwicklung der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. *Beiträge zur Quartärgeologie Mecklenburgs*. 3. Treffen der Sektion Quartärgeologie der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften vom 28.-31.3.1963 in Schwerin. *Kurzreferate der Vorträge und Exkursionsführer*: 9-10, 22-23, 26-29.
- SCHULZ, J. (1999): Landschaftsökologie des Jeerer Moores und des Söllkenmoores. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Botanisches Institut, 104 S.
- SCHULZ, W. (1963): Eisrandlagen und Seeterrassen in der Umgebung von Krakow am See in Mecklenburg. *Geologie* 12: 1152-1168.
- SCHULZ, W. (1967): Abriß der Quartärstratigraphie Mecklenburgs. *Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* 13: 99-119.
- SCHULZ, W. (1968): Spätglaziale und holozäne Spiegelschwankungen an den westlichen Oberen Seen Mecklenburgs. *Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* 14: 7-43.
- SCHULZ, W. (1995): Die geologische Situation im Nationalpark Vorpommersche Boddenlandschaft. *Naturschutzarbeit in Mecklenburg-Vorpommern* 38 (1): 40-41, 44-45.
- SCHULZ, W. & W. AHRENS (1985): Ingenieurgeologisches Gutachten zur Steilufersicherung des Hohen Ufers (Fischland), Kreis Ribnitz-Damgarten, Bezirk Rostock. Unveröff. Gutachten, WWD Küste/Abteilung Küstenhydrographie Warnemünde, 50 S.; Schwerin.
- SCHULZE, G. (1996): Anleitung für die forstliche Standortserkundung im nordostdeutschen Tiefland (Standortserkundungsanleitung, SEA 95). Teil A Standortformen. 300 S.; Schwerin.
- SCHUMACHER, W., R. LAMPE, W. JANKE, K.-A. BAYERL, F. REISCH, A. MÜLLER & R. GUSEN (1998): Klimaänderung und Boddenlandschaft (KLIBO). Holozäne Entwicklungsgeschichte ausgewählter Boddenlandschaften Mecklenburg-Vorpommerns unter besonderer Berücksichtigung von Klima, Eustasie und Isostasie. Unveröff. Forschungsbericht, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften und Geographisches Institut.
- SCHUMACHER, W. & K.-A. BAYERL (1999): The shoreline displacement curve of Rügen Island (Southern Baltic Sea). *Quaternary International* 56: 107-113.
- SCHUMACHER, W. & L. TIEPOLT (1999): Historische bis rezente Küstenveränderungen im Raum Fischland-Darß-Zingst-Hiddensee anhand von Karten-, Luft- und Satellitenbildern. *Die Küste* 61: 21-46.
- SCHWAN, J. (1988): The structure and genesis of Weichselian to Early Holocene aeolian sand sheets in western Europe. *Sedimentary Geology* 55: 197-232.
- SIROCKO, F. (1998): Die Entwicklung der nordostdeutschen Ströme unter dem Einfluß jüngster tektonischer Bewegungen. *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 5: 75-80.
- SKANDERA, U. (1989): Kartometrische sowie luftbildgestützte Erfassung und kartographische Modellierung des abspülrelevanten, insbesondere morphographischen Landschaftsinventars mit dem Ziel praxisorientierter Dispositionskennzeichnungen von Ackerflächen - dargestellt am Beispiel des küstenahen Jungglazials. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 118 S.
- SKUPIN, K. (1994): Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Flugsand- und Dünenbildungen im Bereich der Senne (Östliches Münsterland). *Geol. Paläont. Westf.* 28: 41-72.
- SOMMER, M., C. GEISINGER, D. HALM & K. STAHR (1997): Laterale Podsolierung - ein pedogenetischer Prozeß auf der Landschaftsebene. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 85: 1251-1254.
- STACH, E. (1944): Erläuterungen zu den geol. Blättern 1 : 25000 von Stralsund, Samtens, Elmenhorst und Stahlbrode. Berlin.
- STAPERT, D. & H. J. VEENSTRA (1988): The section at Usselo; brief description, grain-size distributions, and some remarks on the archaeology. *Palaeohistoria* 30: 1-28.
- STARKEL, L. (1995): Palaeohydrology of the temperate zone. In: GREGORY, K.J., L. STARKEL & V.R. BAKER (eds.): *Global continental Palaeohydrology*: 233-257; Chichester.
- STEINICH, G. (1992a): Die stratigraphische Einordnung der Rügen-Warmzeit. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 20: 125-154; Berlin.
- STEINICH, G. (1992b): Quartärgeologie der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns (Rügen, Fischland, Stoltera, Klein-Klütz-Höved). In: DEUTSCHE QUARTÄRVEREINIGUNG E.V. (Hrsg.): *Exkursionsführer der „DEUQUA '92“ vom 12.9.-21.9.1992 in Kiel*: 5-46; Kiel.

- STEPHAN, H.-J. (1973): Erläuterungen zur Ingenieurgeologischen Planungskarte 1:5000 Lübeck-Süd. Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, 56 S.; Kiel.
- STEPHAN, H.-J. (1974): Sedimentation auf Toteis in Schleswig-Holstein. *Meyniana* 25: 95-100.
- STEPHAN, H.-J. (1995): I. Schleswig-Holstein. In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*: 95-115; Berlin, Stuttgart.
- STEUSSLOFF, U. (1905): Torf- und Wiesenkalkablagerungen im Rederang- und Moorseebecken. *Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* 59: 147-210.
- STRAHL, J. (1993): Zwischenbericht zur pollenanalytischen Untersuchung von 20 Proben aus einem Profil nordöstlich des Rambower Sees (Mecklenburg/Vorpommern). Unveröff. Bericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover, Außenstelle Berlin, 16 S.
- STRAHL, J. (1996a): Pollenanalytische Untersuchung eines Vibrokernprofils aus dem NW-Teil des Greifswalder Boddens, südliche Ostsee. *Senckenbergiana maritima* 27: 49-56.
- STRAHL, J. (1996b): Bericht zur pollenanalytischen Untersuchung von 76 Proben aus 10 Senken und Söllen im Trassenbereich der A20, AS Grevesmühlen - Wismar-West (Mecklenburg-Vorpommern). Unveröff. Bericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover, Außenstelle Berlin.
- STRAHL, J. (1997a): Pollenanalytische Untersuchung von Sedimentkernen aus dem Seegebiet des Greifswalder Boddens (NE-Deutschland, südliche Ostsee). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 148: 81-93.
- STRAHL, J. (1997b): Bericht zur pollenanalytischen Untersuchung der Bohrung Santower See 2/96 (Land Mecklenburg-Vorpommern). Unveröff. Bericht, Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, 13 S.
- STRAHL, J. (1999a): Kurzinformation zum Soll Deponie Rosenow, Profile 2/26 und 2/27. Unveröff. Bericht, Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow.
- STRAHL, J. (1999b): Die Vegetationsgeschichte des Herthamoors in der Stubnitz (Halbinsel Jasmund, Rügen). *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge* 6: 437-477.
- STRAHL, J. (2000a): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Am Frauentog See, Grapenwerder Bruch (Mecklenburg-Vorpommern). Unveröff. Bericht, Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, 36 S.
- STRAHL, J. (2000b): Detailergebnisse pollenanalytischer Untersuchungen an saalespätglazialen bis weichselfrühglazialen Sedimenten aus dem Kiestagebau Hinterste Mühle bei Neubrandenburg (Mecklenburg-Vorpommern). *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 7: 29-40.
- STRAHL, J. & E. KEDING (1996): Pollenanalytische und karpologische Untersuchung des Aufschlusses „Hölle“ unterhalb Park Dwasieden (Halbinsel Jasmund, Insel Rügen), Mecklenburg-Vorpommern. *Meyniana* 48: 165-184.
- STREET, M. (1996): The Late Glacial faunal assemblage from Endingen, Lkr. Nordvorpommern. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 26: 33-42.
- STREHL, E. (1998): Glazilimnische Kames in Schleswig-Holstein. *Eiszeitalter und Gegenwart* 48: 19-22.
- STUART, A. J. (1991): Mammalian extinctions in the Late Pleistocene of Northern Eurasia and North America. *Biological Review* 66: 453-562.
- STUIVER, M., P. J. REIMER, E. BARD, J. W. BECK, G. S. BURR, K. A. HUGHEN, B. KROMER, F. G. MCCORMAC, J. VON DER PLICHT & M. SPURK (1998): INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40: 1041-1083.
- SUCCOW, M. (1988): *Landschaftsökologische Moorkunde* (1. Aufl.). 340 S.; Jena.
- SUCCOW, M. & H. JOOSTEN (2001): *Landschaftsökologische Moorkunde* (2. Aufl.). 622 S.; Stuttgart.
- SUCCOW, M. & D. KOPP (1985): Seen als Naturraumtypen. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 129: 161-170.
- SÜß, H. (1966): Kiefernholz aus dem Alleröd der Rostocker Heide. *Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* 12: 35-46.
- TAUBER, F. & W. LEMKE (1995): Map of sediment distribution in the Western Baltic Sea (1:100,000), Sheet „Darß“. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 47: 171-178.
- TAUTE, W. (1968): Die Stielspitzen-Gruppen im nördlichen Mitteleuropa. *Fundamenta A5*; Köln-Graz.
- TAYLOR, K. C., G. W. LAMOREY, G. A. DOYLE, R. B. ALLEY, P. M. GROOTES, P. A. MAYEWSKI, J. W. C. WHITE & L. K. BARLOW (1993): The 'flickering switch' of late Pleistocene climate change. *Nature* 361: 432-435.
- TEGTMAYER, U. (1994): Vorläufiger Bericht über Holzartenbestimmung an Holzkohlen aus Nienhagen. Unveröff. Bericht, Universität Köln, Institut für Ur- und Frühgeschichte, Labor für Archäobotanik, 2 S.
- TERBERGER, T. (1996a): Die „Riesenhirschfundstelle“ von Endingen, Lkr. Nordvorpommern. *Spätglaziale Besiedlungsspuren in Nordostdeutschland. Archäologisches Korrespondenzblatt* 26: 13-32.
- TERBERGER, T. (1996b): The early settlement of North-East Germany (Mecklenburg-Vorpommern). In: LARSSON, L. (Hrsg.): *The earliest settlement of Scandinavia and its relationship with neighbouring areas. Acta Archaeologica Lundensia Ser. 8*, 24: 111-122; Stockholm.
- TERBERGER, T. (1997): Zur ältesten Besiedlungsgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns. *Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern* 4: 6-22.
- TERBERGER, T. (1998): Grundwasserstände und spätpaläolithisch-mesolithische Besiedlung im Endinger Bruch. *Urgeschichtliche Materialhefte* 12: 89-102; Tübingen.
- TERBERGER, T. & J. PIEK (1998): Zur absoluten Chronologie der Steinzeit in Mecklenburg-Vorpommern. *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern* 45, *Jahrbuch 1997*: 7-39.

- TERBERGER, T. (im Druck): Drei verzierte mesolithische Funde aus der Peene nahe Verchen, Kr. Demmin. Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern 48, Jahrbuch 2000.
- TGL 25232 (1971): Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. 6 Blätter; Berlin.
- TAUBER, F. & W. LEMKE (1995): Map of sediment distribution in the Western Baltic Sea (1:100,000), Sheet „Darß“. Deutsche Hydrographische Zeitschrift 47: 171-178.
- TIARKS, H. (1999): Modellierung der Küstenentwicklung des Neudarß unter besonderer Berücksichtigung der Massenbilanz. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften.
- TIDELSKI, F. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen von voll-, spät- und postglazialen Ablagerungen aus dem Trentmoor und dem Brennacker (Krs. Plön). Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins Schleswig-Holstein 30: 92-109.
- TIMMERMANN, T. (1999): Sphagnum-Moore in Nordostbrandenburg: Stratigraphisch-hydrodynamische Typisierung und Vegetationswandel seit 1923. Dissertationes Botanicae 305, 175 S.; Berlin u. Stuttgart.
- TRAUTZSCH, G. (1958): Geologische Verhältnisse des Endinger Bruchs und seiner Randgebiete. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geologisch-Paläontologisches Institut, 55 S.
- TUCKER, M.E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrographie. 265 S.; Stuttgart.
- USCINOWICZ, S. (1996): Deglacjacja obszaru południowego bałtyku. Biuletyn państwowego instytutu geologicznego 373: 179-193.
- USCINOWICZ, S. (1997): Deglaciation of the southern Baltic area. Abstracts & excursion guide of the fifth marine geological conference „The Baltic“: 97. Vilnius.
- USINGER, H. (1981): Ein weit verbreiteter Hiatus in spätglazialen Seesedimenten: Mögliche Ursache für Fehlinterpretation von Pollendiagrammen und Hinweis auf klimatisch verursachte Seespiegelbewegungen. Eiszeitalter und Gegenwart 31: 91-107.
- USINGER, H. (1985): Pollenstratigraphische, vegetations- und klimageschichtliche Gliederung des "Bölling-Alleröd Komplexes" in Schleswig-Holstein und ihre Bedeutung für die Spätglazial-Stratigraphie in benachbarten Gebieten. Flora 177: 1-43.
- USINGER, H. (1997): Pollenanalytische Datierung spätpaläolithischer Fundschichten bei Ahrenshöft, Kr. Nordfriesland. Archäologische Nachrichten aus Schleswig-Holstein 8: 50-73.
- VERSE, G., R.-O. NIEDERMEYER, B. W. FLEMMING & J. STRAHL (1998): Seismostratigraphie, Fazies und Sedimentationsgeschichte des Greifswalder Boddens (südliche Ostsee) seit dem Weichsel-Spätglazial. Meyniana 50: 213-236.
- VOSS, P. (2001): Zur Widerspiegelung der holozänen Landschaftsgenese in Sedimenten Usedomer Seen (Gothensee, Gr. Krebssee). Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 100 S.
- WALKER, M. J. C., S. J. P. BOHNCKE, G. R. COOPE, M. O'CONNELL, H. USINGER & C. VERBRUGGEN (1994): The Devensian/Weichselian Late-glacial in northwest Europe (Ireland, Britain, north Belgium, The Netherlands, northwest Germany). Journal of Quaternary Science 9: 109-118.
- WALTHER, M. (1990): Untersuchungsergebnisse zur jungpleistozänen Landschaftsentwicklung Schwansens (Schleswig-Holstein). Berliner Geographische Abhandlungen 52, 143 S.
- WALTHER, M. (1992): Untersuchungsergebnisse zur spät- und postglazialen Reliefentwicklung im mittleren Sorgetal (Schleswig-Holstein). Bonner Geographische Mitteilungen 85: 167-185.
- WALTHER, M. (ohne Jahr): Paläolimnologische, sedimentologische und vegetationskundliche Untersuchungen am Großen Wumm See (Rheinsberger Land). Poster.
- WATERS, M. R. (1992): Principles of geoarchaeology. A North American perspective. Tucson, London.
- WASTEGARD, S., C. S. M. TURNEY, J. J. LOWE & S. ROBERTS (2000): New discoveries of the Vedde Ash in southern Sweden and Scotland. Boreas 29: 72-78.
- WEIBE, R. (1987): Zur Entstehung von Oberflächenformen und Sedimenten an der Fundstelle des Ur-Skeletts am Schlaatz bei Potsdam. Veröffentlichungen des Museums für Ur- und Frühgeschichte Potsdam 21: 53-64.
- WENINGER, B. (1998): 2-D dispersion calibration. Preliminary Glacial calibration data set, August 1998; Köln.
- WINN, K., F.-R. AVERDIEK & H. ERLKENKEUSER (1983): Beitrag zur geologischen Entwicklung der westlichen Mecklenburger Bucht (westliche Ostsee) im Spät- und Postglazial. Senckenbergiana maritima 15: 167-197.
- WINN, K., F.-R. AVERDIEK, H. ERLKENKEUSER & F. WERNER (1986): Holocene sea level rise in the Western Baltic and the question of isostatic subsidence. Meyniana 38: 61-80.
- WITTIG, O. (1996): Zur spätpleistozänen und holozänen Entwicklung des Unteren Rycktales bei Greifswald. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Institut für Geologische Wissenschaften.
- WOHLFARTH, B. (1996): The chronology of the last termination: a review of radiocarbon-dated, high-resolution terrestrial stratigraphies. Quaternary Science Reviews 15: 267-284.
- WOHLFARTH, B., G. SKOG, G. POSSNERT, & B. HOLMQUIST (1998): Pitfalls in the AMS radiocarbon-dating of terrestrial macrofossils. Journal of Quaternary Science 13: 137-145.
- WOLDSTEDT, P. (1955): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 467 S.; Stuttgart.
- WOODMAN, P., M. MCCARTHY, & N. MONAGHAN (1997): The Irish Quaternary fauna project. Quaternary Science Reviews 16: 129-159.
- WORMS, A. (1983): Sedimentverteilung im Bereich des Darß-Zingst und des Westteils der Boddenkette West. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 51 S.

- WÜNNEMANN, B. (1993): Ergebnisse zur jungpleistozänen Entwicklung der Langseerinne Südangelns in Schleswig-Holstein. *Berliner Geographische Abhandlungen* 55, 167 S.
- YU, G. (1996): Lake-level records and palaeoclimates of northern Eurasia. *Lundqua Thesis* 37; Lund.
- YU, G. & S. P. HARRISON (1995): Holocene changes in atmospheric circulation patterns as shown by lake status changes in northern Europe. *Boreas* 24: 260-268.
- ZACHOWICZ, J., R. KRAMARSKA & S. USCINOWICZ (1992): Evolution of the southern Baltic area in Quaternary - new data. *Proceedings of the second marine geological conference - the Baltic. Meereswissenschaftliche Berichte* 4: 164-166.
- ZAGWIJN, W. H. (1994): Reconstruction of climate change during the Holocene in western and central Europe based on pollen records of indicator species. *Vegetation History and Archaeobotany* 3: 65-88.
- ZEEBERG, J. (1998): The European sand belt in eastern Europe - and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results. *Boreas* 27: 127-139.
- ZOLITSCHKA, B. (1998): A 14000 sediment yield record from western Germany based on annually laminated lake sediments. *Geomorphology* 22: 1-17.
- ZOLITSCHKA, B. & J. F. W. NEGENDANK (1999): High-resolution records from European lakes. *Quaternary Science Reviews* 18: 885-888.
- ZUREK, S. (1995): The development of the peat-forming processes versus the lowland relief of Poland and hydrological changes in the Postglacial period. *Quaestiones Geographicae* 17/18: 95-100.

10. Verzeichnis der Tabellen und Abbildungen

Tabellen

Tab. 1: Beckenprozesse des Spätpleistozäns bis Frühholozäns in den Untersuchungsgebieten im nördlichen Mecklenburg-Vorpommern.	141
Tab. 2: Relief- und Gewässernetzentwicklung im Jungmoränengebiet von Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern.	171

Abbildungen

Abb. 1: Geologie im nordöstlichen Mecklenburg-Vorpommern.	10
Abb. 2: Paläotemperaturentwicklung in Mitteleuropa und Südkandinavien.	15
Abb. 3: Übersicht zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung des Spätpleistozäns und Frühholozäns in Mecklenburg-Vorpommern.	17
Abb. 4: Deglaziation von Mittel- und Nordeuropa in Radiokarbon-Jahren BP.	18
Abb. 5: Paläogeographische Entwicklung während des Spätpleistozäns und Frühholozäns im Gebiet der südlichen Ostsee.	19
Abb. 6: Räumliche Verteilung von Radiokohlenstoffdaten des Spätpleistozäns und Frühholozäns in Mecklenburg-Vorpommern und benachbarten Gebieten.	21
Abb. 7: Zeitliche Verteilung der Radiokohlenstoffdaten.	22
Abb. 8: Fazielle Verteilung der plausiblen und fraglichen Radiokohlenstoffdaten zwischen 16000 und 8000 BP.	23
Abb. 9: Weichselglazialer Eisabbau in Mitteleuropa und Südkandinavien.	26
Abb. 10: Radiokohlenstoffdaten aus spätpleistozänen Beckensequenzen in Mecklenburg-Vorpommern.	27
Abb. 11: Quartäre Ablagerungen im Schnitt Zarrendorf-Endinger Bruch-Schuenhagen.	29
Abb. 12: Bohr- und Aufschlußpunkte sowie Topographie im Endinger Bruch.	31
Abb. 13: Geologische Schnitte und analysierte Einzelprofile im Endinger Bruch.	32
Abb. 14: Geologie im Kartiergebiet Endinger Bruch.	34
Abb. 15: Böden im Kartiergebiet Endinger Bruch.	35
Abb. 16: Vergleich der geologischen Alt- und Neubearbeitung des Kartiergebietes Endinger Bruch.	36
Abb. 17: Geologisch-geomorphologische Strukturen und archäologische Fundplätze im Kartiergebiet Endinger Bruch.	36
Abb. 18: Geologische Schnitte durch das Endinger Bruch.	37
Abb. 19: Sortierung nach TRASK von Sedimenten aus dem Endinger Bruch.	38
Abb. 20: Fundplatz Endingen VI. Stratigraphie des Fundplatzes.	40
Abb. 21: Fundplatz Endingen VI. Bohrungen, Sondierungen, Schnittspuren und spätglaziale Muddeareale.	41
Abb. 22: Fundplatz Endingen VI. Sondierungen.	42
Abb. 23: Fundplatz Endingen VI. Geologische Schnitte.	43
Abb. 24: Fundplatz Endingen VI. Analyse der Profile VI/S1, VI/S4 und VI/S23.	45

Abb. 25: Fundplatz Endingen VI. Radiokarbondatierungen und Palynostratigraphie der Organo-Silikatmudde in Profil VI/S1.	46
Abb. 26: Fundplatz Endingen VI. Modell zur Landschaftsentwicklung.	48
Abb. 27: Topographie im Bereich des Fundplatzes Nienhagen.	49
Abb. 28: Fundplatz Nienhagen. Schnitt Bohrungen 1-17.	50
Abb. 29: Fundplatz Nienhagen. Profil 1.	50
Abb. 30: Fundplatz Nienhagen. Profil 5.	51
Abb. 31: Fundplatz Nienhagen. Analyse von Bohrung 14 aus Profil 5.	52
Abb. 32: Fundplatz Nienhagen. Schnitt Profil 1-5.	53
Abb. 33: Topographie von Fundplatz Endingen V.	55
Abb. 34: Schnitt Endingen Fundplatz V.	56
Abb. 35: Fundplatz Endingen V. Sondierung V/S1.	56
Abb. 36: Fundplatz Endingen V. Sondierung V/S2.	57
Abb. 37: Fundplatz Endingen V. Sondierung V/S3.	59
Abb. 38: Fundplatz Endingen V. Analyse der Profile V/S1, V/S2 und V/S3.	60
Abb. 39: Schnitt Endingen Fundplatz IV.	61
Abb. 40: Fundplatz Endingen IV. Analyse von Profil Endinger Bruch 2.	62
Abb. 41: Schnitt Endingen Fundplatz I.	63
Abb. 42: Schnitt Endingen Fundplatz II.	64
Abb. 43: Fundplatz Endingen II. Analyse von Profil Endinger Bruch 148.	65
Abb. 44: Analyse von Profil Hoher Birkengraben.	66
Abb. 45: Datierte Profile aus dem Endinger Bruch.	69
Abb. 46: Wasserspiegelentwicklung im Endinger Bruch.	70
Abb. 47: Uferlinien- und Wasserspiegelentwicklung von Paläoseen im Endinger Bruch.	73
Abb. 48: Modell der geologisch-geomorphologischen und archäologischen Entwicklung im Endinger Bruch.	75
Abb. 49: Einzugsgebiet der Barthe mit geologischen Schnitten.	77
Abb. 50: Gefällekurve, Rinnenbasis und hydrologische Parameter der Barthe.	78
Abb. 51: Der tiefere Untergrund im Bereich des Barthetales.	79
Abb. 52: Geologische Schnitte durch das Barthetal.	80, 81
Abb. 53: Aufnahme von Aufschlüssen an Prallhängen der Barthe.	82
Abb. 54: Analyse der Profile Hövet 2/1, Löbnitz 2 und Redebas 5.	83
Abb. 55: Geologie im Bereich der westvorpommerschen Boddenlandschaft.	90
Abb. 56: Ältere stratigraphische Modelle für die Barther Heide, den Altdarß, das Fischland und die Rostocker Heide.	92
Abb. 57: Bohr- und Aufschlußpunkte, Schnittspur sowie Höhenlinien im Kartiergebiet Hermannshagen-Heide.	95
Abb. 58: Geologie im Kartiergebiet Hermannshagen-Heide.	98
Abb. 59: Böden im Kartiergebiet Hermannshagen-Heide.	99

Abb. 60: Geologischer Schnitt durch das Kartiergebiet Hermannshagen-Heide.	100
Abb. 61: Aufschluß im Topbereich einer Kuppe (Profil Barther Heide 20).	100
Abb. 62: Aufschlußaufnahme der Profile Barther Heide 151, 37 und 32.	101
Abb. 63: Analyse von Profil Barther Heide 151.	101
Abb. 64: Analyse von Profil Barther Heide 37.	102
Abb. 65: Analyse von Profil Barther Heide 32.	103
Abb. 66: Geologische Schnitte aus dem Ostteil der Barther Heide.	104
Abb. 67: Bohr- und Aufschlußpunkte, Schnittspuren sowie Höhenlinien im Kartiergebiet Prerower Torfmoor.	106
Abb. 68: Geologie und Böden im Prerower Torfmoor.	107
Abb. 69: Vereinfachte geologische Schnitte durch das Prerower Torfmoor.	108
Abb. 70: Geologisch-bodenkundlicher Schnitt durch die Parabeldüne nördlich des N-Gestells.	109
Abb. 71: Analyse von Profil ADP (Prerower Torfmoor).	109
Abb. 72: Aufschlußaufnahme der Profile Altdarß 1, 4 und 5.	110
Abb. 73: Analyse von Profil Altdarß 5.	111
Abb. 74: Analyse von tieferen Bohrungen auf dem Altdarß.	113
Abb. 75: Analyse von Profil Altdarß 1.	114
Abb. 76: Holzstrukturen einer begrabenen Oberfläche im Bereich von Profil Altdarß 1.	115
Abb. 77: Analyse von Profil Altdarß 2.	116
Abb. 78: Analyse von Profil Altdarß 4.	117
Abb. 79: Kliffprofil des Fischlandes zwischen Wustrow und Ahrenshoop.	119
Abb. 80: Aufschlußskizze im Bereich der Südlichen Althäger Sandmulde anhand einer fotografischen Panorama-Aufnahme.	120
Abb. 81: Profilabschnitte SASM 1a-c.	121
Abb. 82: Analyse von Profil SASM.	123
Abb. 83: Beckenmodellierung für den Bereich Barther Heide-Darß-Zingst.	125
Abb. 84: Sortierung nach TRASK von Sedimenten aus der Barther Heide, vom Altdarß und vom Fischland.	127
Abb. 85: Geologische Schnitte im Bereich Fischland-Darß-Zingst-Barther Heide.	129
Abb. 86: Profile mit spätglazialen begrabenen Mudden, Torfen und Böden aus der Barther Heide, vom Altdarß und vom Fischland.	131
Abb. 87: Landschaftsgenetische Catena für den Altdarß.	132
Abb. 88: OSL-Datierungen der Profile Altdarß 1, 4 und 5.	134
Abb. 89: Dünen in der Barther Heide sowie auf dem Alt- und Neudarß.	135
Abb. 90: Modell der geologisch-geomorphologischen Entwicklung im Bereich Barther Heide-Altdarß-Neudarß.	138
Abb. 91: Profile mit limnischen Sequenzen des Spätpleistozäns und Holozäns in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg.	144

Abb. 92: Limnische Profile - Bearbeitungs- bzw. Veröffentlichungsjahre.	145
Abb. 93: Befunde zu toteisbedingten Lagerungsstörungen von Sedimenten aus Becken in Mecklenburg-Vorpommern und Nordwestpolen.	148, 149
Abb. 94: Glazilimnische Großbecken in Mecklenburg-Vorpommern.	151
Abb. 95: Tiefe Profile aus glazilimnischen Großbecken in Mecklenburg-Vorpommern.	153
Abb. 96: Profile aus Seen und Paläoseen in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg.	157
Abb. 97: Beginn der limnisch-telmatischen Sedimentation und des Torfwachstums in Seen und Paläoseen Mecklenburg-Vorpommerns und Nordbrandenburgs.	158
Abb. 98: Zeitliche Verteilung von Sedimenttypen in Seen und Paläoseen Mecklenburg-Vorpommerns und Nordbrandenburgs.	159
Abb. 99: Torfe und Feuchtböden aus den Basisbereichen von Seen in Mecklenburg.	160
Abb. 100: Profile aus Paläokleinseen in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg.	162
Abb. 101: Beginn der limnisch-telmatischen Sedimentation und des Torfwachstums in Paläokleinseen Mecklenburg-Vorpommerns und Nordbrandenburgs.	163
Abb. 102: Modell zur Entwicklung von Flußtäälern im Nordosten von Mecklenburg-Vorpommern.	165
Abb. 103: Komplex stratigraphisch untersuchte spätpaläolithische und frühmesolithische Fundplätze in Mecklenburg-Vorpommern.	166
Abb. 104: Stratigraphie spätpaläolithischer Fundplätze in Mecklenburg-Vorpommern.	167
Abb. 105: Stratigraphie frühmesolithischer Fundplätze in Mecklenburg-Vorpommern.	169

Anhang

Verzeichnis der Tafeln

Taf. 1: Landschaftsfotos vom Endinger Bruch und Umgebung.	3
Taf. 2: Fotos der Profile Endinger Bruch VI/S1, Endinger Bruch 2 und Nienhagen 5.	4
Taf. 3: Landschaftsfotos von der Barthe.	5
Taf. 4: Landschaftsfoto vom Kartiergebiet Hermannshagen-Heide und Fotos der Profile Barthetal Hövet 2/1 sowie Barther Heide 37 und 151.	6
Taf. 5: Fotos der Profile Barther Heide 32 und 19.	7
Taf. 6: Landschaftsfotos vom Kartiergebiet Prerower Torfmoor und vom Übergang Altdarß/Neudarß sowie Fotos der Profile Barther Heide 9 und 147.	8
Taf. 7: Fotos der Profile Altdarß 5, Prerower Torfmoor 35 und Altdarß-Großer Stern.	9
Taf. 8: Fotos von Profil Altdarß 1.	10
Taf. 9: Fotos von den Profilen Altdarß 2, 3 und 4.	11
Taf. 10: Landschafts- und Profilfotos von der Südlichen Althäger Sandmulde sowie Fotos vom Kliffprofil der Rostocker Heide.	12
Taf. 11: Archäologische Funde von Fundplatz Endingen VI.	13
Taf. 12: Archäologische Funde von Fundplatz Endingen VI.	14
Taf. 13: Archäologische Funde von Fundplatz Nienhagen.	15
Taf. 14: Archäologische Funde von Fundplatz Endingen V.	16
Taf. 15: Archäologische Funde von Fundplatz Endingen V.	17
Taf. 16: Archäologische Funde von Fundplatz Endingen V.	18
Taf. 17: Archäologische Funde von Fundplatz Endingen V.	19
Taf. 18: Archäologische Funde von Fundplatz Endingen IV.	20
Taf. 19: Pollendiagramme Barther Heide 151 und Barther Heide 37.	21
Taf. 20: Pollendiagramme Barther Heide 32 und Barther Heide 9.	22
Taf. 21: Pollendiagramme Altdarß 2 und Südliche Althäger Sandmulde.	23

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1: Radiokohlenstoffdaten der analysierten Profile.	24
Tab. 2: Radiokohlenstoffdaten des Pleistozäns und Frühholozäns aus Mecklenburg-Vorpommern und angrenzenden Gebieten.	25
Tab. 3: Profile mit limnischen Sequenzen des Spätpleistozäns und Holozäns in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg.	29
Tab. 4: Substrate und ihre Abkürzungen für die geologisch-bodenkundliche Kartierung.	31
Tab. 5: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Endinger Bruch Fpl. VI/S1.	32
Tab. 6: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Endinger Bruch Fpl. VI/S4.	33
Tab. 7: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Endinger Bruch Fpl. VI/S23.	34
Tab. 8: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Endinger Bruch Fpl. V/S1.	35

Tab. 9: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Endinger Bruch Fpl. V/S2.	36
Tab. 10: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Endinger Bruch Fpl. V/S3.	37
Tab. 11: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Endinger Bruch 2 (Fpl. IV).	38
Tab. 12: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Endinger Bruch 148 (Fpl. II).	39
Tab. 13: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Barthetal Hövet 2/1.	40
Tab. 14: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Barthetal Redebas 1/5.	41
Tab. 15: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Barthetal Löbnitz 2.	42
Tab. 16: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Barther Heide 32.	43
Tab. 17: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Barther Heide 37.	44
Tab. 18: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Barther Heide 151.	45
Tab. 19: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Altdarß 1.	46
Tab. 20: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Altdarß 2.	47
Tab. 21: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Altdarß 4.	48
Tab. 22: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Altdarß 5.	49
Tab. 23: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Altdarß 6.	50
Tab. 24: OSL-Datierungen der Profile Altdarß 1, 4 und 5.	51

Tafel 1



Taf. 1a: Blick auf das Endinger Bruch und Umgebung von Osten (Schrägluftaufnahme).



Taf. 1b: Blick auf das Endinger Bruch von Südosten (Schrägluftaufnahme). Der Pfeil markiert Fpl. VI („Riesenhirschfundstelle“).



Taf. 1c: Waldfreier Bereich im Endinger Bruch mit Schilfried.

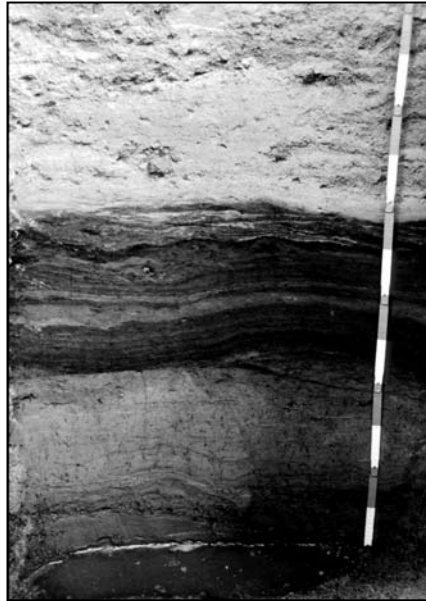


Taf. 1d: Alter Eichen- und Buchenbestand im Endinger Bruch.

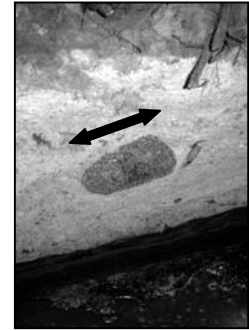
Tafel 2



Taf. 2a: Profil Endinger Bruch VI/S1.



Taf. 2b: Profil VI/S1, Muddelage.



Taf. 2c: Profil VI/S1, Block in sandig-kiesiger Matrix (Maßstab: ca. 25 cm).



Taf. 2d: Profil Endinger Bruch 2.



Taf. 2e: Profil Endinger Bruch 2, Muddelage.



Taf. 2f: Profil Nienhagen 5, SE-NW-Wand Einfallen der Schichten ca. 20° nach NW, 1 = Mude und Torf des Alleröds, 2 = Mude und Sand der Dryas-III, 3 = Torf des Präboreals und Boreals, 4 = Sand des Atlantikums.

Tafel 3



Taf. 3a: Barthelauf bei Hövet, Blick von Südosten (Schrägluftaufnahme). Flußabschnitt in naturnahem Zustand.



Taf. 3b: Barthelauf zwischen Divitz und Wobbelkow, Blick von Nordwesten (Schrägluftaufnahme). Ausgebauter Flußabschnitt.



Taf. 3c: Barthelauf zwischen Divitz und Barth, Blick von Süden (Schrägluftaufnahme). Der Fluß ist ausgebaut und eingedeicht.



Taf. 3d: Fördenartige Flußmündung der Barthe bei Barth, Blick von Südosten (Schrägluftaufnahme). Im Hintergrund der Bodstedter Bodden und der Darß.

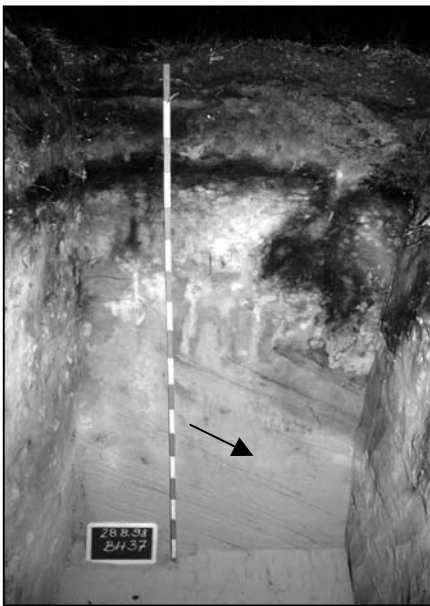
Tafel 4



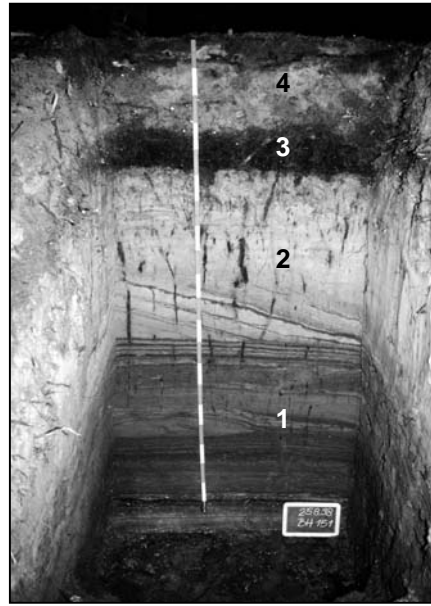
Taf. 4a: Profil Hövet 2/1 (oberer Teil),
1 = fluvialer Sand, 2 = Auensand & -schluff.



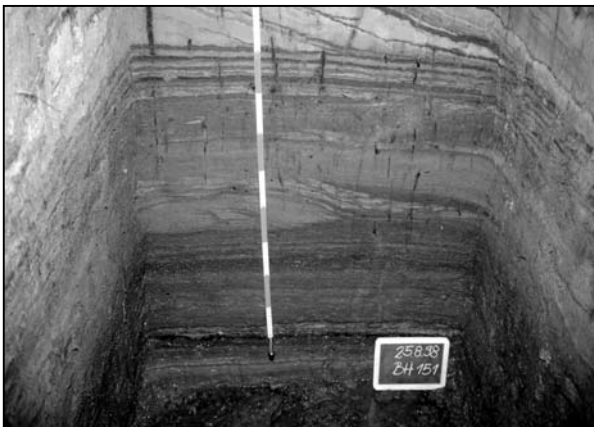
Taf. 4b: Kartiergebiet Hermannshagen-Heide in der
Barther Heide von Norden (Schrägluftaufnahme).



Taf. 4c: Profil Barther Heide 37 (ob. T.,
basal Einfallen der Flugsande nach SE).



Taf. 4d: Profil Barther Heide 151,
1 = Mudden des älteren Spätglazials,
2 = Flugsande der Dryas-III,
3 = Torf des Holozäns,
4 = anthropogene Aufschüttung.

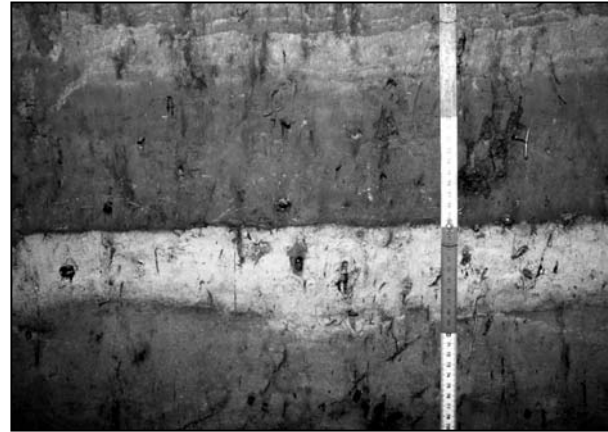


Taf. 4e: Profil Barther Heide 151,
spätglazialer Muddekomplex mit
Übergang zum hangenden Flugsand.

Tafel 5



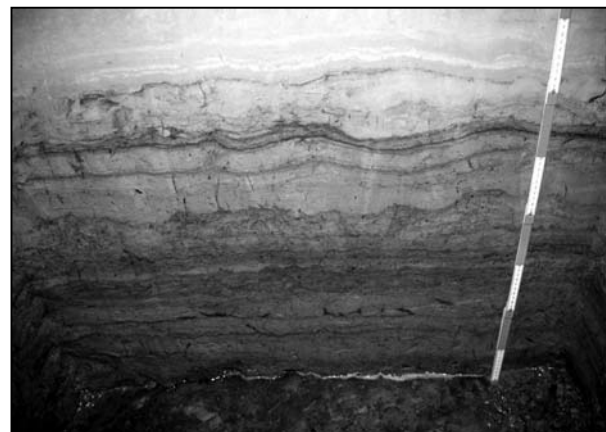
Taf. 5a: Profil Barther Heide 32,
1 = glazilimnischer Sand,
2 = Kalkmudde des Alleröds,
3 = Silikatmudde der Dryas-III,
4 = limnischer Sand der Dryas-III.



Taf. 5b: Profil Barther Heide 32, Kalkmudde.



Taf. 5c: Profil Barther Heide 19,
1 = Mudden des älteren Spätglazials,
2 = Flugsand der Dryas-III.



Taf. 5d: Profil Barther Heide 19,
Sandmudde des älteren Spätglazials.

Tafel 6



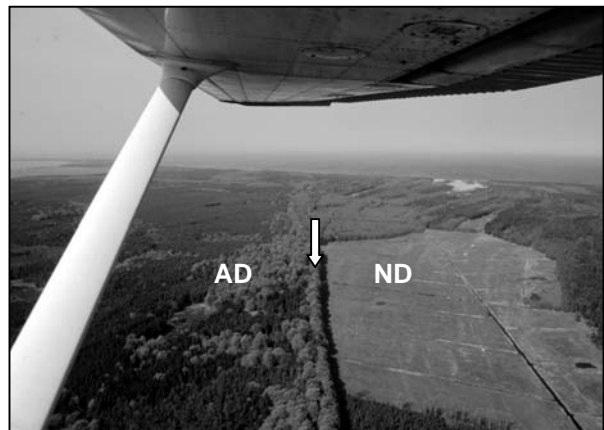
Taf. 6a: Profil Barther Heide 9 (ob. T.), spätglaziale Mudde unter Flugsand.



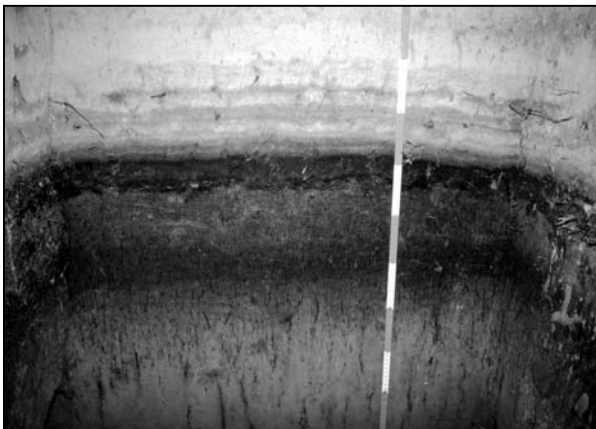
Taf. 6d: Kartiergebiet Prerower Torfmoor auf dem Altdarß von Süden (Schrägflugaufnahme). Im Hintergrund die Ostsee und Darßer Ort. Der Pfeil markiert die Lage des Pollendiagramms ADP.



Taf. 6b: Profil Barther Heide 147, von holozänen Flugsanden begrabener Podsol-Gley.

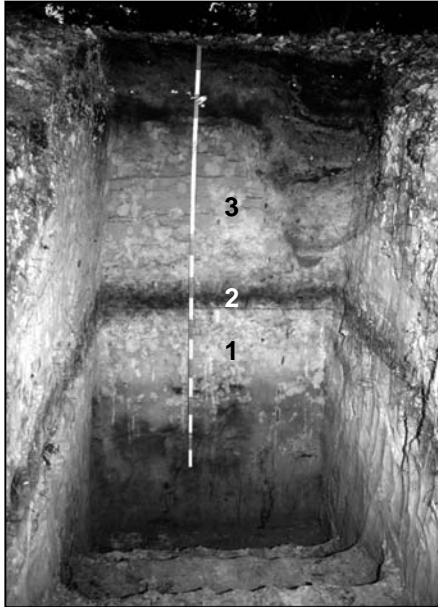


Taf. 6e: Grenze Altdarß zu Neudarß mit dem fossilen Altdarßkliff von Nordosten (Pfeil = Kliff; Schrägflugaufnahme). Rechts die Buchhorster Maase, im Hintergrund die Ostsee.

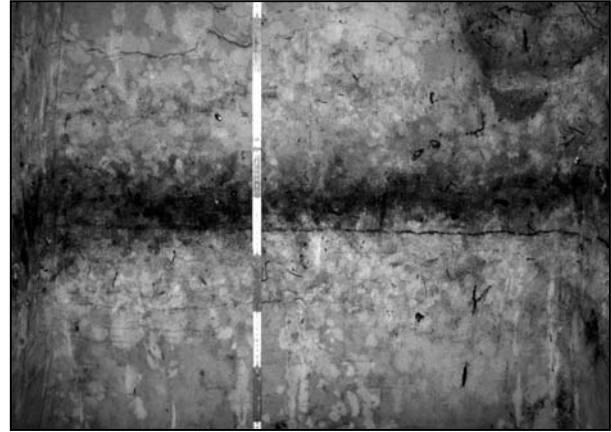


Taf. 6c: Profil Barther Heide 147, begrabener Podsol-Gley.

Tafel 7



Taf. 7a: Profil Altdarß 5,
1 = glazilimnischer Sand,
2 = begrabener Boden (fAeh),
3 = Flugsand mit Podsol.



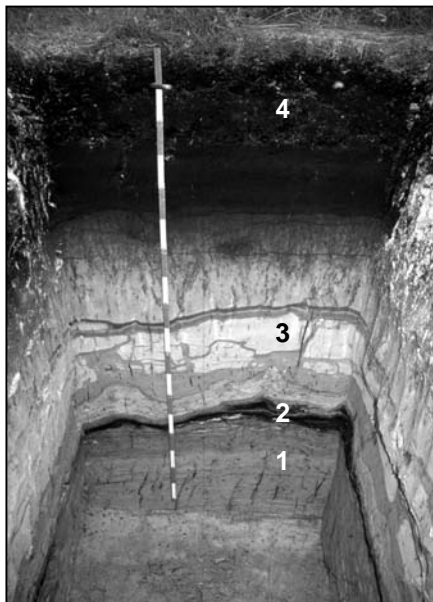
Taf. 7b: Profil Altdarß 5, begrabener Boden (fAeh).



Taf. 7c: Profil Prerower Torfmoor 35,
1 = begrabener Podsol-Gley,
2 = holozäner Niedermoortorf.



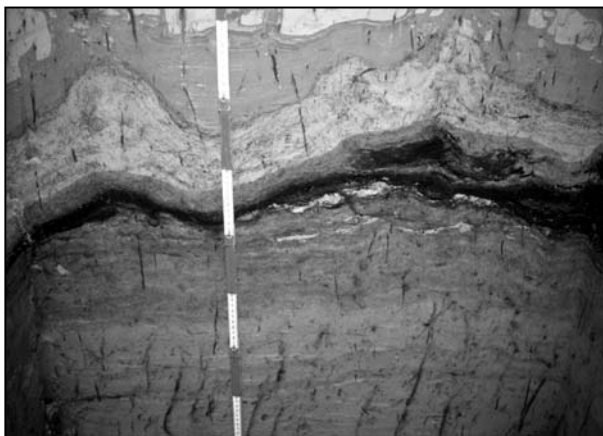
Taf. 7d: Profil Altdarß-Großer Stern.
Typische Podsolausprägung auf dem
Altdarß.



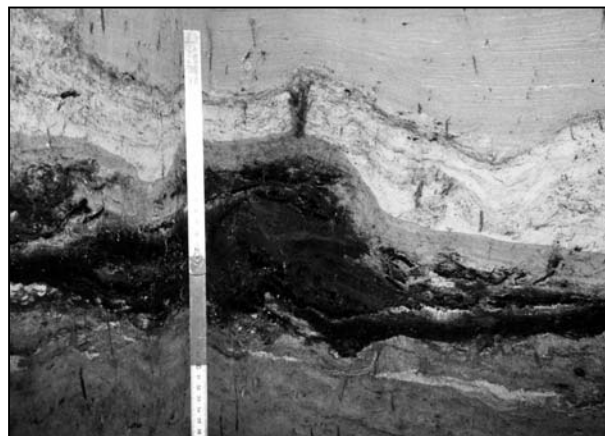
Taf. 8a: Profil Altdarß 1,
1 = glazilimnischer Sand,
2 = begrab. spätglazialer Boden („fOh“),
3 = Flugsand der Dryas-III,
4 = mächtiger Rohhumus üb. Podsol-Gley.



Taf. 8b: Planum im Bereich Profil Altdarß 1.
Die Pfeile markieren ein zusammen-
gehörendes Stück Holz.



Taf. 8c: Profil Altdarß 1. Begrabener spätglazialer Boden („fOh“).



Taf. 8d: Profil Altdarß 1. Holzstück in begrabener spätglazialer Bodenbildung („fOh“).

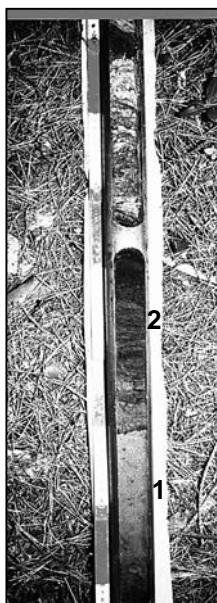
Tafel 9



Taf. 9a: Profil Altdarß 4,
1 = glazilimnischer Sand,
2 = spätglazialer Boden (fAeh),
3 = Flugsand der Dryas-III,
4 = Relikt-Gley-Podsol mit
Rohhumus.



Taf. 9b: Profil Altdarß 4, spätglazialer Boden (fAeh).



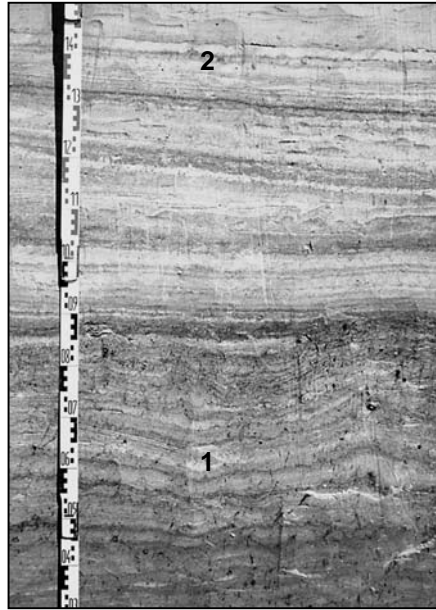
Taf. 9c (links): Profil Altdarß 2,
Rammkernsondierung,
1 = glazilimnischer Sand,
2 = spätglazialer Torf und Sand-
mudde (240-263 cm u.GOF).

Taf. 9d (rechts): Profil Altdarß 3,
Rammkernsondierung,
1 = spätglaziale Sandmudde (265-293 cm u.GOF),
2 = Flugsand der Dryas-III.

Tafel 10



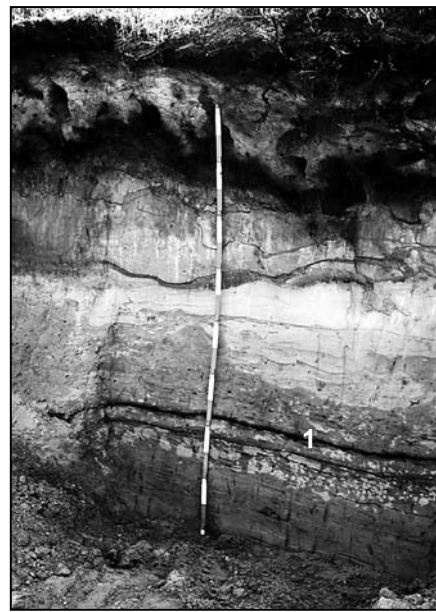
Taf. 10a: Kliffabschnitt im Bereich Profil SASM (Pfeil) auf dem Fischland von Nordosten (Schrägluftaufnahme).



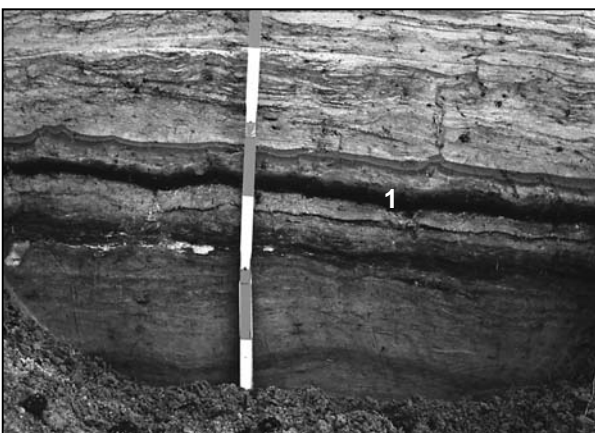
Taf. 10b: Profil SASM,
1 = spätglaziale Sandmudde,
2 = limnischer Sand der Dryas-III.



Taf. 10c: Sandmudde im Profil SASM, Lackprofil von A. O. Ludwig (1960er Jahre, Inst. f. Geol. Wiss. Univ. Greifsw.).

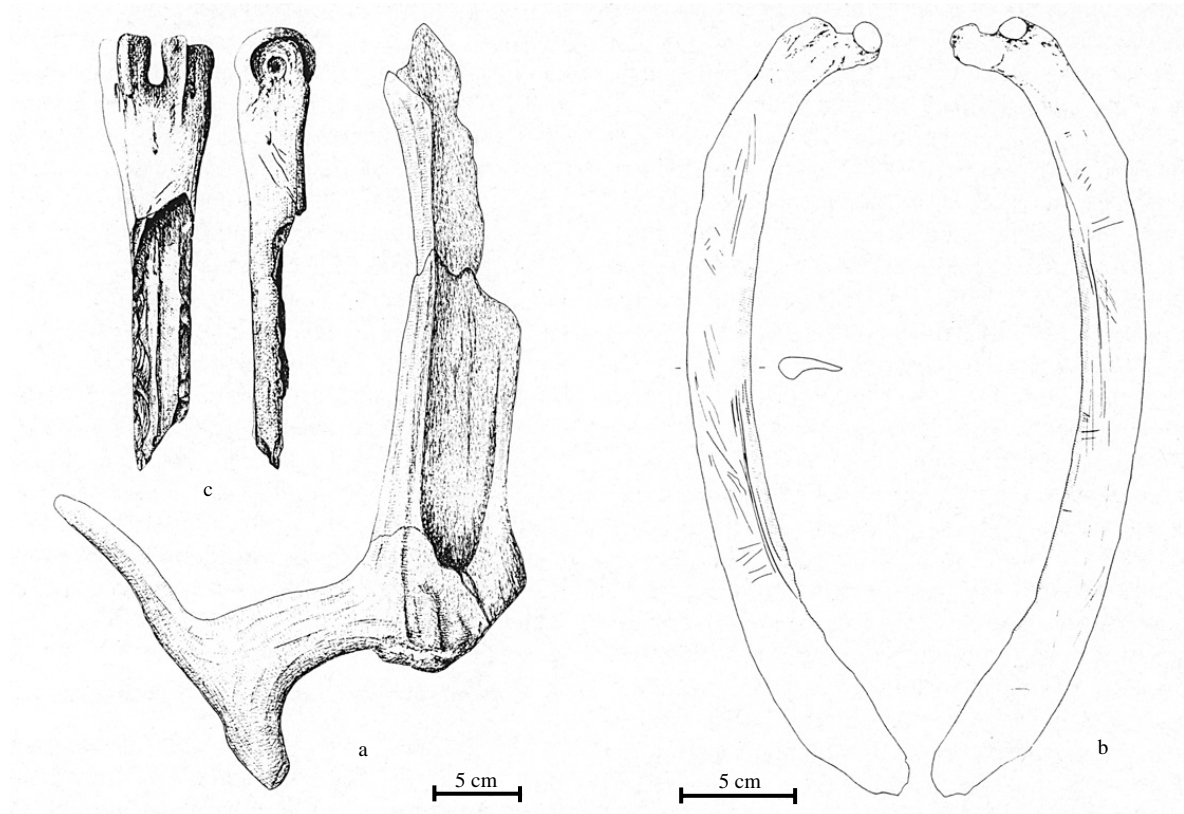


Taf. 10d: Profil am Kliff der Rostocker Heide (Höhe Wietort),
1 = spätglazialer Boden.

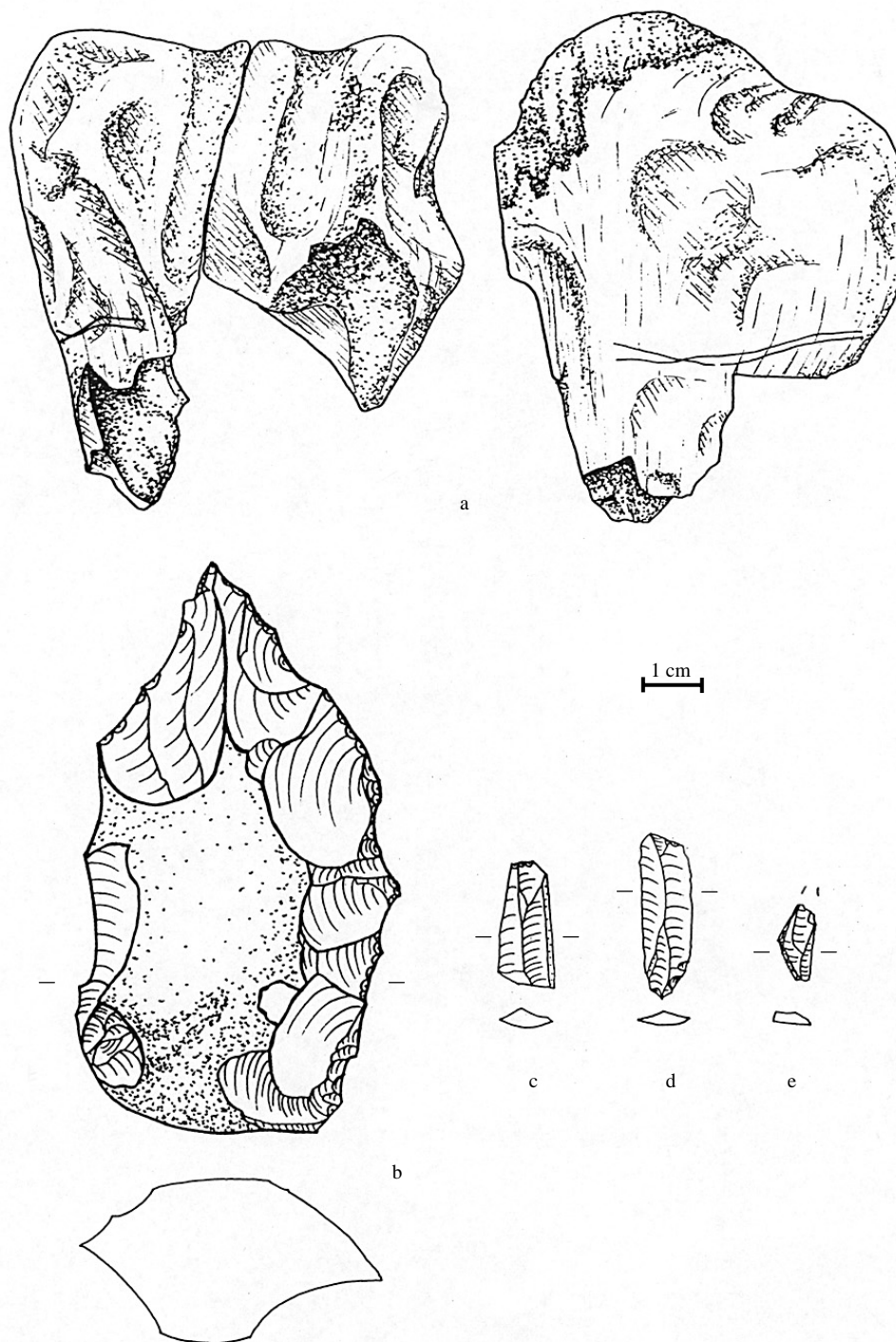


Taf. 10e: Profil am Kliff der Rostocker Heide (Detail),
1 = spätglazialer Boden.

Tafel 11

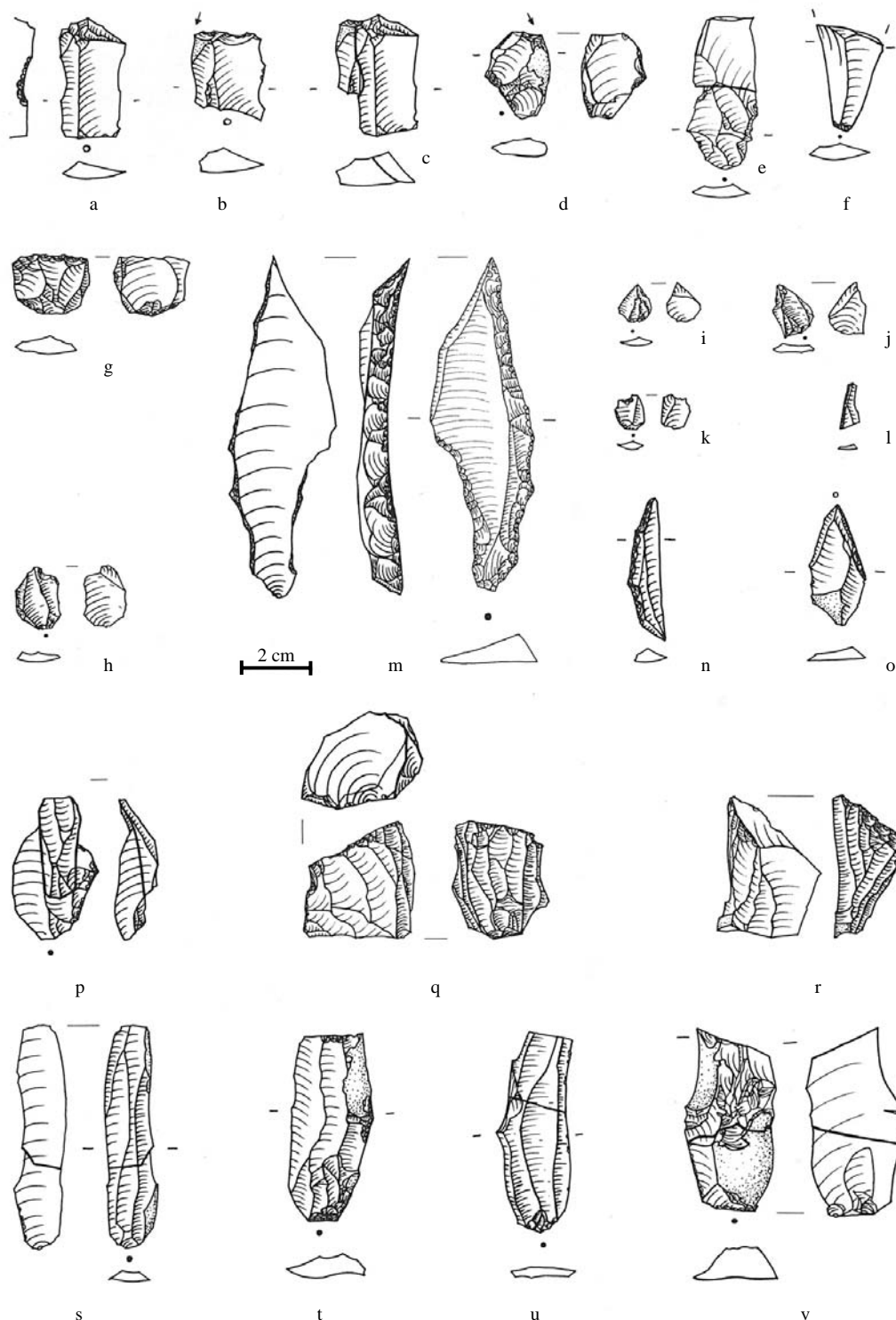


Taf. 11: Fundplatz Endingen VI („Riesenhirschfundstelle“), spätpaläolithische Artefakte.
a = Riesenhirschgeweihrest mit Spuren der Spangewinnung;
b = angeschärfte Pferderippe mit Schnittspuren;
c = Elchknochen mit Schlagmarken und Schnittspuren
(Quelle: Kaiser et al. 1999).



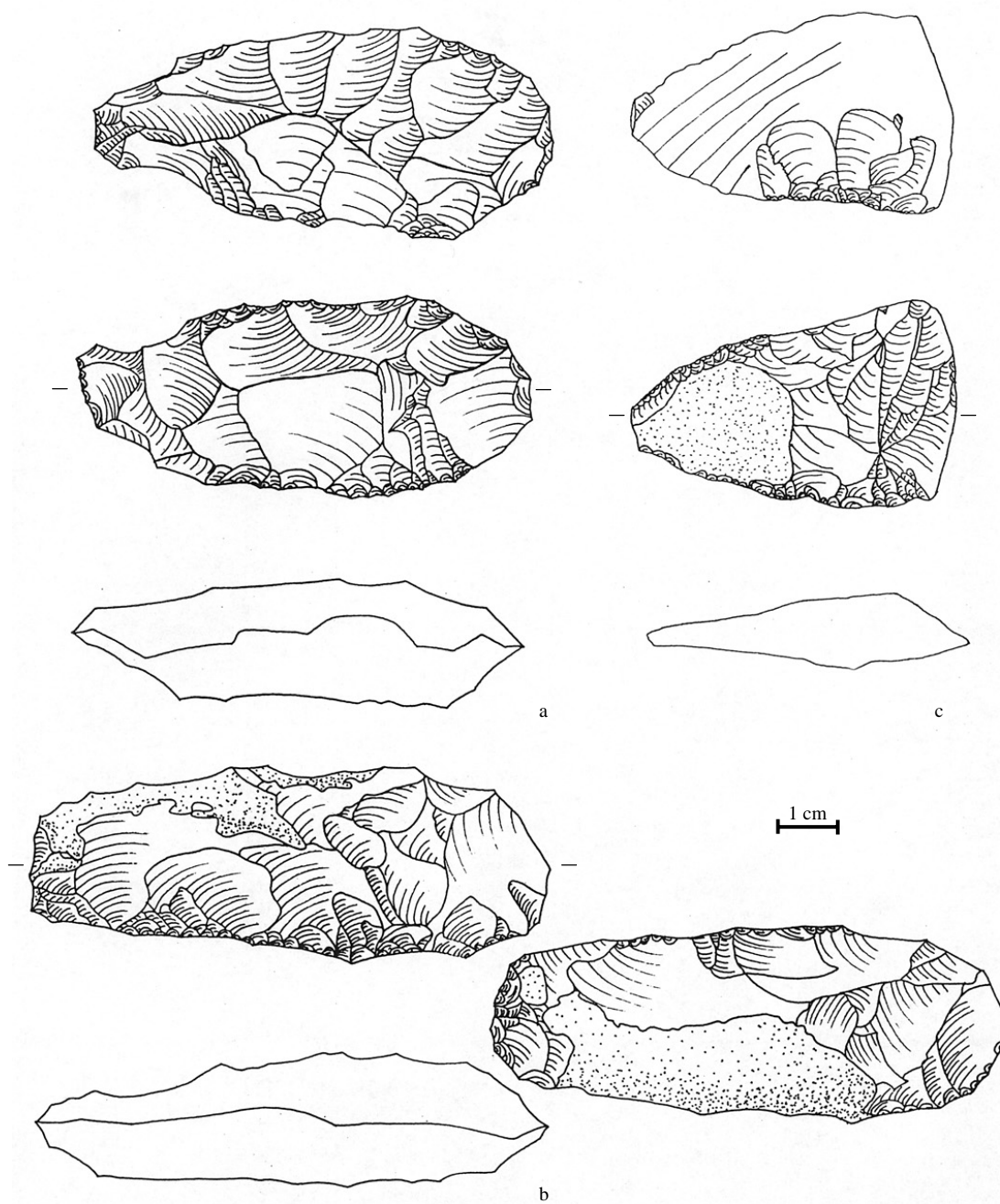
Taf. 12: Fundplatz Endingen VI, mesolithische Artefakte.
a = Epiphyse eines großen Cerviden mit Schnittspuren (wahrscheinlich Rothirsch, Bestimmung: M. Street/Monrepos); *b* = pickelartiges Kerngerät; *c* = endretuschierte Lamelle; *d* = Lamelle; *e* = Fragment eines ungleichschenkligen Dreiecks (Quelle: Kaiser & Terberger 1998).

Tafel 13

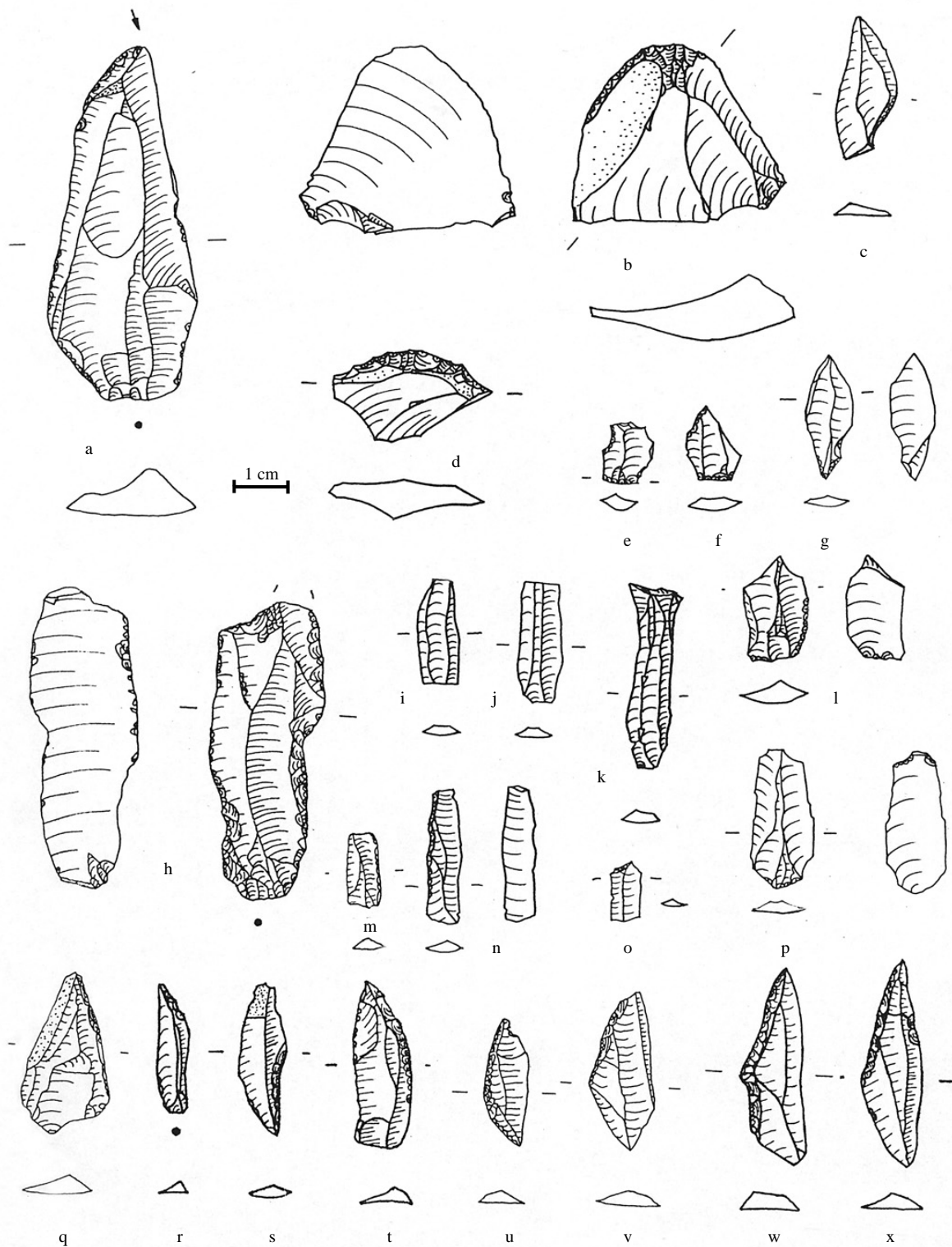


Taf. 13: Fundplatz Nienhagen, spätpaläolithische Artefakte.
e-f, s-v = Klingensfragmente; b, d = Stichel; c, p = aufeinandergesetzte Grundformen; g = ausgesplittertes Stück; h-k = Kerbreste; l = Mikrolithenfragment; m = Lyngbyspitze; n = rückengestumpfte Spitze; o = Zonhovenspitze; q = Kern; r = Abschlag von Kern (Quelle: Kaiser & Terberger 1996).

Tafel 14

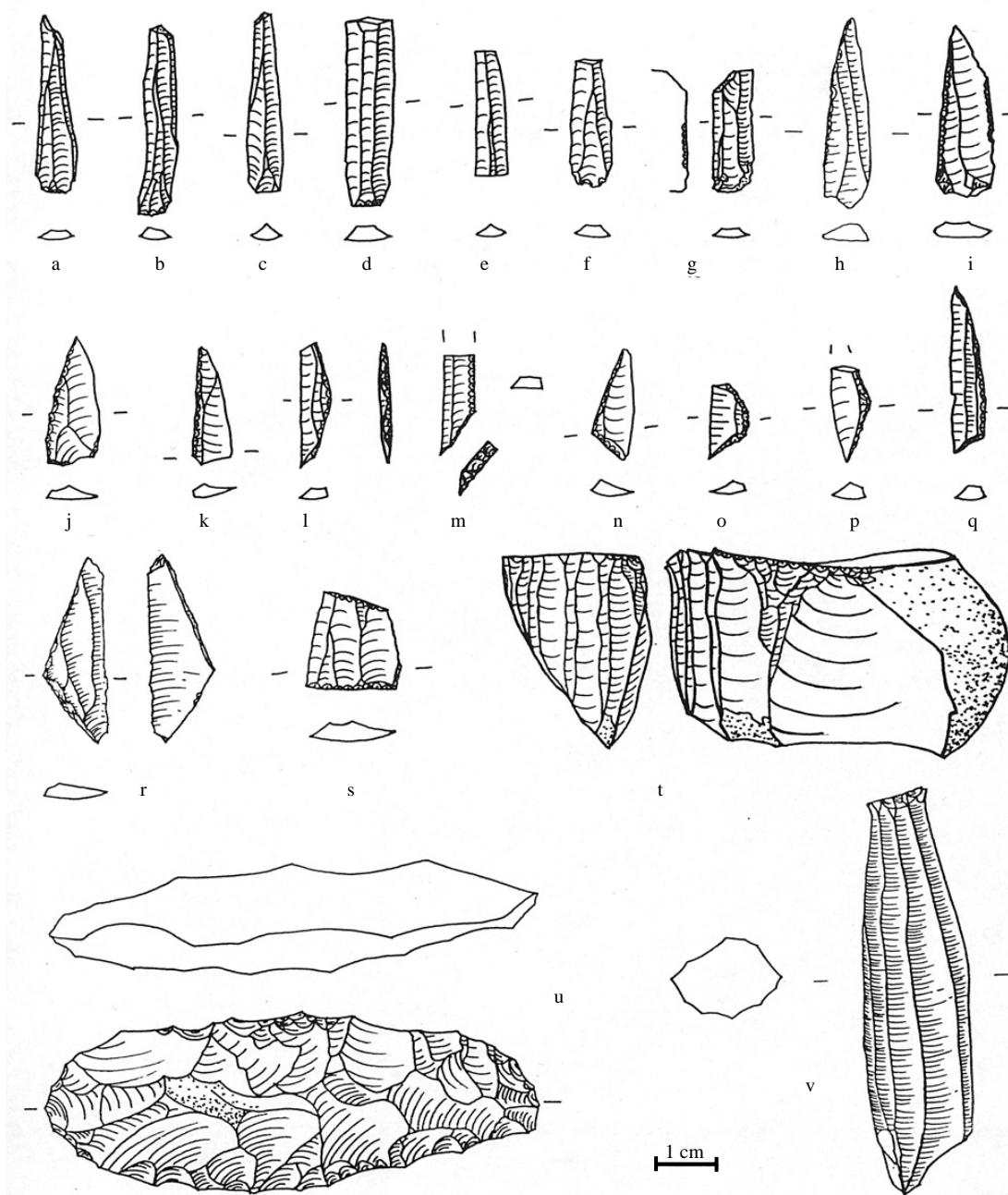


Taf. 14: Fundplatz Endingen V, mesolithische Artefakte.
a, b = Kernbeile; c = Scheibenbeil (Quelle: Kaiser & Terberger 1998).



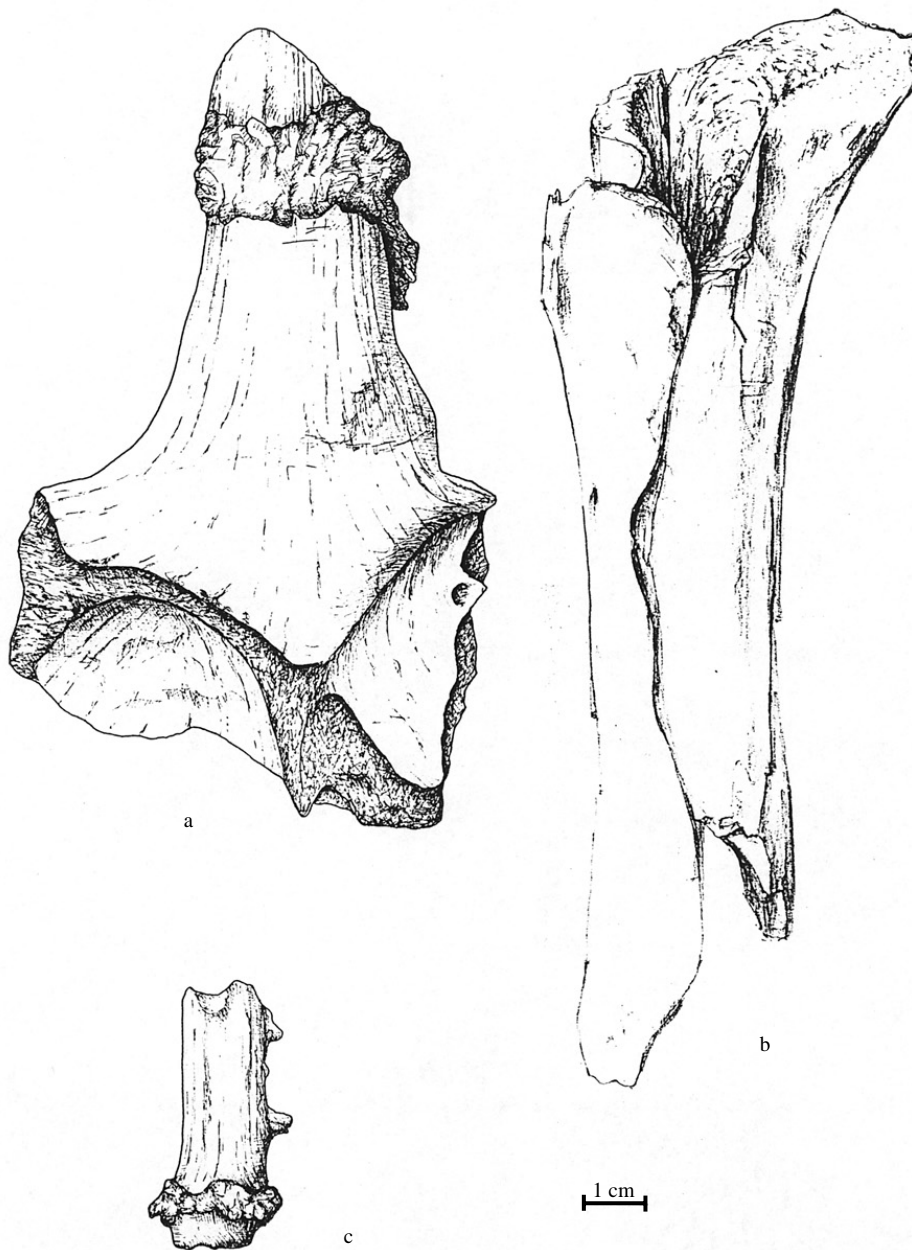
Taf. 15: Fundplatz Endingen V, mesolithische Artefakte.

a = Stichel; b = Kratzer; c, g, l = Kerbreste; d = retuschierter Abschlag; e, p = retuschiertes Lamellenfragment; f = basisretuschierte Spitze?; h = lateralretuschierte Klinge; i-k = Lamellen; m, n = Rückenmesser; o = endretuschierte Lamelle; q = einfache Spitze?; r, t, v-x = einfache Spitze; s = Bohrer?; u = ungleichschenkliges Dreieck? (Quelle: Kaiser & Terberger 1998).

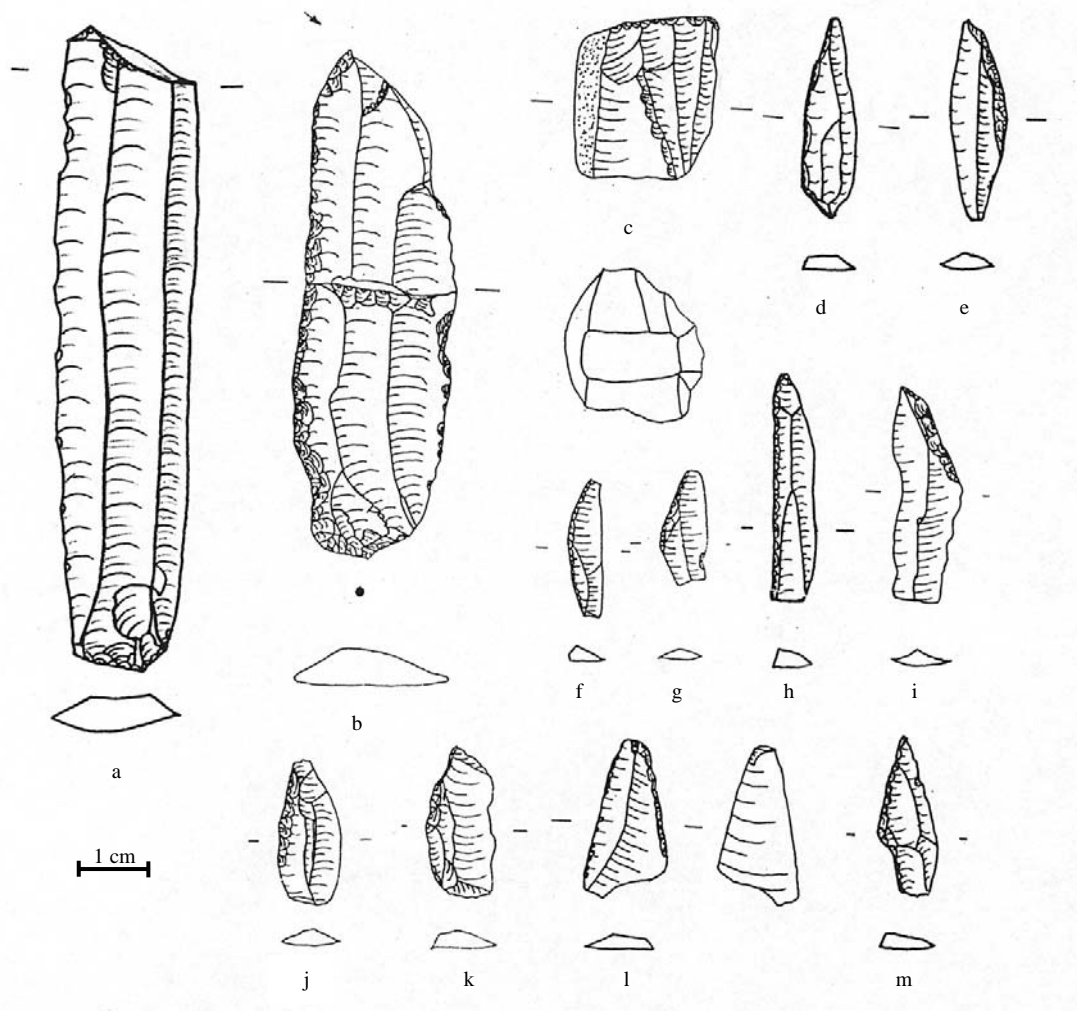


Taf. 16: Fundplatz Endingen V, mesolithische Artefakte.

a-f = Mikroklingen; g-i = einfache Spitzen; j = basisretuschierte Spitze; k = Fragment einfache Spitze/Dreieck; l, m, p, q = langschmale Dreiecke; n, o = ungleichschenklige Dreiecke; r = gleichschenkliges Dreieck; s = Trapez; t, v = Mikroklingenkerne; u = Kernbeil
 (Quelle: Kaiser & Terberger 1998).



Taf. 17: Fundplatz Endingen V, mesolithische Artefakte.
a = Fragment eines Craniums mit Geweihansatz vom Elch mit Schnittspuren;
b = aufgespaltener Röhrenknochen eines Cerviden mit Spaltmarke;
c = Fragment eines Rehgehörns (Quelle: Kaiser & Terberger 1998).



Taf. 18: Fundplatz Endingen IV, mesolithische Artefakte.
a = gebrochener Kratzer; *b* = Stichel; *c* = regelmäßiger Lamellenkern;
d = ungleichschenkliges Dreieck; *e-m* einfache Spitzen
 (Quelle: Kaiser & Terberger 1998).

Anhang-Tab. 1: Radiokohlenstoffdaten der analysierten Profile.

lfd. Nr.	Labor-Nr.	Proben-nehmer	Lokalität, Profil/Probe	¹⁴ C-Jahre BP	Material	konv/AMS	Datum plausibel?
1	Hv-20986	K. Kaiser	Endinger Bruch, VI/S1	13750 ± 510	Mudde	konv	nein
2	Hv-20987	K. Kaiser	Endinger Bruch, VI/S4	12360 ± 245	Holz	konv	ja
3	Hv-21684	K. Kaiser	Endinger Bruch, VI/S1	12335 ± 230	Mudde	konv	nein
4	UtC-6939	P. de Klerk	Endinger Bruch, VI/S1	11950 ± 70	Pflanzenreste	AMS	ja
5	UtC-6935	K. Kaiser	Endinger Bruch, EB 148	11930 ± 70	Holz	AMS	ja
6	Hv-21685	K. Kaiser	Endinger Bruch, VI/S1	11840 ± 410	Mudde	konv	nein
7	UtC-5681	T. Terberger	EB, Fpl. VI, Pferderippe	11830 ± 50	Knochen	AMS	ja
8	Hv-20985	K. Kaiser	Endinger Bruch, VI/S1	11685 ± 200	Mudde	konv	nein
9	UtC-6940	P. de Klerk	Endinger Bruch, VI/S1	11580 ± 70	Pflanzenreste	AMS	nein
10	UZ-3798	T. Terberger	EB, Fpl. VI, Riesenhirschgeweih	11555 ± 100	Knochen	AMS	ja
11	Hv-20635	K. Kaiser	Nienhagen 14	11115 ± 475	Mudde	konv	nein
12	Hv-20634	K. Kaiser	Endinger Bruch, EB 2	10785 ± 165	Mudde	konv	nein
13	UtC-5685	P. de Klerk	Endinger Bruch, HBG	10590 ± 70	Holzkohle	AMS	nein
14	Hv-20636	K. Kaiser	Nienhagen 14	10330 ± 70	Torf	konv	nein
15	UtC-5686	P. de Klerk	Endinger Bruch, HBG	10110 ± 70	Holzkohle	AMS	nein
16	UtC-6973	P. de Klerk	Endinger Bruch, VI/S4	9700 ± 200	Pflanzenreste	AMS	nein
17	UtC-10173	A. Kaffke	ADP	9480 ± 60	Pflanzenreste	AMS	ja
18	UtC-6935	K. Kaiser	Barthetal, Redebas 5	8840 ± 60	Holz	AMS	ja
19	Hv-22343	K. Kaiser	Barthetal, Hövet 2/1	7285 ± 130	Holz	AMS	ja
20	UtC-5683	P. de Klerk	Endinger Bruch, HBG	6463 ± 36	Holz	AMS	ja
21	UtC-6936	K. Kaiser	Barthetal, Löbnitz 2	6100 ± 50	Holz	AMS	ja
22	UtC-5684	P. de Klerk	Endinger Bruch, HBG	5650 ± 36	Holz	AMS	nein
23	UtC-10172	A. Kaffke	ADP	5011 ± 41	Pflanzenreste	AMS	ja
24	UtC-10171	A. Kaffke	ADP	3514 ± 40	Pflanzenreste	AMS	ja
25	UtC-10170	A. Kaffke	ADP	3059 ± 35	Pflanzenreste	AMS	nein
26	UtC-5682	P. de Klerk	Endinger Bruch, HBG	2154 ± 30	Holz	AMS	?

Anhang-Tab. 2: Radiokohlenstoffdaten des Pleistozäns und Frühholozäns aus Mecklenburg-Vorpommern und angrenzenden Gebieten.

Nr.	Labor-Nr.	14C-Alter BP	14C-Alter cal BP	$\delta^{13}C$ [‰]	Methode (Dat. Jahr)	Ort	Material	plausibel?	Quelle
176	Gd-7503	46500 ± 5000/3200	-	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	humoser Sand	?	Kramarska 1998
174b	Gd-9223	>45000	-	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	humoser Sand	?	Kramarska 1998
140	Bln-2001	45000	-	-	K (1978)	Ostsee, Arkona Becken	sandiger Torf	?	Görsdorf, unveröff.
11b	Bln-369	>40000	-	-	K (1969)	Rügen, Jasmund, Wissower Ufer	Schluffmudde	ja	Cepek 1975, Steinich 1992a
171	Gd-10180	>40000	-	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	Pflanzenreste	?	Kramarska 1998
11a	Bln-368	39700 ± 3000	-	-	K (1969)	Rügen, Jasmund, Wissower Ufer	Schluffmudde	ja	Cepek 1975, Steinich 1992a
11c	Bln-1386	38300 ± 5000	-	-	K (1975)	Rügen, Jasmund, Wissower Ufer	Holz	ja	Steinich 1992a
19a	T-8041A	35900 ± 460	-	-25,1	GPC	Rügen, Vitt, Kleiner Klüsser	Pflanzenreste	?	Steinich 1992a
149b	Hv-22402	35220 ± 850	-	-25,0	K	Vordarß, DA1-12	Holz	nein	Schumacher, unveröff.
159i	Gd-11378	>35400	-	-	K	Wolin, Grodno-Gosan	organisches Material	?	Borowka et al. 1999
173b	Gd-6572	34700 ± 1100	-	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	humoser Sand	?	Kramarska 1998
18	Bln-1385	32350 ± 5000	-	-	K (1975)	Rügen, südlich Vitt	Torf	ja	Cepek 1975, Steinich 1992a
173a	Gd-6573	32030 ± 770	-	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	humoser Sand	?	Kramarska 1998
159d	Gd-10622	31400 ± 2000	-	-	K	Wolin, Grodno-Gosan	Pflanzenreste	?	Borowka et al. 1999
159h	Gd-9927	>30700	-	-	K	Wolin, Grodno-Gosan	organisches Material	?	Borowka et al. 1999
159e	Gd-12063	30100 ± 600	-	-	K	Wolin, Grodno-Gosan	organisches Material	?	Borowka et al. 1999
60a	Gd-10123	29430 ± 370	-	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	Pflanzenreste	nein	Kramarska 1998
159g	Gd-11376	>29300	-	-	K	Wolin, Grodno-Gosan	Pflanzenreste	?	Borowka et al. 1999
19b	Ua-1029	29190 ± 1260	-	-25,0	AMS	Rügen, Vitt, Kleiner Klüsser	Pflanzenreste	?	Steinich 1992a
159b	Gd-9882	27100 ± 3400/-2400	-	-	K	Wolin, Grodno-Gosan	organisches Material	?	Borowka et al. 1999
172	Gd-4841	>27000	-	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	humoser Schluff	?	Kramarska 1998
159f	Gd-9948	>26100	-	-	K	Wolin, Grodno-Gosan	Carbonat	?	Borowka et al. 1999
159a	Gd-12057	25900 ± 360	-	-	K	Wolin, Grodno-Gosan	Pflanzenreste	?	Borowka et al. 1999
159e	Gd-9933	>25900	-	-	K	Wolin, Grodno-Gosan	Pflanzenreste	?	Borowka et al. 1999
10	Bln-447	25000 ± ?	-	-	K (1966)	Ueckermünde	Pflanzenreste	nein	Bramer 1972
175	Gd-10039	22780 ± 660	-	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	Torf	?	Kramarska 1998
174a	Gd-10038	21480 ± 440	-	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	humoser Sand	?	Kramarska 1998
40	Bln-517	19100 ± 200	23100 - 22240	-	K (1968)	Pritzler bei Wolgast	Sandmudde	nein	Kliewe 1968
182a	Gd-9311	16200 ± 570	20050 - 18600	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	Pflanzenreste	nein	Kramarska 1998
41b	Bln-1916	15520 ± 200	18910 - 18170	-	K (1978)	Usedom, Küste bei Pudagla	Pflanzenreste, Holz	nein	Kliewe, unveröff.
41a	Bln-1915	15450 ± 150	18800 - 18140	-	K (1978)	Usedom, Küste bei Pudagla	Pflanzenreste, Holz	nein	Kliewe, unveröff.
60b	Gd-10128	15010 ± 150	18280 - 17640	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	Pflanzenreste	nein	Kramarska 1998
4d	Gd-2928	14060 ± 220	17210 - 16520	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	Torf	ja	Kramarska & Jurowska 1991
170	Hv-?	13920 ± 360	17180 - 16220	-	K	Rheinsberg, Zechower Berg	Holzkohle	nein	Gärtner 1998
48c	Hv-20986	13750 ± 510	17140 - 15870	-30,1	K	Endingen, Fpl. VI, Profil 1	Organo-Silikatmudde	nein	Kaiser et al. 1999
4c	Gd-2929	13490 ± 190	16520 - 15890	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	Torf	ja	Kramarska & Jurowska 1991
4b	Gd-4335	13350 ± 200	16430 - 15660	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	Torf	ja	Kramarska & Jurowska 1991
4a	Gd-4336	13100 ± 370	16170 - 15280	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	Torf	ja	Kramarska & Jurowska 1991
166	Gd-?	12920 ± 330	15990 - 14420	-	K	NW-Polen, Niechorze 1	Torf	?	Kopczynska-Lamparska 1976
15	Bln-249	12760 ± 200	15670 - 14390	-	K (1965)	Rügen, Bug-Nordrand	Torf	ja	Kliewe & Janke 1991
110c	AAR-2637	12700 ± 110	15560 - 14400	-28,8	AMS	Ostsee, Falster-Rügen-Platte	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
131	Fbg-?	12590 ± 190	15520 - 14300	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
144	Bln-964	12540 ± 400	15610 - 14100	-	K (1971)	Ostsee, Darßer Ort	Torf	?	Görsdorf, unveröff.
16b	Bln-976	12360 ± 180	15370 - 14120	-	K (1971)	Rügen, Frankental	Torf	ja	Brose & Kliewe 1975
49a	Hv-20987	12360 ± 245	15390 - 14100	-28,6	K	Endingen, Fpl. VI, Profil 4	Holz	ja	Kaiser et al. 1999
48b	Hv-21684	12340 ± 230	15370 - 14090	-29,4	K	Endingen, Fpl. VI, Profil 1	Organo-Silikatmudde	nein	Kaiser et al. 1999
110b	AAR-3040	12180 ± 100	15200 - 14080	-29,4	AMS	Ostsee/Falster-Rügen-Platte	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
44b	Bln-2687	12130 ± 150	15160 - 13840	-	K (1983)	Lubminer Heide	Torf	?	Janke, unveröff.
13	Bln-394	12100 ± 600	15410 - 13450	-	K (1965)	Rügen, Rappin	sandige Torfmudde	ja	Kliewe & Lange 1968
150i	Ki-4055,07	12070 ± 70	15050 - 13840	-27,5	K	Rügen, Herthamoor	Torf	ja	Endtmann 1998
132b	Bln-1994	12020 ± 140	14130 - 13820	-	K (1978)	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
157e	Gd-12010	12010 ± 120	14130 - 13820	-	K	Wolin, Kolczewo	Gyttja	ja	Latalowa 1999
177	Gd-10048	12010 ± 100	14120 - 13830	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	Torf	?	Kramarska 1998
48e	UtC-6939	11950 ± 70	14090 - 13820	-27,5	AMS	Endingen, Fpl. VI, Profil 1	Pflanzenreste	ja	Kaiser et al. 1999
163	UtC-6935	11930 ± 70	14080 - 13820	-29,9	AMS	Endingen, Profil EB 148 (III-25)	Holz	ja	Kaiser 2001
9a	Bln-467	11880 ± 120	14080 - 13650	-	K (1974)	Ueckermünde	Torf	ja	Bramer 1975
138a	Bln-2099	11860 ± 120	14070 - 13630	-	K (1979)	Usedom, Stubbenfelde	Torf	ja	Ruchholz 1979
44d	Bln-2689	11850 ± 150	14080 - 13540	-	K (1983)	Lubminer Heide	Torf	?	Janke, unveröff.
48d	Hv-21685	11840 ± 410	14290 - 13420	-30,0	K	Endingen, Fpl. VI, Profil 1	Organo-Silikatmudde	nein	Kaiser et al. 1999
9b	Bln-206	11840 ± 200	14090 - 13500	-	K (1964)	Ueckermünde	Torf	ja	Bramer 1975
44a	Bln-2686	11830 ± 150	14070 - 13520	-	K (1982)	Lubminer Heide	Torf	?	Janke, unveröff.
51b	UtC-5681	11830 ± 50	14030 - 13640	-21,7	AMS	Endingen, Fpl. VI, Altfund	Pferderippe	ja	Kaiser et al. 1999
138b	Bln-2098	11780 ± 110	14020 - 13510	-	K (1979)	Usedom, Stubbenfelde	Torf	ja	Ruchholz 1979
141	Bln-2324	11780 ± 70	13870 - 13550	-	K (1984)	Ostsee, Darßer Ort	Torf	?	Görsdorf, unveröff.

Anhang-Tab. 2: Radiokohlenstoffdaten des Pleistozäns und Frühholozäns aus Mecklenburg-Vorpommern und angrenzenden Gebieten.

48a	Hv-20985	11680 ± 200	14010 - 13440	-29,1	K	Endingen, Fpl. VI, Profil 1	Organo-Silikatmudde	ja	Kaiser et al. 1999
5c	Gd-10052	11680 ± 130	13840 - 13450	-	K	Wolin, Warnowo	Torf	ja	Juvigné et al. 1995
42a	Bln-1187	11640 ± 200	13840 - 13420	-	K (1973)	Gerdshagen b. Rostock	Holz	?	Kliewe, unveröff.
50	OxA-3615	11600 ± 105	13820 - 13430	-16,9	AMS	Lüdersdorf b. Lübeck	Riesenhirschschädel	ja	Bratlund 1993
1	Gd-631	11590 ± 270	13850 - 13180	-	K	Wolin, Swietowe I	Holzkohle	ja	Borowka et al. 1986
48f	UtC-6940	11580 ± 70	13810 - 13430	-31,7	AMS	Endingen, Fpl. VI, Profil 1	Pflanzenreste	nein	Kaiser et al. 1999
52a	Hv-20632	11560 ± 110	13810 - 13420	-30,4	K	Stoltenhagen b. Grimmen	Torf	ja	Helbig 1999
51a	ETH-13585	11560 ± 100	13810 - 13420	-24,7	AMS	Endingen, Fpl. VI, Altfund	Riesenhirschgeweih	ja	Kaiser et al. 1999
61	Bln-392/471	11540 ± 200	13820 - 13180	-	K (1966)	Fischland-Kliff	Pflanzenreste	ja	Ludwig, unveröff.
5a	Gd-9238	11500 ± 190	13810 - 13170	-	K	Wolin, Warnowo	Torf	ja	Juvigné et al. 1995
42b	Bln-1188	11420 ± 200	13790 - 13150	-	K (1973)	Gerdshagen b. Rostock	Torf	?	Kliewe, unveröff.
21	Gd-6033	11400 ± 200	13790 - 13150	-	K	Groß Kiesow b. Greifswald	Mudde?	ja	Burmeister 1989
27	Bln-444	11390 ± 160	13770 - 13150	-	K (1966)	Tollense, Siebeneichen 16	Torf	ja	Janke 1978a
6b	Hv-18881	11380 ± 340	13820 - 13000	-29,8	K	Greifswalder Bodden	Torf	?	Strahl 1996a
7b	Ki-3346	11360 ± 140	13750 - 13150	-29,5	K	Rügen, Mukran, Hölle	Torf	ja	Strahl & Keding 1996
37b	Bln-1556	11340 ± 120	13460 - 13150	-	K (1976)	Rügen, Mukran, Niedersee II	Torf	ja	Kliewe, unveröff.
146	Bln-2330	11320 ± 60	13440 - 13150	-	K (1984)	Ostsee, Wismar-Bucht	Torf	?	Görsdorf, unveröff.
16a	Bln-975	11280 ± 150	13450 - 13030	-	K (1971)	Rügen, Frankental	Torf	ja	Brose & Kliewe 1975
152c	Hv-21970	11280 ± 140	13440 - 13040	-30,5	K	Ostsee, Oderrinne OR-19	Torfmuudde	nein	Schumacher, unveröff.
20a	Bln-365	11270 ± 400	13800 - 12900	-	K (1965)	Usedom, Bansin 1	Torf	ja	Kohl & Quitta 1966
20b	Bln-367	11240 ± 640	13850 - 12640	-	K (1965)	Usedom, Bansin 2	Torf	ja	Kohl & Quitta 1966
62	Bln-391	11220 ± 250	13460 - 12980	-	K (1966)	Kliff bei Graal-Müritz	Holz	ja	Ludwig, unveröff.
44c	Bln-2688	11200 ± 150	13390 - 13000	-	K (1983)	Lubminer Heide	Torf	?	Janke, unveröff.
59	Gd-541	11190 ± 175	13410 - 12990	-	K	Miodowice b. Szczecin	Torf	ja	Matkowska & Mojski 1983
132a	Fbg-?	11170 ± 580	13820 - 12640	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
53b	Hv-20635	11120 ± 475	13770 - 12650	-27,4	K	Fpl. Nienhagen	Torf	nein	Kaiser & Terberger 1996
7a	Ki-3345	11090 ± 140	13180 - 12920	-29,9	K	Rügen, Mukran, Hölle	Torf	ja	Strahl & Keding 1996
52b	Hv-20631	11080 ± 140	13180 - 12910	-26,3	K	Stoltenhagen b. Grimmen	Mudde	nein	Helbig 1999
150h	Ki-4055,06	11070 ± 120	13170 - 12910	-30,1	K	Rügen, Herthamoor	Torfmuudde	ja	Endtmann 1998
26	Bln-445	11060 ± 250	13190 - 12880	-	K (1974)	Löwitz 14	Torf	ja	Janke 1978a
70c	Hv-18493	11050 ± 310	13390 - 12680	-28,3	K	Ostsee, Darßer Schwelle	Torf	ja	Lemke 1998
8e	Bln-768	11020 ± 120	13160 - 12890	-	K (1969)	Rügen, Mukran, Crednersee II	Torf	ja	Brose & Kliewe 1975
5b	Gd-9233	11000 ± 300	13190 - 12660	-	K	Wolin, Warnowo	Feindetrütsytja	ja	Juvigné et al. 1995
108 b	AAR-2378	11000 ± 120	13150 - 12890	-28,6	AMS	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
157d	Gd-1989	10980 ± 120	13150 - 12880	-	K	Wolin, Kolczewo	Gyttja	ja	Latalowa 1999
136	?	10940 ± 120	13140 - 12870	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Kolp 1965
150g	KiA-3618	10940 ± 230	13160 - 12660	-33,5	AMS	Herthamoor, Rügen	Pflanzenreste	ja	Endtmann 1998
149a	Hv-22401	10840 ± 135	13000 - 12650	-27,7	K	Vordarf, DA1-10	Torf	ja	Schuhmacher, unveröff.
25	Bln-1870	10820 ± 130	13000 - 12650	-	K (1978)	Müssenthin I, 60	Torf	ja	Janke 1978a
54	Hv-20634	10780 ± 165	12990 - 12640	-30,2	K	Endingen Fpl. 4, Profil EB 2	Organo-Silikatmudde	nein	Kaiser 2001
55	Hv-20989	10780 ± 140	12990 - 12640	-30,6	K	Usedom, Bansin 6	Torf	nein	Helbig 1999
157c	Gd-2526	10780 ± 120	12980 - 12640	-	K	Wolin, Kolczewo	Gyttja	ja	Latalowa 1999
47	Bln-443	10730 ± 350	13140 - 12320	-	K (1965)	Ostsee, Pommersche Bucht	Torf	?	Kohl 1970
95	AAR-1925	10700 ± 170	12960 - 12410	-25,1	AMS	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
122	Fbg-?	10670 ± 180	12950 - 12360	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
96c	AAR-2055	10660 ± 90	12910 - 12430	-26,8	AMS	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
108a	AAR-2379	10600 ± 130	12900 - 12350	-28,3	AMS	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
164a	UtC-5685	10590 ± 70	12870 - 12370	-29,0	AMS	Endinger Bruch, Profil HBG	Holzkohle	nein	de Klerk, unveröff.
9c	?	10580 ± 350	12980 - 11770	-	K	Ueckerkmünde, Tongrube	Torf	nein	Bramer 1975
8f	Bln-755	10580 ± 250	12930 - 12120	-	K (1969)	Rügen, Mukran, Crednersee II	Torf	nein	Brose & Kliewe 1975
91a	AAR-1920	10570 ± 150	12890 - 12330	-25,0	AMS	Ostsee, Tromper Wiek	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
65e	K-6034	10560 ± 150	12880 - 12330	-27,3	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torf	ja	Lemke 1998
65f	K-6035	10560 ± 150	12880 - 12330	-27,2	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torf	ja	Lemke 1998
23	Bln-1869	10550 ± 100	12850 - 12340	-	K (1977)	Görke III, 32	Torf	?	Janke 1978a
8c	Bln-767	10540 ± 270	12920 - 11960	-	K (1969)	Rügen, Mukran, Crednersee III	Torf	nein	Brose & Kliewe 1975
99	AAR-2059	10540 ± 260	12910 - 11960	-28,3	AMS	Ostsee, Falster-Rügen-Platte?	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
8b	?	10530 ± 270	12910 - 11950	-	K	Rügen, Mukran, Crednersee III	Torf	nein	Brose & Kliewe 1975
8a	Bln-756	10530 ± 200	12890 - 12110	-	K (1969)	Rügen, Mukran, Crednersee III	Torf	nein	Brose & Kliewe 1975
65g	Hv-18498	10420 ± 120	12800 - 11960	-28,5	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torf	ja	Lemke 1998
153a	Hv-21971	10420 ± 120	12800 - 11960	-29,2	K	Ostsee, Oderrinne OR-06	Torfmuudde	nein	Schuhmacher, unveröff.
88b	AAR-1915	10360 ± 100	12620 - 11940	-27,8	AMS	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
90b	AAR-1918	10350 ± 320	12840 - 11350	-29,4	AMS	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
72	K-6338	10330 ± 160	12630 - 11750	-27,8	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torf	ja	Lemke 1998
53a	Hv-20636	10330 ± 70	12570 - 11940	-31,7	K	Fpl. Nienhagen	Torf	nein	Kaiser & Terberger 1996
150f	KiA-5446	10320 ± 55	12350 - 11940	-28,2	AMS	Rügen, Herthamoor	Holz	ja	Endtmann 1998
94	AAR-1924	10300 ± 140	12610 - 11700	-25,6	AMS	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
161	Bln-766	10260 ± 270	12790 - 11300	-	K (1969)	Rügen, Mukran	Torf	nein	Görsdorf, unveröff.
111b	AAR-2640	10200 ± 80	12290 - 11650	-29,1	AMS	Ostsee, Arkona-Becken	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998

Anhang-Tab. 2: Radiokohlenstoffdaten des Pleistozäns und Frühholozäns aus Mecklenburg-Vorpommern und angrenzenden Gebieten.

112	AAR-2642	10160 ± 75	12110 - 11570	-28,7	AMS	Ostsee, Arkona-Becken	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
157b	Gd-4039	10150 ± 150	12300 - 11300	-	K	Wolin, Koleczewo	Gyttja	ja	Latalowa 1999
164b	UtC-5686	10110 ± 70	11950 - 11360	-29,0	AMS	Endinger Bruch, Profil HBG	Holzkohle	nein	de Klerk, unveröff.
91a	AAR-1921	10100 ± 120	12080 - 11260	-25,0	AMS	Ostsee, Tromper Wiek	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
135	Bln-2000	10060 ± 200	12110 - 11220	-	K (1978)	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
65d	K-6033	10060 ± 145	11950 - 11250	-27,5	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torf	ja	Lemke 1998
111a	AAR-2641	10040 ± 80	11900 - 11260	-29,2	AMS	Ostsee, Arkona-Becken	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
147	Bln-1997	10020 ± 220	12090 - 11190	-	K (1978)	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Görsdorf, unveröff.
153b	Hv-21972	10010 ± 75	11690 - 11250	-28,5	K	Ostsee, Oderrinne OR-06	Torfmulde	nein	Schumacher, unveröff.
153c	Hv-21973	9975 ± 240	11950 - 11170	-30,0	K	Ostsee, Oderrinne OR-06	Torfmulde	ja	Schumacher, unveröff.
90a	AAR-1919	9940 ± 110	11560 - 11200	-26,4	AMS	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
150e	KiA-3616	9930 ± 130	11630 - 11190	-29,4	AMS	Rügen, Herthamoor	Pflanzenreste	ja	Endtmann 1998
83b	K-6585	9920 ± 105	11560 - 11200	-28,8	K	Ostsee, Arkona-Becken	Humusfraktion	ja	Lemke 1998
88b	AAR-1916	9900 ± 160	11630 - 11170	-26,9	AMS	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
178	Gd-10049	9880 ± 140	11550 - 11170	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	Torf	?	Kramarska 1998
69b	Hv-18492	9875 ± 170	11560 - 11160	-30,2	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torf	ja	Lemke 1998
152b	Hv-21969	9810 ± 95	11260 - 11160	-29,5	K	Ostsee, Oderrinne OR-19	Torf	ja	Schumacher, unveröff.
110a	AAR-2639	9810 ± 75	11240 - 11170	-24,4	AMS	Ostsee, Falster-Rügen-Platte	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
65c	Hv-18497	9755 ± 165	11260 - 10790	-28,1	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torf	ja	Lemke 1998
188	Fbg-?	9740 ± 470	11950 - 10420	-	K	Neuendorfer Moor b. Gadeb.	Organomulde	ja	Precker & Krbetschek 1996
81	K-6344	9740 ± 145	11240 - 10810	-27,7	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	ja	Lemke 1998
154c	Hv-21976	9725 ± 135	11230 - 10790	-30,0	K	Ostsee, Oderrinne OR-09	Torfmulde	ja	Schumacher, unveröff.
30	Bln-610	9725 ± 100	11210 - 10890	-	K (1968)	Rügen, Ralswiek A	Torf	ja	Kliewe & Janke 1978
39	Bln-594	9725 ± 100	11210 - 10890	-	K (1968)	Rügen, Lüßmitz I	Torf	ja	Kliewe, unveröff.
137d	Ki-2002-04	9720 ± 180	11260 - 10750	-28,4	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Winn et al. 1983
49b	UtC-6973	9700 ± 200	11260 - 10690	-28,0	AMS	Endingen, Epl. VI, Profil 4	Pflanzenreste	nein	Kaiser et al. 1999
154a	Hv-21974	9685 ± 230	11260 - 10640	-29,5	K	Ostsee, Oderrinne OR-09	Torfmulde	ja	Schumacher, unveröff.
96b	AAR-2054	9680 ± 90	11200 - 10790	-26,8	AMS	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
152a	Hv-21968	9675 ± 75	11180 - 10810	-27,4	K	Ostsee, Oderrinne OR-19	Holz	ja	Schumacher, unveröff.
80	K-6343	9660 ± 145	11200 - 10740	-30,0	K	Ostsee, Falster-Rügen-Platte	Torfgyttja	ja	Lemke 1998
83a	K-6584	9660 ± 110	11200 - 10750	-29,0	K	Ostsee, Arkona-Becken	humusfreie Gytja	ja	Lemke 1998
158b	Gd-2356	9660 ± 100	11190 - 10760	-	K	Wolin, Lake Racze	Gyttja	ja	Latalowa 1999
139	Bln-1033	9625 ± 160	11200 - 10690	-	K (1971)	Ostsee, Arkona-Becken	Humus	?	Görsdorf, unveröff.
92	AAR-1922	9620 ± 100	11180 - 10740	-27,6	AMS	Ostsee, Falster-Rügen-Platte	organischer Detritus	ja	Lemke 1998
189b	Fbg-?	9600 ± 800	12340 - 9790	-	K	Ribnitzer Großes Moor	Torf?	ja	Precker & Krbetschek 1996
85b	K-6590	9600 ± 125	11180 - 10690	-27,7	K	Ostsee, Falster-Rügen-Platte	Humusfraktion	ja	Lemke 1998
76	K-6339	9590 ± 140	11180 - 10640	-28,6	K	Ostsee, Tromper Wiek	Torf	ja	Lemke 1998
148	Bln-1039	9590 ± 160	11180 - 10600	-	K (1971)	Ostsee, Mecklenburger Bucht	?	?	Görsdorf, unveröff.
151	Hv-21967	9570 ± 155	11180 - 10590	-24,8	K	Ostsee, Oderrinne OR-02	Holz	ja	Schumacher, unveröff.
98	AAR-2058	9570 ± 100	11170 - 10690	-27,0	AMS	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
83c	K-6586	9560 ± 125	11170 - 10600	-28,7	K	Ostsee, Arkona-Becken	humusfreie Gytja	ja	Lemke 1998
97	AAR-2057	9530 ± 260	11200 - 10420	-27,9	AMS	Ostsee, Falster-Rügen-Platte	organ. Detritus	ja	Lemke 1998
154b	Hv-21975	9530 ± 70	11090 - 10690	-28,9	K	Ostsee, Oderrinne OR-09	Torfmulde	ja	Schumacher, unveröff.
118a	Su-1531	9530 ± 80	11090 - 10640	-28,1	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torf	?	Eronen et al. 1990
96a	AAR-2056	9520 ± 100	11100 - 10590	-26,0	AMS	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
82	K-6345	9510 ± 135	11120 - 10570	-26,9	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	ja	Lemke 1998
182b	Gd-9327	9500 ± 580	11640 - 9970	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	humoser Sand	?	Kramarska 1998
183	Fbg-?	9500 ± 300	11200 - 10280	-	K	Teufelsmoor b. Horst	Organomulde	ja	Precker & Krbetschek 1996
179	Gd-7505	9500 ± 80	11070 - 10590	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	Torf	?	Kramarska 1998
169	UtC-10173	9480 ± 60	11060 - 10590	-24,6	AMS	Alt darß, Profil ADP	Pflanzenreste	ja	Kaffke, unveröff.
86	AAR-1554	9460 ± 150	11090 - 10430	-26,6	AMS	Ostsee, Fehmarnbelt	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
133b	Bln-1996	9440 ± 120	11070 - 10500	-	K (1978)	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
118b	Su-1532	9430 ± 100	11050 - 10500	-28,1	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torf	?	Eronen et al. 1990
31	Bln-521	9430 ± 150	11070 - 10420	-	K (1961)	Rügen, Lietzow-Buddelin	Torf	ja	Kliewe & Janke 1978
134	Bln-1999	9415 ± 110	11040 - 10430	-	K (1978)	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
137e	Ki-2002-05	9410 ± 120	11050 - 10430	-27,3	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Bruchtorf	?	Winn et al. 1983
67	Hv-18489	9390 ± 130	11040 - 10420	-29,2	K	Ostsee, Darßer Schwelle	Torf	ja	Lemke 1998
93	AAR-1923	9360 ± 90	10690 - 10420	-26,8	AMS	Ostsee, Arkona-Becken	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
85a	K-6589	9340 ± 120	10700 - 10280	-27,2	K	Ostsee, Falster-Rügen-Platte	humusfreie Gytja	ja	Lemke 1998
109b	AAR-2380-2	9340 ± 110	10690 - 10290	-27,4	AMS	Ostsee, Darßer Schwelle	Huminsäure	ja	Lemke 1998
168b	KiA-10689	9335 ± 42	11340 - 11230	-26,8	AMS	Rothenklempenow-Latzigsee	Holzkohle	ja	Kaiser et al. 2001b
167	UtC-6941	9320 ± 80	10670 - 10290	-25,5	AMS	Jeesser-Moor bei Greifswald	Holzkohle	?	de Klerk, unveröff.
113	AAR-2644	9310 ± 80	10670 - 10290	-27,6	AMS	Ostsee, Falster-Rügen-Platte	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
69a	Hv-18491	9305 ± 165	10730 - 10240	-28,0	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torf	ja	Lemke 1998
189a	Fbg-?	9300 ± 500	11200 - 9790	-	K	Ribnitzer Großes Moor	Torf?	ja	Precker & Krbetschek 1996
109a	AAR-2380-1	9270 ± 120	10670 - 10240	-26,9	AMS	Ostsee, Falster-Rügen-Platte	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
105	AAR-2374	9270 ± 110	10640 - 10240	-27,2	AMS	Ostsee, Fehmarnbelt	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
126	Fbg-?	9250 ± 180	10690 - 10220	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	ja	Lemke 1998
85d	K-6592	9220 ± 125	10560 - 10230	-29,2	K	Ostsee, Falster-Rügen-Platte	Humusfraktion	ja	Lemke 1998

Anhang-Tab. 2: Radiokohlenstoffdaten des Pleistozäns und Frühholozäns aus Mecklenburg-Vorpommern und angrenzenden Gebieten.

130	Fbg-?	9200 ± 200	10670 - 10180	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
116	AAR-2650	9200 ± 90	10500 - 10230	-15,2	AMS	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
121c	Fbg-?	9190 ± 160	10580 - 10210	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
79	K-6342	9150 ± 135	10500 - 10190	-28,6	K	Ostsee, Arkona-Becken	Torfgyttja	ja	Lemke 1998
85c	K-6591	9150 ± 110	10480 - 10210	-29,1	K	Ostsee, Falster-Rügen-Platte	humusfreie Gytja	ja	Lemke 1998
157a	Gd-1990	9120 ± 120	10480 - 10180	-	K	Wolin, Kolczewo	Gytja	ja	Latalowa 1999
129a	Fbg-?	9100 ± 180	10500 - 9970	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
121b	Fbg-?	9090 ± 200	10500 - 9920	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	humoser Schluff	?	Lange 1984
35	Hv-19535	9090 ± 90	10360 - 10180	-31,1	K	Boeker Moor an der Müritz	Holz	ja	Kaiser 1996
16c	Bln-1073	9080 ± 200	10500 - 9910	-	K (1972)	Rügen, Frankenthal	Torf	?	Kliewe, unveröff.
124	Fbg-?	9080 ± 250	10560 - 9890	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
123	Fbg-?	9080 ± 180	10480 - 9920	-	K	Dänschenburger Moor b. Sanitz	Torfgyttja	?	Lange 1984
150d	KiA-3614	9040 ± 430	10700 - 9540	-34,2	AMS	Rügen, Herthamoor	Pflanzenreste	ja	Endtmann 1998
184b	Fbg-?	9040 ± 280	10560 - 9710	-	K	Göldenitzer Moor b. Rostock	Torf	ja	Precker & Krbetschek 1996
186b	Fbg-?	9040 ± 250	10500 - 9780	-	K	Dänschenburger Moor b. Sanitz	Torf	nein	Precker & Krbetschek 1996
8d	Bln-665	9030 ± 100	10250 - 10150	-	K (1968)	Rügen, Mukran, Crednersee II	Torf	?	Brose & Kliewe 1975
107	AAR-2377	9020 ± 130	10360 - 9920	-26,9	AMS	Ostsee, Darßer Schwelle	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
115b	AAR-2648	8970 ± 110	10230 - 9910	-24,7	AMS	Ostsee, Falster-Rügen-Platte	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
37a	Bln-1557	8960 ± 60	10220 - 9920	-	K (1976)	Mukran/Niedersee II	Torf	?	Kliewe, unveröff.
77	K-6340	8940 ± 155	10240 - 9780	-28,3	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torf	ja	Lemke 1998
145	Bln-2327	8940 ± 70	10210 - 9910	-	K (1984)	Ostsee, Kühlungsborn	Torf	?	Görsdorf, unveröff.
186d	Fbg-?	8920 ± 600	11040 - 9300	-	K	Dänschenburger Moor b. Sanitz	Organomudde	nein	Precker & Krbetschek 1996
168a	KiA-10688	8890 ± 43	10160 - 9910	-27,5	AMS	Rothenklempenow-Latzigsee	Holzkohle	ja	Kaiser et al. 2001b
129b	Fbg-?	8880 ± 170	10220 - 9630	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
119	Fbg-?	8880 ± 100	10190 - 9770	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
63	Hv-18483	885 ± 80	10160 - 9770	-27,9	K	Ostsee, Darßer Schwelle	Torfmuudde	ja	Lemke 1998
83d	K-6587	8850 ± 80	10160 - 9750	-28,6	K	Ostsee, Arkona-Becken	Humusfraktion	ja	Lemke 1998
155	UtC-6935	8840 ± 60	10150 - 9770	-29,9	AMS	Barthe, Redebas, Profil 5	Holz	ja	Kaiser 2001
158a	Gd-?	8800 ± 160	10180 - 9550	-	K	Wolin, Lake Racze	Gytja	ja	Latalowa 1999
137c	KI-2002-03	8720 ± 180	10150 - 9530	-22,2	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Kalkgyttja	?	Winn et al. 1983
6a	Hv-18882	8730 ± 240	10190 - 9490	-28,1	K	Greifswalder Bodden	Torf	?	Strahl 1996a
190a	Fbg-?	8700 ± 600	-	-	K	Grambower Moor b. Schwerin	Torf	ja	Precker & Krbetschek 1996
190b	Fbg-?	8700 ± 500	10380 - 9090	-	K	Grambower Moor b. Schwerin	Organomudde	ja	Precker & Krbetschek 1996
150c	KiA-3613	8620 ± 140	9820 - 9490	-32,1	AMS	Rügen, Herthamoor	Pflanzenreste	ja	Endtmann 1998
186c	Fbg-?	8610 ± 800	10670 - 8590	-	K	Dänschenburger Moor b. Sanitz	Organomudde	nein	Precker & Krbetschek 1996
115a	AAR-2649	8610 ± 90	9690 - 9520	-24,5	AMS	Ostsee, Falster-Rügen-Platte	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
128c	Fbg-?	8600 ± 190	9890 - 9430	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
185	Fbg-?	8580 ± 370	10170 - 9130	-	K	Grenzlamoor b. Tribsees	Torf	ja	Precker & Krbetschek 1996
156a	?	8550 ± 145	9680 - 9430	-	K	Schweriner S., Hohen Viecheln	Holzkohle?	ja	Terberger & Piek 1998
186a	Fbg-?	8540 ± 250	9890 - 9280	-	K	Dänschenburger Moor b. Sanitz	Torf	nein	Precker & Krbetschek 1996
87	AAR-1551	8540 ± 80	9550 - 9480	-26,3	AMS	Ostsee, Kriegers Flak	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998
187	Fbg-?	8500 ± 400	10150 - 9010	-	K	Lützowhorster Moor b. Gadeb.	Torf	ja	Precker & Krbetschek 1996
14	Bln-1803	8495 ± 100	9550 - 9430	-	K (1977)	Rügen, Ralswiek, Bohrung 76	Torf	ja	Lange et al. 1986
70b	Hv-18495	8435 ± 115	9540 - 9300	4,3	K	Ostsee, Darßer Schwelle	Kalkschluff	ja	Lemke 1998
125	Fbg-?	8430 ± 210	9560 - 9130	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
181	Gd-10136	8410 ± 120	9540 - 9280	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	Seekreide	?	Kramarska 1998
150a	KiA-3612	8370 ± 70	9490 - 9280	-28,7	AMS	Rügen, Herthamoor	Pflanzenreste	ja	Endtmann 1998
184a	Fbg-?	8350 ± 200	9540 - 9030	-	K	Göldenitzer Moor b. Rostock	Torf	ja	Precker & Krbetschek 1996
127	Fbg-?	8340 ± 160	9530 - 9030	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
162	Hv-20605	8295 ± 195	9530 - 9010	-29,2	K	Greifswalder Bodden	Torf	?	Verse et al. 1998
156b	?	8250 ± ?	-	-	K	Schweriner S., Hohen Viecheln	Holzkohle?	ja	Terberger & Piek 1998
120	Fbg-?	8240 ± 420	9600 - 8590	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Holz u. Gytja	?	Lange 1984
133a	Bln-1998	8230 ± 100	9420 - 9020	-	K (1978)	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
57	Hv-20611	8220 ± 180	9470 - 9000	-29,8	K	Greifswalder Bodden	Torfmuudde	ja	Strahl 1997a
71	Hv-18499	8220 ± 95	9400 - 9020	-27,4	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torf	ja	Lemke 1998
150b	KiA-3611	8170 ± 60	9260 - 9020	-22,5	AMS	Rügen, Herthamoor	Pflanzenreste	ja	Endtmann 1998
32	Bln-595	8150 ± 100	9270 - 9000	-	K (1968)	Rügen, Lietzow-Spitzer Ort	Torfmuudde	ja	Kliewe & Janke 1978
143	Bln-2325	8110 ± 60	9240 - 9000	-	K (1984)	Ostsee, Darßer Ort	Torf	?	Görsdorf, unveröff.
70a	Hv-18494	8100 ± 100	9250 - 8810	6,4	K	Ostsee, Darßer Schwelle	Kalkschluff	ja	Lemke 1998
65b	Hv-18496	8095 ± 130	9260 - 8780	-27,7	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torf	ja	Lemke 1998
3	Gd-1042	8090 ± 105	9250 - 8780	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	Torf	ja	Kramarska & Jurowska 1991
46	Bln-2682	8090 ± 150	9270 - 8720	-	K (1983)	Usedom, Karlshagen 56	Torf	?	Kliewe, unveröff.
180	Gd-9309	8070 ± 240	9400 - 8590	-	K	Ostsee, Pommersche Bucht	humoser Schluff	?	Kramarska 1998
128b	Fbg-?	8070 ± 200	9400 - 8600	-	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Torfgyttja	?	Lange 1984
43	Bln-1875	8060 ± 80	9060 - 8780	-	K (1978)	Rügen, Binz III, Probe 84	Torf	?	Kliewe, unveröff.
137b	Ki-2002-02	8030 ± 175	9250 - 8600	-24,4	K	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Kalkgyttja	?	Winn et al. 1983
2	Gd-538	8020 ± 110	9030 - 8650	-	K	Troszyn	Grobdetritusgyttja	ja	Borowka et al. 1986
66	Hv-18488	7990 ± 100	9020 - 8640	-28,4	K	Ostsee, Darßer Schwelle	Torf	ja	Lemke 1998
165	Hv-20622	7940 ± 105	9010 - 8590	-28,2	K	Rügen, Schaabe	Torf	?	Schumacher & Bayerl 1999
117	AAR-2651	7940 ± 75	9000 - 8600	-24,1	AMS	Ostsee, Mecklenburger Bucht	Pflanzenreste	ja	Lemke 1998

Anhang-Tab. 3: Profile mit limnischen Sequenzen des Spätpleistozäns und Holozäns in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg.

Profil	Beckentyp	Analysen							Quelle
		Palynologie	Sedimentologie	14C-Daten	Archäologie	Makroreste	Diatomeen	Basis (Fibris)	
Santower See	Paläosee	x						Ib	Strahl 1997b
Tessin	Paläokleinsee	x						Ib	Krienke & Strahl 1999
Frauentog See	Paläosee	x						III	Strahl 2000a
Soll Rosenow 2/26	Paläokleinsee	x	x					Ic?	Strahl 1999a
Kernbruch	Paläosee	x						IV	Fukarek 1972, Jeschke 1990
Nienhagen	Paläokleinsee	x	x	x	x		x	Ib	Janke 1996, Kaiser & Terberger 1996
Hölle A	Paläokleinsee	x		x			x	II	Strahl & Keding 1996
Rambower See	Paläosee	x						II	Strahl 1998
Kargowseen	Paläosee	x						II	Schoknecht 1996
Stinthorst	Paläosee	x						III	Schoknecht 1996
Starvitzer See	Paläosee	x						V	Schoknecht 1996
Groß Rehberg	Paläokleinsee	x		x				(III)	Schoknecht 1996
Prelitzsee	Paläosee	x	x				x	III	Kaiser 1996a, 1998, Kaiser et al. 2001a
Boeker Moor	Paläokleinsee	x		x			x	IV	Kaiser 1996a, Kaiser et al. 2001a
Schulzensee	Paläokleinsee	x		x				Ic	Gärtner 1998
Bloß Bruch	Paläosee	x						II	Kloss 1980
Burower Rinnental	Paläosee	x						III	Kloss 1980
Großer Barschsee	Paläokleinsee	x						III	Krey & Kloss 1990, Schoknecht unveröff.
Kleiner Barschsee	Paläokleinsee	x	x					II	Krey & Kloss 1990, Proft & Krey 1990
Großer Stechlinsee I	See	x	x	x				IV	Brande im Druck, Röper & Schwarz im Druck
Großer Stechlinsee II	See	x	x	x				II	Brande im Druck, Röper & Schwarz im Druck
Tollensetal	Paläosee in Flußtal	x						Ic	Kloss 1977
Baberowmoor	Paläosee	x	x					Ic	Chmielewski 1997
Großer Wumm See	See	x	x	x			x	II	Walther o.J.
Felchowsee	See	x		x				III	Jahns 2000
Unter-Ückersee	Paläosee	x		x				II	Jahns 2001
Weidberg	Paläokleinsee	x						Ib	Rowinsky 1999
Groß Raden	See	x						V	Jeschke & Lange 1987
Ulrichshuser See	Paläosee an See	x						(VII)	Schoknecht 1996
Hartmannsche Teiche	Paläosee	x	x					Ic	Wittig 1996, Endtmann unveröff.
Cramoner See	See	x	x					II	Homann et al. 1995
Hofsee	See	x	?					IV	Homann et al. 1995
Kreutzsee	See	x	x					II	Homann et al. 1995
Zieskensee	See	x	x					(Ib?)	Homann et al. 1995
Trünnensee	See	x	x					II	Homann et al. 1995
Großer Plötzensee	See	x	x					II	Homann et al. 1995
Neumühler See	See	x	?					(VII)	Homann et al. 1995
Hohen Viecheln	Paläosee an See	x		(x)	x			IV	Schmitz 1961, Schuldt 1961
Senke 8	Paläokleinsee	x						II	Strahl 1996b
Soll 11	Paläokleinsee	x						(III?)	Strahl 1996b
Senke 13	Paläokleinsee	x						II	Strahl 1996b
Soll 14	Paläokleinsee	x						Ib	Strahl 1996b
Soll 16	Paläokleinsee	x						II	Strahl 1996b
Soll 19	Paläokleinsee	x						Ia	Strahl 1996b
Barth Fpl. 41	Paläokleinsee	x	x		x			(III)	Kaiser et al. 2000b
Soll Fahrenkamp	Paläokleinsee	x	x				x	II	Kaiser et al. 2000b
Prerower Torfmoor	Paläokleinsee	x	x	x				III	Kaffke unveröff., Kaiser 2001
SASM (Fischlandkliff)	Paläokleinsee	x	x	(x)		(x)	(x)	Ia	Kaiser 2001
Barther Heide 151	Paläosee	x	x					Ib	Kaiser 2001
Barther Heide 37	Paläokleinsee	x	x					Ib	Kaiser 2001
Barther Heide 32	Paläokleinsee	x	x					Ic	Kaiser 2001
Barther Heide 9	Paläokleinsee	x	x					Ic	Kaiser 2001
Altdarß 2	Paläokleinsee	x	x					Ia	Kaiser 2001
Ribnitzer Großes Moor	Paläosee	x		x				Ic	Precker 2000
Teufelsmoor bei Horst	Paläosee	x		(x)			x	III	Precker & Knapp 1990
Siebeneichen I (Tollense)	Paläosee in Flußtal	x	x	x				Ic	Janke 1978a
Görke I (Peene)	Paläosee in Flußtal	x	x	x			x	II	Janke 1978a
Görke II (Peene)	Paläosee in Flußtal	x	x					(III)	Janke 1978a
Görke III (Peene)	Paläosee in Flußtal	x	x	x				(II)	Janke 1978a
Schmächter See-Mitte	See	x	x				x	(V)	Janke & Lampe 1982
Göldenitzer Moor	Paläosee	x		(x)			x	(III)	Precker 1993, Precker & Krbetschek 1996
Schlager Moor	Paläosee	x						(III)	Gehl 1952
Dammerstorfer Moor	Paläosee	x						?	Gehl 1952
Teufelsmoor bei Dänschenburg	Paläosee	x		(x)				(III)	Gehl 1952, Precker & Krbetschek 1996
Darzer Moor	Paläosee	x						(IV)	Gehl 1952
Grambower Moor	Paläosee	x		(x)				(III)	Gehl 1952, Precker & Krbetschek 1996
Drispether Moor	Paläosee	x						?	Gehl 1952
Elbtalmoor bei Laave	Paläosee	x						(IV)	Gehl 1952
Neuendorfer Moor	Paläosee	x		(x)				(IV)	Gehl 1952, Precker & Krbetschek 1996
Roggendorfer Moor	Paläosee	x						?	Gehl 1952
Breesener Moor	Paläosee	x						?	Gehl 1952
Woitendorfer Moor	Paläosee	x						?	Gehl 1952

Anhang-Tab. 3: Profile mit limnischen Sequenzen des Spätpleistozäns und Holozäns in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg.

Straminkemündung	Paläosee	x	x				x	IV	Kliewe & Janke 1991
Groß Strömkendorf BP 6	Paläokleinsee?	x	x	x				?	Dörfler et al. 1998
Hoher Birkengraben (HBG)	Paläosee	x	x	x			x	Ia	Kaiser 2001, de Klerk 2001
Endinger Bruch 148	Paläosee	x	x	x				Ib	Kaiser 2001, de Klerk 2001
Endinger Bruch 2	Paläosee	x	x	x	x			Ia	Kaiser 2001, de Klerk 2001
Endinger Bruch VI/S1	Paläokleinsee	x	x	x	x			Ib	Kaiser et al. 1999, Terberger 1996, de Klerk 2001
TB 102 (Grenztal)	Paläosee in Flußtal	x	x					(IV)	Reinhard 1963b
TB 185 (Grenztal)	Paläosee in Flußtal	x	x					(IV)	Reinhard 1963b
TB 193 (Grenztal)	Paläosee in Flußtal	x	x					(VI)	Reinhard 1963b
SQT (Sermitz-Niederung)	Paläosee	x	(x)	(x)		(x)		II	Göhler & Kaffke 1999
Jeeser Moor	Paläosee	x		x		x		Ib?	Schulz 1999
Kieshofer Moor	Paläosee	x						?	Hallik 1944, Lange 1994
Teufelsbruch 174	Paläosee	x						II	Müller 1962, de Klerk unveröff.
Blänc-Bruch bei Carpin	Paläosee	x		x				II	Müller 1962, Müller & Kohl 1966, de Klerk unveröff.
Bixbeerenbruch	Paläosee	x		x				Ib	Müller 1962, Müller & Kohl 1966, de Klerk unveröff.
Moosbruch I	Paläosee	x		x				II	Müller 1962, Müller & Kohl 1966, de Klerk unveröff.
Serrahn 112	Paläokleinsee	x						II	Müller 1962, de Klerk unveröff.
Schwarzer See	Paläokleinsee	x						II	Müller 1962, de Klerk unveröff.
Teufelsmoor	Paläosee	x						II	Müller 1962, de Klerk unveröff.
Fauler See bei Goldenbaum	Paläosee	x						Ia	Müller 1962, de Klerk unveröff.
Postbruch III	Paläosee	x						II	Müller 1962, de Klerk unveröff.
Fürstenseer See-Moor	Paläokleinsee	x						II	Müller 1962, de Klerk unveröff.
Moor nördlich vom Plasterinsee	Paläokleinsee	x						II	Müller 1962, de Klerk unveröff.
Plasterinsee	Paläosee	x						II	Müller 1962, de Klerk unveröff.
Schwarze-Seebruch/Süd	Paläosee	x						Ic	Müller 1962, de Klerk unveröff.
Waldsee	Paläosee	x						II	Müller 1962, de Klerk unveröff.
Neubrück	Paläokleinsee	x						Ib	Müller 1962, de Klerk unveröff.
Thurów Nord II	Paläokleinsee	x						(IV)	Müller 1962
Klockenbruch	Paläokleinsee	x						(V)	Müller 1962
Kiebitzmoor	Paläosee	x						(VIII)	Müller 1962
Pankower Ort	Paläokleinsee	x						(IV)	Müller 1962
Heinrichswalder Damm	Paläosee	x						Ib	Fukarek unveröff., de Klerk unveröff.
Hüttendamm	Paläosee	x						II	Fukarek unveröff., de Klerk unveröff.
Moosbruch (Ueckermünder H.)	Paläosee	x						III	Fukarek unveröff., de Klerk unveröff.
Stubnitz	Paläokleinsee	x						III	Lange et al. 1986, de Klerk unveröff.
Crednersee	Paläokleinsee	x	x	x				II	Lange et al. 1986, de Klerk unveröff.
Rappin	Paläosee	x	x	x				Ib	Lange et al. 1986, de Klerk unveröff., Lange & Kliewe 1968
Wall	Paläosee	x						III	Lange et al. 1986, de Klerk unveröff.
Gingster Moor	Paläosee	x						II	Lange et al. 1986, de Klerk unveröff.
Gingster Haide	Paläosee	x						Ib	Lange et al. 1986, de Klerk unveröff.
Rugard	Paläokleinsee	x						Ib	Lange et al. 1986, de Klerk unveröff.
Tetel	Paläosee	x						III	Lange et al. 1986, de Klerk unveröff.
Frankenthal	Paläosee	x		x				III	Lange et al. 1986, de Klerk unveröff., Brose & Kliewe 1975
Jarnitzer Gehäge	Paläokleinsee	x						III	Lange et al. 1986
Arkona	Paläokleinsee	x						(IV)	Lange et al. 1986
Granitz	Paläokleinsee	x						V	Lange et al. 1986
Garvitz	Paläosee	x						(IV)	Lange et al. 1986
Ralswiek E	Paläosee	x		x	x			(IV)	Lange et al. 1986, Kliewe & Lange 1971
Ralswiek D	Paläosee	x		x	x			(V)	Lange et al. 1986, Kliewe & Lange 1971
Ralswiek 1976	Paläosee	x		x	x			(VI)	Lange et al. 1986, Kliewe & Lange 1971
Garz	Paläosee	x						(VI)	Lange et al. 1986
Postmoor	Paläokleinsee	x						(VI)	Lange et al. 1986
Horst 2	Paläokleinsee	x	(x)					II	Helbig 1999a
Bansin 2	Paläokleinsee	x	(x)	x				II	Helbig 1999a, Hallik & Ludwig 1959
Bad Sülze H (BSH) (Recknitz)	Paläosee in Flußtal	x	(x)	x		x		III	Michaelis 2000
Teterow 4	Paläosee	x	x					(IV?)	Richter 1959
Teterow 14	Paläosee	x	x					(IV?)	Richter 1959
Teterow 8	Paläosee	x	x					(IV?)	Richter 1959
Teterow 26	Paläosee	x	x					(V?)	Richter 1959
Teterow 27	Paläosee	x	x					(IV?)	Richter 1959
Malchin 13 (Kummerower See)	Paläosee	x	x					(V?)	Richter 1959, 1968
Malchin 1 (Dahmer Niederung)	Paläosee	x	x					(IV?)	Richter 1959, 1968
Herthamoor (BII/1+BI)	Paläosee	x	x	x		x		II	Strahl 1999b, Endtmann 1998, Lange et al. 1986
Latzigsee I (Fpl. 17)	Paläosee	x	x	x	x	x		(III)	Kaiser et al. 2001b, Schacht & Bogen 2001
Randowbruch (N Ra 89/1)	Paläosee	x						Ic	Kloss 1990
Ahlbecker Seegrund	Paläosee	x						IV	Fukarek unveröff., de Klerk unveröff.
NSG Peenewiesen bei Gützkow	Paläosee in Flußtal	x						II	Fischer 2000
Schwarzer See	Paläokleinsee	x						?	Hallik 1944
Schmacher See	Paläosee	x						?	Hallik 1944
Peene-Tal bei Loitz	Paläosee in Flußtal	x						?	Hallik 1944
Peene-Tal bei Anklam	Paläosee in Flußtal	x						?	Hallik 1944
Kummerower See	Paläosee	x						?	Hallik 1944
Gothensee 4	See	x	x				x	(V)	Voss 2001
Schmollensee Südbecken 2	See	x	x				x	(V)	Kerstan 2001
Reinberg C (REC)	Paläokleinsee	x	x	(x)		x	x	(PL)	de Klerk 2001, de Klerk et al. im Druck
Heger Soll	Paläokleinsee	x					x	(VI)	Barthelmes 2000

1. glazigene (Moränen-) Sedimente

(Pleniglazial)

g-(k)s(Mg) = sandiger Geschiebemergel/-lehm

g-(k)l(Mg) = lehmiger Geschiebemergel/-lehm

2. glazifluviale Sedimente

(Pleniglazial)

ff-(k)s(Sgf) = kiesiger glazifluvialer Sand

ff-s(Sgf) = glazifluvialer Sand

3. glazifluvial-limnische, glazilimnische, fluvial-limnische und fluviale Sedimente

(Pleniglazial, Spätglazial, Holozän)

fgl-s = glazifluvial-limnischer Sand (z.B. fluvial-limnische Fazies des „Heidesandes“)

fgl-u = glazilimnischer Schluff (z.B. basaler Schluff der Heiden)

fgl-t = glazilimnischer Ton (z.B. basaler Ton der Heiden)

ff-s = fluvialer Sand (z.B. fluvialer Sand im Barthetal)

ff-(k)s = kiesiger fluvialer Sand (z.B. Kiessand am Fpl. Endingen VI)

fl-s = fluvial-limnischer Sand (z.B. Sande der Jüngerer Dryas im Endinger Bruch)

fl-l = limnischer Lehm (z.B. Seelehm am Fpl. Endingen V)

fl-u = limnischer Schluff

f-s(Sf) = Auensand

f-l(Lf) = Auenlehm

f-u(Uf) = Auenschluff

f-t(Tf) = Auenton

4. periglaziär überformte Sedimente

(Pleniglazial, Spätglazial)

p-s(Sp) = Geschiebedecksand

p-(k)s(Sp) = kiesiger Geschiebedecksand

5. äolische Sedimente

(Spätglazial, Holozän)

a-as = äolischer Sand

6. kolluviale Sedimente

(Holozän)

uk-s = Kolluvialsand

uk-(k)s = kiesiger Kolluvialsand

7. limnische und telmatische Sedimente

(Spätglazial, Holozän)

og-Hn = Niedermoortorf

og-Hh = Hochmoortorf

og-Fhg = Detritusmudde

og-Fhl = Lebermudde

fl-Fmk = Kalkmudde

fl-Fms = Sandmudde

fl-Fmu = Schluffmudde

fl-Fhg-Fmu = Organo-Silikatmudde (schluffig)

fl-Fhg-Fms = Organo-Silikatmudde (sandig)

8. Bodenauftrag

(anthropogen)

oj-s = sandiger anthropogener Bodenauftrag

Anhang-Tab. 5: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Endinger Bruch Fpl. VI/S1.

Profil:		Endinger Bruch Fpl. VI/S1							m HN:		ca. 10,5										
Aufnahmedatum:		22.07.1995 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)							Nutzung/Veg.:		Wald/Buche, Esche										
TK 10:		N-33-62-B-d-1 (Jakobsdorf)							Bodentyp KA4:		Gley										
RW:		3363300							Substrattyp KA4:		fluvialer Sand /// Silikatmudde /// glazifluviale Kiessand										
HW:		6015850							Humusform:		Moder?										
Lage im Relief:		Becken							Grundwasser:		ca. 160 cm										
Aufschlußart:		Aufgrabung, ab 170 cm Bohrung (Rammkernsonde)																			
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Gefüge	Grenze	Feuchte	Hydromorphie		Farbe (Munsell-Code)	Farbe (Munsell-verbal)	Probe	Bemerkungen									
							ox.	red.													
14	Ah	ff-(k)s	mSgs	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	10YR2/1	sw	a	-									
40	Ah	ff-(k)s	mSgs	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	10YR3/2	ddgrbn	b	-									
57	Go	ff-(k)s	gSms	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	10YR3/3	dbn	c	-									
80	Go	ff-(k)s	mSgs	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.5Y5/3	holbn	d	-									
122	Go	ff-(k)s	mSgs	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.5Y5/2	grbn	e	-									
124	Go	fl-s	SI3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5Y5/3	ol	f	-									
130	F-Gr	fl-Fhg-Fmu	Su4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5Y5/1	gr	g	Muddekomplex palynologisch bearbeitet!									
140	F-Gr	fl-Fhg-Fmu	Ut4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	10YR3/3	dbn	h	-									
144	F-Gr	fl-Fhg-Fmu	Ut3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.5Y4/2	dgrbn	i	-									
158	F-Gr	fl-Fhg-Fmu	Ut2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	10YR3/3	dbn	j	-									
163	F-Gr	fgl-u	Us	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5Y4/1	dgr	k	-									
187	F-Gr	fgl-s	Su2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5Y4/1	dgr	l	-									
193	Gr	ff-(k)s(Sgf)	gSfs	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5Y4/3	ol	m	-									
210	Gr	ff-(k)s(Sgf)	fS	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5Y4/2	olgr	n	-									
300+	Gr	g-(k)s(Mg)	SI4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5Y4/1	dgr	o	-									
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)												Pedochemie					
				Feinboden (%)					Grobboden (%)							KG-Parameter (Trask)		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)
				T	fU	mU	gU	Σ U	fS	mS	gS	fG	mG	gG	Σ G	Md	So				
<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,63	<2,0	<6,3	<20	<63											
14	Ah	ff-(k)s	mSgs	3,3	0,6	2,0	3,6	6,2	18,6	46,2	18,9	3,5	1,3	2,0	6,8	0,33	1,86	4,4	4,1	0,0	n.b.
40	Ah	ff-(k)s	mSgs	2,7	0,6	1,3	1,7	3,6	16,1	44,4	16,5	5,3	2,6	8,8	16,7	0,39	2,05	3,2	2,9	0,0	n.b.
57	Go	ff-(k)s	gSms	1,0	0,2	0,5	0,8	1,5	5,1	18,6	22,9	27,3	9,8	13,8	50,9	2,07	3,15	1,3	1,2	0,0	n.b.
80	Go	ff-(k)s	mSgs	1,0	0,3	0,5	0,7	1,5	9,0	40,4	29,9	7,9	6,6	3,7	18,2	0,60	2,16	0,4	0,3	0,0	n.b.
122	Go	ff-(k)s	mSgs	1,8	0,3	0,8	1,2	2,3	8,0	38,3	24,4	15,2	4,6	5,4	25,2	0,62	2,63	0,3	0,1	0,0	n.b.
124	Go	fl-s	SI3	9,4	1,7	7,3	29,2	38,2	30,3	20,4	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,07	4,61	1,1	0,2	0,0	n.b.
130	F-Gr	fl-Fhg-Fmu	Su4	8,0	4,1	7,5	37,6	49,2	37,9	4,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,04	3,97	7,7	6,9	0,0	n.b.
140	F-Gr	fl-Fhg-Fmu	Ut4	19,2	7,2	28,9	35,7	71,8	7,8	0,9	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	3,24	15,5	13,6	0,0	n.b.
144	F-Gr	fl-Fhg-Fmu	Ut3	13,0	4,7	16,2	50,0	70,9	13,7	2,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	3,35	6,7	5,4	0,0	n.b.
158	F-Gr	fl-Fhg-Fmu	Ut2	9,5	2,3	12,6	56,3	71,2	18,8	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	3,37	12,4	11,4	0,0	n.b.
163	F-Gr	fgl-u	Us	7,4	0,9	6,3	46,5	53,7	36,4	1,8	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,03	4,10	1,4	0,7	2,2	n.b.
187	F-Gr	fgl-s	Su2	3,8	0,2	0,8	9,3	10,3	83,1	2,6	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,13	1,37	0,4	0,0	2,7	n.b.
193	Gr	ff-(k)s(Sgf)	gSfs	3,3	0,6	1,4	1,8	3,8	23,2	22,9	22,7	20,6	3,5	0,0	24,1	0,50	3,34	0,5	0,2	5,1	n.b.
210	Gr	ff-(k)s(Sgf)	fS	3,9	0,4	0,4	2,7	3,5	74,3	12,4	3,3	1,3	1,3	0,0	2,6	0,13	1,41	0,3	0,0	4,2	n.b.
300+	Gr	g-(k)s(Mg)	SI4	14,4	3,8	8,7	5,6	18,1	39,2	18,6	6,1	3,0	0,6	0,0	3,6	0,13	2,98	1,1	0,0	12,6	n.b.

Anhang-Tab. 6: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Enderger Bruch Fpl. VI/S4.

Profil:		Enderger Bruch Fpl. VI/S4							m HN:		ca. 9,9										
Aufnahmedatum:		18.07.1995 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)							Nutzung/Veg.:		Wald/Eiche, Erle										
TK 10:		N-33-62-B-d-1 (Jakobsdorf)							Bodentyp KA4:		Anmoorgley-Gley										
RW:		3363300							Substrattyp KA4:		fluvialer Sand /// Silikatmudde /// glazifluvialem Kiessand										
HW:		6015850							Humusform:		Anmoor										
Lage im Relief:		Becken							Grundwasser:		ca. 130 cm										
Aufschlußart:		Aufgrabung, ab 180 cm Bohrung (Nutstange)																			
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Gefüge	Grenze	Feuchte	Hydromorphie		Farbe (Munsell-Code)	Farbe (Munsell-verbal)	Probe	Bemerkungen									
							ox.	red.													
14	Aa	ff-(k)s	mSgs	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5YR2.5/2	drolbn	a	-									
53	Ah	ff-(k)s	mSgs	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	7.5YR2.5/1	sw	b	-									
84	Go	ff-(k)s	mSfs	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.5Y4/2	dgrbn	c	-									
116	Go	ff-(k)s	fSms	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.5Y5/2	grbn	d	-									
135	Gro	ff-(k)s	fSms	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.5Y5/3	holbn	e	-									
149	F-Gr	fl-Fmu	Uls	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5Y4/1	dgr	f	Muddekomplex palynologisch bearbeitet!									
160	F-Gr	fl-Fmu	Us	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5Y3/1	ddgr	g	-									
168	Gr	ff-(k)s(Sgff)	gSfs	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.5Y4/1	dgr	h	-									
173	Gr	ff-(k)s(Sgff)	fSms	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.5Y4/1	dgr	i	-									
200	Gr	ff-(k)s(Sgff)	mSgs	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.5Y3/1	ddgr	j	-									
300+	Gr	g-(k)l(Mg)	Ls4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5Y4/1	dgr	k	-									
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)													Pedochemie				
				Feinboden (%)					Grobboden (%)					KG-Parameter			GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)	
				T	fU	mU	gU	Σ U	fS	mS	gS	fG	mG	gG	Σ G	(Trask)					
<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,63	<2,0	<6,3	<20	<63		Md	So								
14	Aa	ff-(k)s	mSgs	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	17,3	16,9	0,0	3,5
53	Ah	ff-(k)s	mSgs	4,4	0,8	2,1	3,7	6,6	17,7	44,5	17,5	5,9	2,9	0,5	9,3	0,33	1,92	9,2	8,8	0,0	4,0
84	Go	ff-(k)s	mSfs	2,7	0,4	0,4	1,0	1,8	26,0	32,3	7,9	15,2	10,8	3,3	29,3	0,35	4,12	0,6	0,3	0,0	7,0
116	Go	ff-(k)s	fSms	1,4	0,0	0,4	1,6	2,0	36,2	18,5	8,8	18,6	12,2	2,3	33,1	0,30	4,78	0,8	0,7	5,7	7,7
135	Gro	ff-(k)s	fSms	3,0	0,0	0,6	3,2	3,8	63,5	18,3	3,7	6,4	1,3	0,0	7,7	0,16	1,38	0,6	0,3	3,9	7,7
149	F-Gr	fl-Fmu	Uls	8,8	1,9	7,7	49,6	59,2	31,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	3,95	2,0	1,1	9,4	7,5
160	F-Gr	fl-Fmu	Us	5,4	2,4	11,0	43,3	56,7	33,2	3,2	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,03	3,97	3,6	3,1	9,7	7,4
168	Gr	ff-(k)s(Sgff)	gSfs	3,0	0,8	0,8	3,5	5,1	35,1	29,6	16,6	8,0	2,6	0,0	10,6	0,24	2,25	0,5	0,2	7,3	7,7
173	Gr	ff-(k)s(Sgff)	fSms	2,7	0,4	0,7	1,4	2,5	60,3	27,7	3,0	2,3	1,5	0,0	3,8	0,17	1,40	0,5	0,2	5,6	7,8
200	Gr	ff-(k)s(Sgff)	mSgs	3,0	0,5	1,6	1,9	4,0	18,4	35,0	17,5	18,0	1,6	2,5	22,1	0,42	2,86	0,5	0,2	7,9	7,7
300+	Gr	g-(k)l(Mg)	Ls4	21,3	4,9	10,4	9,4	24,7	27,8	13,8	7,2	3,9	1,3	0,0	5,2	0,08	7,79	1,5	0,0	13,3	7,6

Anhang-Tab. 7: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Endinger Bruch Fpl. VI/S23.

Profil:		Endinger Bruch Fpl. VI/S23							m HN:		ca. 10,3										
Aufnahmedatum:		20.07.1995 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)							Nutzung/Veg.:		Wald/Esche										
TK 10:		N-33-62-B-d-1 (Jakobsdorf)							Bodentyp KA4:		Humusgley										
RW:		3363300							Substrattyp KA4:		fluv.-limn Sand // Silikatmudde // fluv.-limn. Sand // Silikatmudde /// glazifluv. Sand /// Geschiebemergel										
HW:		6015850							Humusform:		Mull										
Lage im Relief:		Becken							Grundwasser:		ca. 130 cm										
Aufschlußart:		Aufgrabung, ab 130 cm Bohrung (Nutstange)																			
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Gefüge	Grenze	Feuchte	Hydromorphie		Farbe (Munsell-Code)	Farbe (Munsell-verbal)	Probe	Bemerkungen									
							ox.	red.													
52	Ah	ff-(k)s	Sl2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	10YR2/1	sw	a	-									
60	Ah	fl-s	St2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.5Y2.5/1	sw	b	Horizont führt mesolithische Artefakte									
92	Go	fl-s	fSms	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.5Y5/3	holbn	c	-									
97	Go	fl-s	mSgs	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.5Y5/3	holbn	d	-									
99	F-Go	fl-Fms	Su2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	10YR3/2	ddgrbn	e	-									
101	F-Go	fl-Fmu	Ut2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	10YR5/2	grbn	f	-									
103	F-Go	fl-Fmu	Ut3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	10YR3/2	ddgrbn	g	-									
113	Go	fl-s	Su3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.5Y5/3	holbn	h	-									
120	F-Go	fl-Fmu	Us	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	10YR2/2, 2.5Y4/3	ddbn, olbn	i	-									
146	Go	ff-s(Sgf)	Sl2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2.5Y4/3	olbn	j	-									
178	Go	ff-(k)s(Sgf)	gSfs	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	7.5YR4/6	bn	k	-									
200+	Gr	g-(k)l(Mg)	Ls3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5Y4/1	dgr	l	-									
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)													Pedochemie				
				Feinboden (%)					Grobboden (%)					KG-Parameter			GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)	
				T	fU	mU	gU	Σ U	fS	mS	gS	fG	mG	gG	Σ G	(Trask)					Md
<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,63	<2,0	<6,3	<20	<63											
52	Ah	ff-(k)s	Sl2	7,0	1,1	4,2	10,6	15,9	41,7	26,8	6,6	1,3	0,7	0,0	2,0	0,16	1,90	4,0	3,3	0,0	n.b.
60	Ah	fl-s	St2	5,4	1,1	3,6	4,3	9,0	50,2	29,6	5,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,17	1,51	1,8	1,3	0,0	n.b.
92	Go	fl-s	fSms	3,2	0,4	1,6	4,6	6,6	65,9	23,5	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,16	1,36	0,3	0,0	0,0	n.b.
97	Go	fl-s	mSgs	3,0	0,4	0,8	2,4	3,6	20,0	63,8	9,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,27	1,45	0,3	0,0	0,0	n.b.
99	F-Go	fl-Fms	Su2	4,9	1,2	2,7	9,4	13,3	16,8	58,4	6,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,25	1,51	1,6	1,1	0,0	n.b.
101	F-Go	fl-Fmu	Ut2	11,0	2,1	12,2	51,4	65,7	20,2	2,5	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	3,72	1,5	0,4	0,0	n.b.
103	F-Go	fl-Fmu	Ut3	15,0	6,0	18,0	44,9	68,9	13,8	2,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	3,47	2,7	1,2	0,0	n.b.
113	Go	fl-s	Su3	6,8	1,2	3,5	31,8	36,5	51,3	5,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,08	3,15	1,1	0,4	0,0	n.b.
120	F-Go	fl-Fmu	Us	7,2	1,1	5,9	54,7	61,7	28,8	2,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	3,89	2,2	1,5	0,0	n.b.
146	Go	ff-s(Sgf)	Sl2	5,3	0,6	3,2	19,3	23,1	66,1	4,2	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,12	1,76	0,6	0,1	0,0	n.b.
178	Go	ff-(k)s(Sgf)	gSfs	3,9	0,6	3,1	1,8	5,5	39,4	34,8	8,8	5,6	2,0	0,0	7,6	0,20	1,76	0,6	0,2	0,0	n.b.
200+	Gr	g-(k)l(Mg)	Ls3	19,0	5,3	11,1	10,8	27,2	23,7	11,6	7,3	6,4	2,1	2,7	11,2	0,08	7,92	1,4	0,0	7,3	n.b.

Anhang-Tab. 8: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Endinger Bruch Fpl. V/S1.

Profil:		Endinger Bruch Fpl. V/S1							m HN:		ca. 10,6								
Aufnahmedatum:		06.05.1995 (Aufnahme: K. Kaiser, Labor: H. Rabe)							Nutzung/Veg.:		Wald/Buche								
TK 10:		N-33-62-B-b-1 (Obermützkow)							Bodentyp KA4:		Pseudogley-Podsol								
RW:		3363400							Substrattyp KA4:		Geschiebedecksand // Geschiebemergel								
HW:		6016200							Humusform:		Moder								
Lage im Relief:		Topbereich am Rand einer Flachkuppe							Grundwasser:		-								
Aufschlußart:		Aufgrabung, ab 120 cm Bohrung (Nutstange)																	
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Gefüge	Grenze	Feuchte	Hydromorphie		Farbe (Munsell-Code)	Farbe (Munsell-verbal)	Probe	Bemerkungen							
							ox.	red.											
12	ylC-Ah	oj-s	Su	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	5YR3/1	ddgr	-	-							
30	Aa	p-(k)s(Sp)	Su3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	7.5YR2.5/1	sw	a	-							
45	Ae	p-(k)s(Sp)	Su3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	7.5YR7/2	gr	b	-							
54	Bh	p-(k)s(Sp)	Sl3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	7.5YR4/2	bn	c	-							
65	Bsh	p-(k)s(Sp)	Su4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	7.5YR5/8	bn	d	-							
117	Sw	p-(k)s(Sp)	Sl3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	7.5YR5/8, 2.5Y7/3	bn, hge	e	Konzentration von Kiesen und Steinen an Obergrenze Sw							
145	Sd	g-(k)l(Mg)	Ls4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	7.5YR5/8, 2.5Y7/3	bn, hge	f	-							
200+	eIC	g-(k)l(Mg)	Ls4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	7.5YR4/6, 5Y6/2	bn, holgr	-	-							
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)										Pedochemie					
				Feinboden (%)					Grobboden (%)					KG-Parameter (Trask)		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)
				T	fU	mU	gU	Σ U	fS	mS	gS	Σ G	Md	So					
<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,63	<2,0	<63											
12	ylC-Ah	oj-s	Su	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
30	Aa	p-(k)s(Sp)	Su3	6,4	2,7	7,5	27,1	37,3	44,7	7,0	2,0	2,6	0,08	3,43	16,8	16,2	0,0	3,0	
45	Ae	p-(k)s(Sp)	Su3	3,2	1,9	8,0	27,1	37,0	35,0	20,9	2,5	1,4	0,10	3,34	0,8	0,5	0,0	3,4	
54	Bh	p-(k)s(Sp)	Sl3	8,0	1,9	8,4	27,2	37,5	40,1	9,9	2,6	1,9	0,08	3,72	4,5	3,7	0,0	3,2	
65	Bsh	p-(k)s(Sp)	Su4	6,3	1,5	7,6	34,2	43,3	31,5	13,8	3,1	2,0	0,06	4,15	5,1	4,5	0,0	3,8	
117	Sw	p-(k)s(Sp)	Sl3	8,4	2,4	4,8	11,9	19,1	44,4	22,5	3,5	2,1	0,13	2,12	1,5	0,7	0,0	3,6	
145	Sd	g-(k)l(Mg)	Ls4	18,9	2,4	5,6	12,9	20,9	39,6	15,8	2,6	2,2	0,10	5,17	1,3	0,0	0,0	6,2	
200+	eIC	g-(k)l(Mg)	Ls4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	C4-6	n.b.

Anhang-Tab. 9: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Endinger Bruch Fpl. V/S2.

Profil:	Endinger Bruch Fpl. V/S2							m HN:	ca. 10,2										
Aufnahmedatum:	29.03.1995 (Aufnahme: K. Kaiser, Labor: H. Rabe)							Nutzung/Veg.:	Wald/Buche										
TK 10:	N-33-62-B-b-1 (Obermützkow)							Bodentyp KA4:	Podsol-Pseudogley										
RW:	3363400							Substrattyp KA4:	limnischer Sand / limnischer Lehm // Geschiebemergel										
HW:	6016200							Humusform:	Moder										
Lage im Relief:	Mittelhang einer Flachkuppe							Grundwasser:	?										
Aufschlußart:	Aufgrabung, ab 140 cm Bohrung (Nutstange)																		
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Gefüge	Grenze	Feuchte	Hydromorphie		Farbe (Munsell-Code)	Farbe (Munsell-verbal)	Probe	Bemerkungen							
							ox.	red.											
20	Ah	fl-s	Sl3	n.b.	n.b.	2	n.b.	n.b.	2.5YR3/1, 7.5YR3/2	ddgr, dbn	a	-							
22	Aeh	fl-s	Su	n.b.	n.b.	2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	-	-							
33	Bhs-Sw	fl-s	Su3	n.b.	n.b.	3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	b	-							
61	Sw	fl-s	Sl3	n.b.	n.b.	3	n.b.	n.b.	7.5YR5/6, 2.5Y6/3	bn, hgebn	c	-							
76	Sd	fl-l	Ls4	n.b.	n.b.	3	n.b.	n.b.	5Y5/3, 7.5YR5/6	ol, bn	d	-							
85	Sw	fl-l	Ls4	n.b.	n.b.	3	n.b.	n.b.	5Y5/2, 7.5YR4/6	olgr, bn	e	-							
115	Srw	g-(k)s(Mg)	Sl4	n.b.	n.b.	3	n.b.	n.b.	5Y6/1, 7.5YR4/6	gr, bn	g	-							
230+	Go-Sw	g-(k)s(Mg)	Sl4	n.b.	n.b.	3	n.b.	n.b.	5Y6/1, 7.5YR4/6	gr, bn	h	-							
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)										Pedochemie					
				Feinboden (%)					Grobboden (%)					KG-Parameter (Trask)		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)
				T	fU	mU	gU	Σ U	fS	mS	gS	Σ G	Md	So					
<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,63	<2,0	<63											
20	Ah	fl-s	Sl3	8,1	2,3	9,5	16,7	28,5	38,4	22,0	3,0		0,0	0,12	3,17	11,7	10,9	0,0	3,1
22	Aeh	fl-s	Su	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,0	n.b.
33	Bhs-Sw	fl-s	Su3	7,8	2,9	7,8	16,9	27,6	38,2	20,0	5,4		1,0	0,12	3,03	2,7	1,9	0,0	3,6
61	Sw	fl-s	Sl3	8,4	3,5	9,4	12,4	25,3	43,8	14,2	6,4		1,9	0,12	2,58	1,3	0,5	0,0	3,6
76	Sd	fl-l	Ls4	24,2	4,0	8,2	10,8	23,0	29,7	18,1	5,0		0,0	0,08	9,18	4,0	1,6	0,0	4,1
85	Sw	fl-l	Ls4	19,9	3,7	8,6	7,9	20,2	34,4	19,5	4,9		1,1	0,11	6,10	3,1	1,1	0,0	4,9
115	Srw	g-(k)s(Mg)	Sl4	14,8	3,2	8,9	9,3	21,4	33,9	22,6	6,6		0,7	0,13	4,14	1,8	0,3	9,6	7,5
230+	Go-Sw	g-(k)s(Mg)	Sl4	14,9	3,2	8,0	10,3	21,5	35,3	20,6	7,0		0,7	0,12	4,03	1,9	0,4	10,7	7,5

Anhang-Tab. 10: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Endinger Bruch Fpl. V/S3.

Profil:	Endinger Bruch Fpl. V/S3							m HN:	ca. 8,6										
Aufnahmedatum:	27.09.1996 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)							Nutzung/Veg.:	Wald/Buche, Erle										
TK 10:	N-33-62-B-b-1 (Obermützkow)							Bodentyp KA4:	Anmoorgley-Gley										
RW:	3363400							Substrattyp KA4:	limnischer Sand / Geschiebemergel										
HW:	6016200							Humusform:	Mull										
Lage im Relief:	Unterhang einer Flachkuppe							Grundwasser:	?										
Aufschlußart:	Aufgrabung																		
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Gefüge	Grenze	Feuchte	Hydromorphie		Farbe (Munsell-Code)	Farbe (Munsell-verbal)	Probe	Bemerkungen							
							ox.	red.											
39	Go-Aa	fl-s	Sl4	n.b.	n.b.	3	n.b.	n.b.	5Y2.5/1	sw	a	-							
44	Go	fl-(k)s	Ss	n.b.	n.b.	3	n.b.	n.b.	2.5Y5/3	holbn	b	-							
80	Go	g-(k)s(Mg)	Sl4	n.b.	n.b.	4	n.b.	n.b.	10YR4/4, 5Y5/2	dgelibn, olgr	c	-							
100+	Gor	g-(k)s(Mg)	Sl4	n.b.	n.b.	4	n.b.	n.b.	5Y5/1	gr	d	-							
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)											Pedochemie				
				Feinboden (%)						Grobboden (%)				KG-Parameter		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)
				T	fU	mU	gU	Σ U	fS	mS	gS	Σ G	(Trask)						
				<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,63	<2,0	<63	Md	So					
39	Go-Aa	fl-s	Sl4	13,2	8,1	12,0	10,8	30,9	34,3	18,3	3,3		0,0	0,09	4,68	26,1	24,8	0,0	6,8
44	Go	fl-(k)s	Ss	4,1	0,7	1,6	3,7	6,0	29,2	32,2	9,8		18,7	0,27	2,46	1,4	1,0	3,3	7,3
80	Go	g-(k)s(Mg)	Sl4	14,6	3,3	8,7	10,7	22,7	37,2	17,7	3,9		3,9	0,12	3,93	1,6	0,1	11,6	7,5
100+	Gor	g-(k)s(Mg)	Sl4	13,6	3,6	7,8	10,4	21,8	36,4	20,7	4,3		3,2	0,12	3,61	1,4	0,0	12,3	7,5

Anhang-Tab. 12: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Endinger Bruch 148 (Fpl. II).

Profil:		Endinger Bruch 148					m HN:		ca. 10,0													
Aufnahmedatum:		04.09.1997 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)					Nutzung/Veg.:		Wiese													
TK 10:		N-33-62-B-d-1 (Jakobsdorf)					Bodentyp KA4:		Gley													
RW:		3362730					Substrattyp KA4:		fluvialer Sand /// Silikatmulde													
HW:		6015210					Humusform:		?													
Lage im Relief:		Topbereich eines Flachhügels					Grundwasser:		ca. 150 cm													
Aufschlußart:		Aufgrabung, ab 100 cm Bohrung (Rammkernsonde)																				
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Gefüge	Grenze	Feuchte	Hydromorphie		Farbe (Munsell-Code)	Farbe	Probe	Bemerkungen										
							ox.	red.														
38	Ah	fl-s	Ss	n.b.	n.b.	2	n.b.	n.b.	n.b.	grbn	a	-										
80	Go	fl-(k)s	Ss	n.b.	n.b.	2	n.b.	n.b.	n.b.	hhocbn	b	zwischen 50 u. 60 cm: Steine (max. 17 x 22 cm)										
155	Gor	fl-s	Ss	n.b.	n.b.	2-3	n.b.	n.b.	n.b.	hhocbn, gr	c	-										
184	Gr	fl-s	Ss	n.b.	n.b.	3-4	n.b.	n.b.	n.b.	hocbn, bunt	d	-										
200	F-Gr	fl-Fms	Su3	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	dbn, olgr, gr	e	Muddekomplex palynologisch bearbeitet!										
235	F-Gr	fl-Fms	SI3	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	dolgr	f	-										
270	F-Gr	fl-Fms	SI3	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	dgr	g	-										
359	F-Gr	fl-Fms	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	olgr, gr	h	-										
365	F-Gr	fl-Fms	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	ddolgr	i	-										
371	F-Gr	fl-Fmk	Uls	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	olgr	j	-										
386	F-Gr	fl-Fms	Su4	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	gr, olgr	k	-										
395	F-Gr	fl-Fmu	Uls	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	dolbn	l	-										
410	Gr	ff-(k)s(Sgf)	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	gr, bunt	m	-										
420	Gr	ff-(k)s(Sgf)	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	gr, bunt	n	-										
427	Gr	ff-(k)s(Sgf)	Su2	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	gr	o	-										
460+	Gr	g-(k)s(Mg)	SI4	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	gr	p	-										
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)													Pedochemie					
				Feinboden (%)									Grobboden (%)				KG-Parameter (Trask)		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)
				T	fU	mU	gU	Σ U	fS	mS	gS	fG	mG	gG	Σ G	Md	So					
				<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,63	<2,0	<6,3	<20	<63								
38	Ah	fl-s	Ss	2,6	0,0	1,4	1,2	2,6	9,2	67,9	17,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,32	1,50	3,5	3,2	0,0	n.b.	
80	Go	fl-(k)s	Ss	1,8	0,2	0,6	0,6	1,4	11,9	73,5	9,7	0,3	1,4	0,0	1,7	0,33	1,44	0,4	0,2	0,0	n.b.	
155	Gor	fl-s	Ss	2,5	0,0	0,4	1,2	1,6	46,5	45,1	4,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,20	1,42	0,4	0,2	0,0	n.b.	
184	Gr	fl-s	Ss	2,0	0,0	0,4	0,4	0,8	7,3	71,1	18,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,34	1,49	0,4	0,2	0,6	n.b.	
200	F-Gr	fl-Fms	Su3	5,4	4,8	5,9	14,4	25,1	44,4	24,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,13	2,26	3,7	3,2	3,4	n.b.	
235	F-Gr	fl-Fms	SI3	9,1	1,1	6,4	15,5	23,0	46,5	20,3	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,13	2,41	2,6	1,7	3,0	n.b.	
270	F-Gr	fl-Fms	SI3	8,1	0,6	4,1	33,1	37,8	53,8	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,07	3,11	1,2	0,4	2,6	n.b.	
359	F-Gr	fl-Fms	Ss	3,3	0,2	1,6	5,6	7,4	71,4	16,7	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,15	1,35	2,0	1,7	8,0	n.b.	
365	F-Gr	fl-Fms	Ss	5,3	0,0	0,0	2,6	2,6	65,2	25,3	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,16	1,34	2,0	1,5	2,4	n.b.	
371	F-Gr	fl-Fmk	Uls	16,8	2,3	9,1	42,8	54,2	28,2	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	4,71	3,7	2,0	30,5	n.b.	
386	F-Gr	fl-Fms	Su4	7,6	0,0	3,6	37,6	41,2	45,9	4,1	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,07	3,71	1,6	0,8	6,0	n.b.	
395	F-Gr	fl-Fmu	Uls	12,6	0,6	9,6	54,4	64,6	21,0	1,2	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	3,80	8,2	6,9	1,8	n.b.	
410	Gr	ff-(k)s(Sgf)	Ss	2,8	0,5	1,1	2,4	4,0	20,0	34,6	27,4	11,2	0,0	0,0	11,2	0,43	2,28	0,7	0,4	10,6	n.b.	
420	Gr	ff-(k)s(Sgf)	Ss	2,6	0,6	1,5	2,5	4,6	11,8	23,9	21,3	27,4	8,4	0,0	35,8	0,96	3,33	0,9	0,6	14,0	n.b.	
427	Gr	ff-(k)s(Sgf)	Su2	4,3	0,9	4,3	9,7	14,9	42,7	30,0	5,7	2,4	0,0	0,0	2,4	0,16	1,78	0,7	0,3	8,2	n.b.	
460+	Gr	g-(k)s(Mg)	SI4	14,9	4,1	9,1	11,4	24,6	35,6	17,2	5,5	2,2	0,0	0,0	2,2	0,11	4,40	1,9	0,4	14,0	n.b.	

Anhang-Tab. 13: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Barthetal Hövet 2/1.

Profil:		Barthetal Hövet 2/1				m HN:		ca. 7,5												
Aufnahmedatum:		03.09.1997 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)				Nutzung/Veg.:		Wiese												
TK 10:		N-33-62-B-c-1 (Weitenhagen)				Bodentyp KA4:		Kolluvisol-Gley // Anmoorgley												
RW:		3356520				Substrattyp KA4:		Auensand // Auenschluff // fluvialen Sand												
HW:		6014030				Humusform:		Mull												
Lage im Relief:		Flußaue				Grundwasser:		ca. 200 cm												
Aufschlußart:		Aufgrabung, ab 180 cm Bohrung (Rammkernsonde)																		
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Gefüge	Grenze	Feuchte	Hydromorphie		Farbe (Munsell-Code)	Farbe (verbal)	Probe	Bemerkungen								
							ox.	red.												
20	aM-Ah	f-s(Sf)	SI3/SI4	n.b.	n.b.	2	n.b.	n.b.	n.b.	ddgrbn	-	-								
40	Go-aM	f-s(Sf)	SI3/SI4	n.b.	n.b.	2	n.b.	n.b.	n.b.	bn	aa	-								
70	Go-aM	f-s(Sf)	Slu	n.b.	n.b.	2-3	n.b.	n.b.	n.b.	holbn	bb	-								
83	Go-aM	f-u(Uf)	Uls	n.b.	n.b.	3-4	n.b.	n.b.	n.b.	bn	cc	-								
88	Go-aM	f-u(Uf)	Uls	n.b.	n.b.	4	n.b.	n.b.	n.b.	ddgr	dd	Pflanzenreste								
110	Go	ff-s	Ss	n.b.	n.b.	4	n.b.	n.b.	n.b.	bn, ddbn	ee	humose Lagen								
160	Go	ff-s	Ss	n.b.	n.b.	4	n.b.	n.b.	n.b.	bngr, bn	ff	humose Lagen								
190	Gr-fAa	ff-s	Ss	n.b.	n.b.	4	n.b.	n.b.	n.b.	dbn	gg	Pflanzenreste								
196	Gr	ff-s	Ss	n.b.	n.b.	4	n.b.	n.b.	n.b.	gr	a	-								
206	Gr	ff-s	Ss	n.b.	n.b.	4	n.b.	n.b.	n.b.	dbn	-	-								
217	Gr	ff-s	Ss	n.b.	n.b.	4-5	n.b.	n.b.	n.b.	ocbn	-	-								
230	Gr	ff-(k)s	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	bngr	b	-								
303	Gr	ff-s	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	dbn	c	humose Lagen								
312	Gr	ff-s	SI2	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	gr	d	Pflanzenreste								
327	Gr	ff-(k)s	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	gr	e	Pflanzenreste								
352	Gr	ff-(s)k	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	gr, bunt	f	-								
385	Gr	ff-(k)s	SI3	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	olgr	g	Pflanzenreste								
425	Gr	ff-(s)k	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	blgr, bunt	h	-								
430	F-Gr	Fms	SI3	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	olgr	i	-								
435	Gr	ff-(k)s	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	gr, bunt	i	-								
440	F-Gr	Fms	SI4	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	olgr	k	Mollusken- und Pflanzenreste								
454	Gr	ff-(k)s	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	gr, bunt	l	-								
485	Gr	g-(k)st(Mg)	SI4	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	dgr	m	-								
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)											Pedochemie					
				Feinboden (%)					Grobboden (%)						KG-Parameter (Trask)		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)
				T	fU	mU	gU	Σ U	fS	mS	gS	fG	mG	gG	Σ G	Md				
<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,63	<2,0	<6,3	<20	<63										

Anhang-Tab. 14: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Barthetal Redebas 1/5.

Profil:		Barthetal Redebas 1/5						m HN:		ca. 3,0											
Aufnahmedatum:		05.09.1997 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)						Nutzung/Veg.:		Grünland											
TK 10:		N-33-62-A-b-2 (Löbnitz)						Bodentyp KA4:		Kolluvisol-Gley											
RW:		3352710						Substrattyp KA4:		Auenlehm / Auenton // Auensand /// fluvialen Sand											
HW:		6020980						Humusform:		Mull											
Lage im Relief:		Flußaue						Grundwasser:		ca. 150 cm											
Aufschlußart:		Bohrung (Rammkernsonde)																			
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Gefüge	Grenze	Feuchte	Hydromorphie		Farbe (Munsell-Code)	Farbe (verbal)	Probe	Bemerkungen									
							ox.	red.													
63	Ah, Go-aM	f-l(Lf)	Lt2	n.b.	n.b.	2	n.b.	n.b.	n.b.	grbn	a	-									
88	Go-aM-fAh	f-t(Tf)	Tu3	n.b.	n.b.	3	n.b.	n.b.	n.b.	dgrbn	b	-									
130	Go-aM	f-s(Sf)	Sl2	n.b.	n.b.	3	n.b.	n.b.	n.b.	grbn	c	-									
141	Go-aM-fAh	f-s(Sf)	Sl2	n.b.	n.b.	4	n.b.	n.b.	n.b.	dgrbn	d	-									
270	Gr	ff-s	Ss	n.b.	n.b.	4-5	n.b.	n.b.	n.b.	hgrbn, grbn	e	humose Lagen, Holzreste									
300	Gr	ff-s	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	hhbng, gr	f	humose Lagen, Pflanzen- und Holzreste									
326	Gr	ff-(k)s	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	hhbng, gr	g	humose Lagen, Pflanzen- und Holzreste									
343	Gr	ff-(k)s	Sl2	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	dbn	h	Holzreste									
360	Gr	ff-(k)s	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	grbn	i	Holzreste, 14C-Datum									
380	Gr	ff-(k)s	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	olgr	j	Pflanzenreste									
400	Gr	ff-(s)k	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	gr, bunt	k	-									
440+	Gr	g-(k)s(Mg)	Sl4	n.b.	n.b.	4	n.b.	n.b.	n.b.	gr	l	-									
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)												Pedochemie					
				Feinboden (%)					Grobboden (%)					KG-Parameter		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)		
				T	fU	mU	gU	Σ U	fS	mS	gS	fG	mG	gG	Σ G					(Trask)	Md
<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,63	<2,0	<6,3	<20	<63											
63	Ah, Go-aM	f-l(Lf)	Lt2	29,4	6,6	18,2	19,3	44,1	17,7	7,7	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	-	8,2	5,3	0,0	n.b.
88	Go-aM-fAh	f-t(Tf)	Tu3	41,9	10,6	26,3	14,0	50,9	6,1	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-	-	8,2	4,0	0,0	n.b.
130	Go-aM	f-s(Sf)	Sl2	5,6	1,0	3,1	9,5	13,6	71,3	9,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,12	1,40	1,9	1,3	0,0	n.b.
141	Go-aM-fAh	f-s(Sf)	Sl2	7,0	1,4	4,8	11,5	17,7	64,2	11,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,12	1,55	7,0	6,3	0,0	n.b.
270	Gr	ff-s	Ss	2,2	0,0	0,4	2,2	2,6	56,4	38,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,17	1,50	1,1	0,9	0,0	n.b.
300	Gr	ff-s	Ss	2,2	0,2	0,4	2,0	2,6	42,1	38,0	15,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,21	1,64	0,9	0,7	0,0	n.b.
326	Gr	ff-(k)s	Ss	0,0	0,0	0,6	1,0	1,6	21,2	51,6	22,3	3,3	0,0	0,0	3,3	0,36	1,75	0,3	0,3	0,0	n.b.
343	Gr	ff-(k)s	Sl2	7,1	1,4	4,5	11,1	17,0	34,9	22,7	5,1	11,1	2,1	0,0	13,2	0,17	2,33	10,8	10,1	0,0	n.b.
360	Gr	ff-(k)s	Ss	1,5	0,3	0,6	1,4	2,3	15,6	20,3	15,0	13,0	9,6	22,7	45,3	1,38	8,14	2,1	1,9	1,6	n.b.
380	Gr	ff-(k)s	Ss	4,3	0,6	2,1	3,5	6,2	57,2	28,5	1,2	0,8	1,8	0	2,6	0,16	1,44	1,1	0,7	2,0	n.b.
400	Gr	ff-(s)k	Ss	1,1	0,4	0,4	4,4	5,2	7,5	14,7	15,2	11,4	10,3	34,6	56,3	3,58	7,58	1,6	1,5	9,4	n.b.
440+	Gr	g-(k)s(Mg)	Sl4	15,0	2,2	7,2	10,6	20,0	38,1	18,9	4,4	2,2	1,4	0,0	3,6	0,12	3,56	1,5	0,0	12,2	n.b.

Anhang-Tab. 15: P rofilaufnahme und Analysedaten von Profil Barthetal Löbnitz 2.

Profil:		Barthetal Löbnitz 2						m HN:		ca. 2,0											
Aufnahmedatum:		06.09.1997 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)						Nutzung/Veg.:		Wiese/Weide											
TK 10:		N-33-62-A-b-2 (Löbnitz)						Bodentyp KA4:		Kolluvisol-Gley /// Gley											
RW:		3351730						Substrattyp KA4:		Auenlehm // Auenton // fluvialen Sand /// Auenlehm /// fluvialen Sand											
HW:		6021770						Humusform:		Mull											
Lage im Relief:		Flußbaue						Grundwasser:		ca. 120 cm											
Aufschlußart:		Bohrung (Rammkernsonde)																			
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Gefüge	Grenze	Feuchte	Hydromorphie		Farbe (Munsell-Code)	Farbe (Munsell-verbal)	Probe	Bemerkungen									
							ox.	red.													
80	Go-aM-Ah, Go-aM	f-l(Lf)	Lt2	n.b.	n.b.	3-4	n.b.	n.b.	n.b.	grbn, doc	a	-									
119	Go-aM	f-t(Tf)	Tu2	n.b.	n.b.	4	n.b.	n.b.	n.b.	dgrbn	b	Pflanzenreste									
129	Gr	ff-s	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	bngr	c	-									
141	aM-fAh	f-l(Lf)	Lts	n.b.	n.b.	4	n.b.	n.b.	n.b.	ddgrbn	d	Pflanzenreste (Holz, Samen)									
178	Gr	ff-s	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	dbn, hbng	e	Holzreste, eine Muddelage									
250	Gr	ff-s	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	grbn, dbn	f	-									
375	Gr	ff-s	Ss	n.b.	n.b.	5	n.b.	n.b.	n.b.	hgrbn, dbn	g	Holzreste, 14C-Datum									
427	Gr	ff-(s)k	Ss	n.b.	n.b.	4-5	n.b.	n.b.	n.b.	blgr, bunt	h	-									
480+	Gr	ff-(k)s	St2	n.b.	n.b.	4-5	n.b.	n.b.	n.b.	blgr	i	-									
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)												Pedochemie					
				Feinboden (%)						Grobboden (%)						KG-Parameter		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)
				T	fU	mU	gU	Σ U	fS	mS	gS	fG	mG	gG	Σ G	(Trask)	Md				
<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,63	<2,0	<6,3	<20	<63											
80	Go-aM-Ah, Go-aM	f-l(Lf)	Lt2	32,3	4,8	15,0	15,6	35,4	24,7	5,4	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	-	5,7	2,2	0,0	n.b.
119	Go-aM	f-t(Tf)	Tu2	50,0	13,0	24,7	10,5	48,2	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-	-	18,1	13,1	0,0	n.b.
129	Gr	ff-s	Ss	2,2	0,4	0,8	0,8	2,0	41,0	54,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,22	1,57	0,9	0,7	0,0	n.b.
141	aM-fAh	f-l(Lf)	Lts	26,8	6,4	11,5	7,0	24,9	37,5	10,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,06	-	16,8	14,1	0,0	n.b.
178	Gr	ff-s	Ss	2,8	0,2	1,0	2,2	3,4	28,9	64,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,24	1,37	0,9	0,6	0,0	n.b.
250	Gr	ff-s	Ss	3,0	0,2	0,6	2,4	3,2	28,8	63,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,24	1,38	1,7	1,4	0,0	n.b.
375	Gr	ff-s	Ss	3,1	0,2	1,0	7,8	9,0	55,9	26,4	5,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,16	1,44	1,4	1,1	0,0	n.b.
427	Gr	ff-(s)k	Ss	2,6	0,5	0,5	1,4	2,4	9,3	18,4	10,0	15,6	14,1	27,6	57,3	3,42	7,91	1,1	0,8	8,5	n.b.
480+	Gr	ff-(k)s	St2	5,6	1,2	3,2	5,0	9,4	28,3	22,1	9,9	10,2	12,7	1,8	24,7	0,25	3,93	0,6	0,0	9,9	n.b.

Anhang-Tab. 16: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Barther Heide 32.

Profil:		Barther Heide 32					m HN:	ca. 2,0												
Aufnahmedatum:		07.09.1998 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)					Nutzung/Veg.:	Wald/Esche												
TK 10:		N-33-62-A-a-2 (Lüdershagen)					Bodentyp KA4:	Anmoorgley-Gley												
RW:		3341720					Substrattyp KA4:	limnischer Sand / Silikatmudde // glazilimnischen Sand												
HW:		6025700					Humusform:	L-Mull												
Lage im Relief:		Niederung					Grundwasser:	150 cm												
Aufschlußart:		Aufgrabung, ab 150 cm Bohrung (Nutzstange)																		
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Feuchte	Farbe (Munsell-Code)	Farbe (verbal)	Probe	Bemerkungen												
20	Go-Aa	fl-s	Sl2	3	10YR2/1	sw	a	-												
24	Go	fl-s	fSms	3	10YR6/4	hegebn	b	-												
42	Go	fl-s	Su3	3	10YR6/8, 5Y6/3	bnge, faol	c	Parallelschichtung, Matrix aus fS mit Laminae aus Us												
46	Go	fl-s	Su4	3	10YR6/8, 5Y6/3	bnge, faol	d	-												
50	F-Go	fl-Fmu	Ut2	3	5Y5/2, 7.5YR5/6	olgr, bn	e	-												
60	F-Go	fl-Fmu	Us	3	5Y5/2, 7.5YR5/6	olgr, bn	f	-												
70	F-Go	fl-Fmk	n.b.	3	2.5Y7/2	hgr	g	viele Molluskenreste												
80	F-Go	fl-Fms	Su2	3	2.5Y6/3	hegebn	h	Molluskenreste												
105	Go	fgl-s	fSms	4	2.5Y6/3	hegebn	i	bei ca. 90 cm gS-mG-Lage, schwache Schrägschichtung												
150	Go	fgl-s	fS	4,5	2.5Y5/3, 10YR5/8	heolbn, gebn	j	Schrägschichtung (326°/15°), gS-gG-Lage bei ca. 140 cm												
225	Gor	fgl-s	fSms	5	5Y5/3	ol	k	-												
250+	Gr	fgl-s	Su4	5	5Y5/1	gr	l	-												
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)										Pedochemie						
				Feinboden (%)										KG-Parameter		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)	
				T <0,002	fU <0,0063	mU <0,02	gU <0,063	ΣU	ffS <0,125	gfs <0,2	ΣfS	mS <0,63	gS <2,0	(Trask) Md	So					
20	Go-Aa	fl-s	Sl2	6,3	5,3	6,2	6,2	17,7	23,8	38,5	62,3	13,7	0,0	0,13	1,50	29,6	29,0	0,0	n.b.	
24	Go	fl-s	fSms	2,3	1,7	2,2	4,3	8,2	27,2	47,1	74,3	15,2	0,0	0,13	1,16	1,6	1,4	0,0	n.b.	
42	Go	fl-s	Su3	5,0	4,3	8,2	19,1	31,6	46,3	16,0	62,3	1,1	0,0	0,09	2,36	3,0	2,5	0,0	n.b.	
46	Go	fl-s	Su4	6,2	5,6	10,7	30,4	46,7	43,0	4,1	47,1	0,0	0,0	0,05	3,39	2,1	1,5	0,0	n.b.	
50	F-Go	fl-Fmu	Ut2	10,9	12,6	22,6	34,5	69,7	18,8	0,6	19,4	0,0	0,0	0,01	3,47	5,0	3,9	0,0	n.b.	
60	F-Go	fl-Fmu	Us	6,8	6,5	13,4	35,8	55,7	34,3	3,2	37,5	0,0	0,0	0,03	3,74	3,8	3,1	0,0	n.b.	
70	F-Go	fl-Fmk	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2,3	n.b.		83,5	n.b.
80	F-Go	fl-Fms	Su2	2,4	1,3	2,7	15,3	19,3	35,3	27,0	62,3	15,9	0,1	0,12	1,44	1,5	1,3	13,4	n.b.	
105	Go	fgl-s	fSms	1,3	0,4	0,3	2,7	3,4	24,4	39,2	63,6	31,1	0,6	0,15	1,37	0,5	0,4	2,3	n.b.	
150	Go	fgl-s	fS	1,9	0,7	0,4	3,7	4,8	38,0	40,9	78,9	14,3	0,1	0,13	1,18	0,6	0,4	2,6	n.b.	
225	Gor	fgl-s	fSms	1,6	0,8	0,5	3,3	4,6	23,5	33,4	56,9	35,6	1,3	0,16	1,43	0,5	0,3	3,2	n.b.	
250+	Gr	fgl-s	Su4	5,3	4,6	14,0	27,4	46,0	35,1	11,2	46,3	2,4	0,0	0,06	3,47	0,5	1,0	11,5	n.b.	

Anhang-Tab. 17: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Barther Heide 37.

Profil:	Barther Heide 37						m HN:	ca. 4,2												
Aufnahme:	28.08.1998 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)						Nutzung/Veg.:	Wald/Kiefer												
TK 10:	N-33-50-C-c-4 (Fuhlendorf)						Bodentyp KA4:	(Relikt-) Gley-Podsol												
RW:	3341800						Substrattyp KA4:	Flugsand												
HW:	6026920						Humusform:	Rohhumus (+2-3 cm Oh, +9-12 cm Of, L, "Halbfilz bis Filz")												
Lage im Relief:	Verebnung am Plattenrand						Grundwasser:	ca. 290 cm												
Aufschlußart:	Aufgrabung, ab 190 cm Bohrung (RKS) 6 m östlich von Profilgrube																			
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Feuchte	Farbe (Munsell-Code)	Farbe (verbal)	Probe	Bemerkungen												
15	Aeh	a-as	Su2	2	10YR2/1	sw	a	stark gestört wirkend												
20	Ahe	a-as	fSms	2	7.5YR4/1	dgr	b	-												
25	Bh	a-as	fSms	2	10YR2/1	sw	c	horizontal nur teilweise ausgeprägt, unverfestigt												
30	Bsh	a-as	fSms	2	7.5YR3/2	dbn	d	unverfestigt												
52	rGo-Bs	a-as	fSms	2	10YR5/4	gebn	e	Bs-Charakter sehr schwach ausgebildet												
90	rGo	a-as	fSms	2	7.5YR5/8	bn	f	-												
135	rGo	a-as	mSfs	2	2.5Y6/6	olge	g	-												
236	rGr	a-as	mSfs	2	2.5Y7/3	fage	h	-												
271	F-Go	fl-Fms	fSms	4	10YR5/3	bn	i	Muddekomplex palynologisch bearbeitet!												
285	F-Gr	fl-Fms	Su3	4	10YR3/2	ddgrbn	j	-												
295	F-Gr	fl-Fms	Su2	5	5Y5/2	olgr	k	-												
323	Gr	a-as?	fSms	5	5Y5/2	olgr	l	-												
365	F-Gr	fl-Fms	Su2	5	5Y5/2, 5Y4/2	olgr, olgr	m	gut erhaltene Moosreste, geschichtet												
500+	Gr	fgl-s	fSms	5, 6	5Y5/2	olgr	n	-												
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)											Pedochemie					
				Feinboden (%)											KG-Parameter (Trask)		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)
				T	fU	mU	gU	ΣU	ffS	gfs	ΣfS	mS	gS	Md	So					
<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,2		<0,63	<2,0											
15	Aeh	a-as	Su2	1,7	1,1	4,0	11,6	16,7	20,0	33,1	53,1	27,9	0,4	0,14	1,43	16,2	16,0	0,0	n.b.	
20	Ahe	a-as	fSms	1,8	1,3	2,1	4,3	7,7	19,9	36,9	56,8	32,9	0,8	0,16	1,41	2,8	2,6	0,0	n.b.	
25	Bh	a-as	fSms	2,7	1,9	2,7	4,0	8,6	18,1	36,0	54,1	33,9	0,7	0,16	1,44	16,7	16,4	0,0	n.b.	
30	Bsh	a-as	fSms	4,0	2,8	3,4	3,7	9,9	17,5	35,8	53,3	32,3	0,5	0,15	1,40	11,8	11,4	0,0	n.b.	
52	rGo-Bs	a-as	fSms	2,0	1,2	1,4	2,7	5,3	21,3	38,9	60,2	31,5	1,0	0,15	1,38	2,6	2,4	0,0	n.b.	
90	rGo	a-as	fSms	1,4	0,9	0,8	1,7	3,4	22,3	43,1	65,4	28,9	0,9	0,15	1,34	1,4	1,3	0,0	n.b.	
135	rGo	a-as	mSfs	0,9	0,3	0,5	1,2	2,0	11,5	36,8	48,3	46,3	2,5	0,20	1,46	0,5	0,4	0,0	n.b.	
236	rGr	a-as	mSfs	0,9	0,3	0,4	1,4	2,1	8,7	35,8	44,5	50,8	1,7	0,21	1,44	0,4	0,3	0,0	n.b.	
271	F-Go	fl-Fms	fSms	1,5	0,7	1,0	5,4	7,1	27,0	33,8	60,8	29,3	1,3	0,14	1,38	1,2	1,0	0,0	n.b.	
285	F-Gr	fl-Fms	Su3	2,8	1,9	3,5	24,2	29,4	41,0	16,8	57,8	9,8	0,2	0,11	1,90	3,2	2,9	0,0	n.b.	
295	F-Gr	fl-Fms	Su2	1,8	1,0	1,3	11,2	13,5	33,4	29,6	63,0	21,3	0,4	0,13	1,37	1,0	0,8	0,0	n.b.	
323	Gr	a-as?	fSms	1,4	0,5	0,7	3,9	5,1	21,8	43,1	64,9	28,4	0,2	0,15	1,32	0,4	0,3	0,0	n.b.	
365	F-Gr	fl-Fms	Su2	1,9	1,0	1,5	12,2	14,7	33,4	27,5	60,9	21,9	0,6	0,13	1,40	1,0	0,8	0,0	n.b.	
500+	Gr	fgl-s	fSms	1,4	0,6	0,5	3,7	4,8	23,9	35,0	58,9	33,9	1,0	0,16	1,43	0,4	0,3	0,0	n.b.	

Anhang-Tab. 18: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Barther Heide 151.

Profil:		Barther Heide 151					m HN:	ca. 2,0															
Aufnahme:		25.08.1998 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)					Nutzung/Veg.:	Wald/Kiefer															
TK 10:		N-33-50-C-c-3 (Neuendorf Heide)					Bodentyp KA4:	Gley / Moorgley-Gley															
RW:		3341330					Substrattyp KA4:	Bodenauftrag / Torf / Flugsand /// Silikatmudde															
HW:		6026420					Humusform:	Moder über Torf															
Lage im Relief:		Plattenrand am Übergang zur Niederung					Grundwasser:	ca. 180 cm															
Aufschlußart:		Aufgrabung, ab 240 cm Bohrung (Nutstange)																					
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Feuchte	Farbe (Munsell-Code)	Farbe (verbal)	Probe	Bemerkungen															
34	Go-yIC-Ah	oj-s	fS	2	n.b.	n.b.	-	Grabenaushub															
47	Hv	og-Hn	Hn	3	10YR2/2	ddbn	a	-															
60	Go	a-as	mSfs	2	10YR5/4	gebN	b	sehr stark durchwurzelt															
93	Go	a-as	mSfs	2-3	10YR5/4	gebN	c	Parallelschichtung, winzige mS+gS-Nester															
121	Go	a-as	mSfs	3-4	10YR5/4, 10YR3/2	gebN, ddgrbn	d	Schrägschichtung mit Muddelagen															
130	Gor	a-as	fS	4	2.5Y4/2, 2.5Y3/2	dgrbn, ddgrbn	e, f	e = Flugsand, f = Muddelagen, GV: 14,4 %, KG: Slu, Muddekomplex palynologisch bearb.!															
142	F-Gor	fl-Fhg-Fms	Su2	4	5Y3/2	dolgr	g	geschichtet, einzelne Sandlagen															
150	F-Gor	fl-Fms	fSms	4	5Y4/2	olgr	h	undeutliche Schichtung															
154	F-Gr	fl-Fms	fSms	4	5Y4/2	olgr	i	deutlich geschichtet															
165	F-Gr	fl-Fms	fSms	4-5	5Y4/2	olgr	j	sehr fein geschichtet															
199	F-Gr	fl-Fhg-Fms	Slu	5	5Y3/2	dolgr	k	feingeschichtet															
203	F-Gr	fl-Fms	fSms	5	5Y5/2	olgr	l	LST?															
205	F-Gr	og-Fhl	Sl3	5	2.5Y3/2	ddgrbn	m	scharf blättrig brechend, Lebermudde stark kompaktiert!?															
220	F-Gr	fl-Fhg-Fms	Su2	5-6	2.5Y4/3	oibn	n	-															
230	F-Gr	fl-Fms	Su4	5	5Y5/1	gr	o	-															
285	F?-Gr	fgl-s	Su3	5	5Y5/1	gr	p	-															
300+	Gr	fgl-t	Tu4	4-5	5Y5/1	gr	q	-															
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)											Pedochemie								
				Feinboden (%)											KG-Parameter (Trask)								
				T	fU	mU	gU	ΣU	fS	gfs	ΣfS	mS	gS					GV	GVr	CaCO3	pH		
<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,2		<0,63	<2,0	Md	So	(%)	(%)	(%)				(CaCl2)					
34	Go-yIC-Ah	oj-s	fS	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	65,6	n.b.		0,0	n.b.
47	Hv	og-Hn	Hn	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	65,6	n.b.		0,0	n.b.
60	Go	a-as	mSfs	1,3	0,8	0,9	1,6	3,3	8,7	36,4	45,1	49,3	1,0	0,20	1,44	1,9	1,8	0,0	n.b.		0,0	n.b.	
93	Go	a-as	mSfs	1,0	0,4	0,4	1,1	2,0	8,6	38,7	47,3	48,2	1,5	0,20	1,43	0,6	0,5	0,0	n.b.		0,0	n.b.	
121	Go	a-as	mSfs	0,9	0,4	0,1	1,0	1,5	4,6	29,9	34,5	62,7	0,4	0,24	1,40	0,4	0,3	0,0	n.b.		0,0	n.b.	
130	Gor	a-as	fS	2,0	1,0	0,4	2,8	4,2	26,1	53,3	79,4	14,4	0,0	0,13	1,16	1,4	1,2	0,0	n.b.		0,0	n.b.	
142	F-Gor	fl-Fhg-Fms	Su2	4,2	4,2	3,5	6,0	13,7	12,0	32,3	44,3	37,7	0,1	0,16	1,47	8,8	8,4	0,0	n.b.		0,0	n.b.	
150	F-Gor	fl-Fms	fSms	2,5	1,7	1,1	3,9	6,7	25,1	48,0	73,1	17,7	0,0	0,13	1,19	2,7	2,5	0,0	n.b.		0,0	n.b.	
154	F-Gr	fl-Fms	fSms	1,8	1,1	1,4	2,0	4,5	17,4	50,8	68,2	25,1	0,4	0,15	1,27	1,8	1,6	0,0	n.b.		0,0	n.b.	
165	F-Gr	fl-Fms	fSms	1,9	1,3	1,6	2,1	5,0	18,1	50,1	68,2	24,4	0,5	0,15	1,26	2,2	2,0	0,0	n.b.		0,0	n.b.	
199	F-Gr	fl-Fhg-Fms	Slu	12,2	13,4	12,4	21,6	47,4	15,8	19,7	35,5	4,7	0,2	0,03	4,93	11,6	10,4	0,0	n.b.		17,7	n.b.	
203	F-Gr	fl-Fms	fSms	1,7	1,3	1,5	3,2	6,0	16,9	34,3	51,2	39,7	1,4	0,17	1,47	3,6	3,4	0,0	n.b.		9,2	n.b.	
205	F-Gr	fl-Fhl	Sl3	10,3	9,9	13,1	10,0	33,0	17,0	21,4	38,4	18,2	0,1	0,10	4,16	38,1	37,1	0,0	n.b.		15,0	n.b.	
220	F-Gr	fl-Fhg-Fms	Su2	2,8	1,6	2,1	9,3	13,0	44,9	34,8	79,7	4,5	0,0	0,12	1,21	8,7	8,4	0,0	n.b.		23,6	n.b.	
230	F-Gr	fl-Fms	Su4	7,4	7,0	10,7	27,5	45,2	30,8	11,5	42,3	5,0	0,1	0,05	3,76	4,0	3,3	0,0	n.b.		19,2	n.b.	
285	F?-Gr	fgl-s	Su3	3,4	2,1	3,8	23,2	29,1	49,9	16,1	66,0	1,5	0,0	0,10	1,92	1,2	0,9	0,0	n.b.		5,6	n.b.	
300+	Gr	fgl-t	Tu4	32,0	35,2	19,9	12,9	68,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-	-	5,9	2,7	0,0	n.b.		48,8	n.b.	

Anhang-Tab. 19: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Altdarß 1.

Profil:	Altdarß 1						m HN:	ca. 5,0												
Aufnahme:	20.06.1999 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)						Nutzung/Veg.:	Wald/Kiefer												
TK 10:	N-33-50-C-c-1 (Born Darß)						Bodentyp KA4:	(Relikt-) Gley-Podsol?												
RW:	3339390						Substrattyp KA4:	Flugsand /// Auflagehumus in Silikatmudde? /// glazilimnischen Sand												
HW:	6033380						Humusform:	Rohhumus (29 cm Of+Oh, "Doppelfilz")												
Lage im Relief:	Platte						Grundwasser:	ca. 250 cm												
Aufschlußart:	Aufgrabung																			
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Feuchte	Farbe (Munsell-Code)	Farbe (verbal)	Probe	Bemerkungen												
7	Of	-	-	2	n.b.	n.b.	a	-												
22	Oh1	-	-	3	10YR2/2	ddbn	b	-												
29	Oh2	-	-	3	10YR2/1	sw	c	-												
37	Aeh	a-as	Su2	2	10YR2/1	sw	d	-												
48	Bh	a-as	Su2	2	10YR2/1	sw	e	intensiv durchwurzelt												
63	Bhs	a-as	Su2	2	7.5YR2.5/3	ddbn	f	intensiv senkrecht durchwurzelt, parallele Infiltrationsbänder												
90	Bs-rGo?	a-as	fSms	2	10YR5/6	gebN	g	intensiv senkrecht durchwurzelt												
108	rGo?	a-as	fSms	2	2.5Y6/4	hgebN	h	-												
120	rGo?	a-as	Su2	4	2.5Y5/4	holbn	i	laminiert parallelgeschichtet												
138	rGo?	a-as	fS	2-3	2.5Y6/4	hgebN	j	feinverteilte humose "Flitter"												
141	fOh	fl-Fms?	Su4	4	10YR2/2	ddbn	k	kleinere und größere Holzreste												
157	F-Go?	fl-Fms?	Su3	2-3	2.5Y5/3	holbn	l	parallelgeschichtet, ca. 5 cm unter Oberkante schwach gebleicht												
200	Go	fgl-s	fSms	2	2.5Y5/4	holbn	m	parallelgeschichtet, intensiv vertikal durchwurzelt, einzelne humose/kohlige? Bänder												
250+	Gr	fgl-s	fSms	5	5Y6/3	faol	n	parallelgeschichtet, einzelne humose/kohlige? Bänder												
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)											Pedochemie					
				Feinboden (%)										KG-Parameter		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)	
				T	fU	mU	gU	ΣU	ffS	gfs	ΣfS	mS	gS	(Trask)	So					
<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,2			<0,63	<2,0	Md	So								
7	Of	-	-	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	93,4	n.b.	0,0	n.b.
22	Oh1	-	-	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	35,1	n.b.	0,0	n.b.
29	Oh2	-	-	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	83,6	n.b.	0,0	n.b.
37	Aeh	a-as	Su2	1,8	1,4	4,4	10,6	16,4	33,3	38,6	71,9	9,8	0,1	0,12	1,34	7,1	6,9	0,0	2,5	
48	Bh	a-as	Su2	1,6	0,9	2,4	8,8	12,1	30,5	43,5	74,0	12,3	0,0	0,13	1,22	12,3	12,1	0,0	2,6	
63	Bhs	a-as	Su2	2,2	2,9	5,5	6,2	14,6	40,9	34,5	75,4	7,7	0,1	0,12	1,22	4,6	4,4	0,0	3,0	
90	Bs-rGo?	a-as	fSms	1,4	0,8	1,2	2,5	4,5	24,0	44,3	68,3	25,2	0,6	0,15	1,30	1,6	1,5	0,0	3,5	
108	rGo?	a-as	fSms	1,6	1,2	1,6	2,8	5,6	27,2	43,6	70,8	21,6	0,4	0,14	1,26	0,6	0,4	0,0	3,8	
120	rGo?	a-as	Su2	2,7	3,7	7,3	6,5	17,5	25,7	41,1	66,8	12,9	0,1	0,13	1,40	1,3	1,0	0,0	3,8	
138	rGo?	a-as	fS	1,6	1,1	2,0	5,9	9,0	45,9	35,5	81,4	7,9	0,1	0,12	1,22	1,1	0,9	0,0	3,9	
141	fOh	fl-Fms?	Su4	5,9	11,7	22,2	12,8	46,7	33,0	14,1	47,1	0,3	0,0	0,05	3,62	43,0	42,4	0,0	3,7	
157	F-Go?	fl-Fms?	Su3	2,3	2,3	4,2	18,9	25,4	57,7	13,8	71,5	0,8	0,0	0,10	1,54	1,5	1,3	0,0	3,9	
200	Go	fgl-s	fSms	1,5	0,6	0,9	4,8	6,3	32,4	39,2	71,6	20,2	0,4	0,13	1,27	0,6	0,4	0,0	4,1	
250+	Gr	fgl-s	fSms	1,2	0,6	0,7	4,0	5,3	29,5	39,5	69,0	23,9	0,6	0,14	1,30	0,5	0,4	0,0	4,1	

Anhang-Tab. 20: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Altdarß 2.

Profil:		Altdarß 2				m HN:		ca. 4,5												
Aufnahme:		22.06.1999 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)				Nutzung/Veg.:		Wald/Kiefer												
TK 10:		N-33-50-C-c-1 (Born Darß)				Bodentyp KA4:		(Relikt-) Gley-Podsol												
RW:		3339770				Substrattyp KA4:		Flugsand												
HW:		6033430				Humusform:		dünnere Rohhumus in Kieferndickung												
Lage im Relief:		Plattenrand				Grundwasser:		ca. 300 cm												
Aufschlußart:		Bohrung (RKS)																		
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Feuchte	Farbe (Munsell-Code)	Farbe (verbal)	Probe	Bemerkungen												
9	Aeh	a-as	Su2	2	n.b.	gr	-	-												
20	Ae	a-as	Su2	2	n.b.	hhgr	a	-												
25	Bh	a-as	fSms	2	n.b.	swbn	-	-												
45	Bsh	a-as	fSms	2	n.b.	robn	b	-												
80	Bsh-ICv	a-as	fSms	2	n.b.	hgebn	c	-												
150?	rGo?	a-as	fSms	2	n.b.	bnge	-	-												
221	rGr?	a-as	fSms	2-3	n.b.	hbnge	d	-												
240	rGr?	a-as	fSms	2	n.b.	hgrge, bn	e	humose Laminen ("Mikrooberflächen?")												
245	fHr	og-Hn	Us	4	n.b.	hgegr, bn	f	Braunmoorstorf, Torf und Mudde palynologisch bearbeitet!												
255	F-Gr	fl-Fms	Su2	4	n.b.	dgrbn	g	humose Lagen mit Braunmoosresten												
263	F-Gr	fl-Fms	Su4	4	n.b.	grbn	h	-												
300	Gr	fgl-s	fSms	4	n.b.	bngr	i	-												
400+	Gr	fgl-s	fSms	5-6	n.b.	gr	j	-												
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)											Pedochemie					
				Feinboden (%)										KG-Parameter (Trask)		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)	
				T	fU	mU	gU	ΣU	ffS	gfs	ΣfS	mS	gS	Md	So					
<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,2		<0,63	<2,0											
9	Aeh	a-as	Su2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,0	n.b.
20	Ae	a-as	Su2	2,6	1,4	3,9	6,5	11,8	26,3	39,4	65,7	19,6	0,3	0,13	1,33	1,0	0,7	0,0	3,0	
25	Bh	a-as	fSms	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,0	n.b.	
45	Bsh	a-as	fSms	2,0	0,9	2,7	1,9	5,5	17,9	43,2	61,1	30,8	0,6	0,16	1,35	5,2	5,0	0,0	3,3	
80	Bsh-ICv	a-as	fSms	1,8	0,7	1,5	2,5	4,7	28,7	43,3	72,0	21,1	0,4	0,14	1,26	0,9	0,7	0,0	4,0	
150?	rGo?	a-as	fSms	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,0	n.b.	
221	rGr?	a-as	fSms	1,3	0,3	0,2	1,8	2,3	21,8	43,5	73,9	30,4	0,7	0,16	1,35	0,4	0,3	0,0	4,1	
240	rGr?	a-as	fSms	1,8	0,3	0,2	3,3	3,8	32,0	40,7	72,7	21,2	0,5	0,14	1,26	1,4	1,2	0,0	3,4	
245	fHr	og-Hn	Us	3,7	4,9	21,2	25,3	51,4	35,9	9,0	44,9	0,0	0,0	0,05	3,44	61,5	61,1	0,0	3,1	
255	F-Gr	fl-Fms	Su2	2,9	0,9	0,9	13,4	15,2	41,5	26,6	68,1	13,2	0,6	0,12	1,33	1,5	1,2	0,0	2,9	
263	F-Gr	fl-Fms	Su4	4,5	1,0	3,8	36,3	41,1	53,4	1,0	54,4	0,0	0,0	0,07	2,68	6,8	6,4	0,0	3,5	
300	Gr	fgl-s	fSms	1,6	0,8	0,6	1,6	3,0	18,5	40,5	59,0	35,1	1,3	0,17	1,40	0,4	0,2	0,0	3,3	
400+	Gr	fgl-s	fSms	1,5	0,4	0,0	2,2	2,6	26,0	38,7	64,7	30,1	1,1	0,15	1,37	0,2	0,0	0,0	3,6	

Anhang-Tab. 21: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Altdarß 4.

Profil:		Altdarß 4				m HN:		ca. 6,2											
Aufnahme:		23.06.1999 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)				Nutzung/Veg.:		Wald/Kiefer											
TK 10:		N-33-50-C-c-1 (Born Darß)				Bodentyp KA4:		(Relikt-) Gley-Podsol											
RW:		3339880				Substrattyp KA4:		Flugsand											
HW:		6034930				Humusform:		Rohhumus (20 cm Gesamtauflage, "Doppelfilz")											
Lage im Relief:		schwach wellige Platte				Grundwasser:		?											
Aufschlußart:		Bohrung (RKS), für OSL-Beprobung und Foto im Oktober 2000 aufgedrungen																	
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Feuchte	Farbe (Munsell-Code)	Farbe (verbal)	Probe	Bemerkungen											
25	Aeh, Ahe	a-as	Su2	2	n.b.	dgr	a	-											
31	Bsh	a-as	Su2	2	n.b.	drobn	b	-											
58	Bsh-rGo	a-as	fSms	2	n.b.	geb, oc	c	stark ausgeprägte Rostfleckung											
100	Bsh	a-as	fSms	2	n.b.	hbn	d	wenige humose Laminae											
150	rGo	a-as	fSms	2	n.b.	hbnge	e	-											
200	rGo	a-as	fSms	2	n.b.	hbnge	f	-											
244	rGo	a-as	fSms	2	n.b.	hbnge	g	-											
253	fAeh1	fgl-s	SI2	2	n.b.	bn	h	Bleichung in Form laminarer Fleckung, authochtone Hölzer!											
257	fAeh2	fgl-s	Su3	2	n.b.	hbn	i	ebenfalls Bleichung wie oben, undeutliche Schichtung											
265	rGr	fgl-s	Su2	2	n.b.	hbng	j	-											
300	rGr	fgl-s	fSms	2	n.b.	gegr	k	-											
350	rGr	fgl-s	fSms	2	n.b.	gegr	l	-											
400+	rGr	fgl-s	fSms	2	n.b.	gegr	m	-											
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)											Pedochemie				
				Feinboden (%)										KG-Parameter (Trask)		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)
				T <0,002	fU <0,0063	mU <0,02	gU <0,063	ΣU	ffS <0,125	gfs <0,2	ΣfS	mS <0,63	gS <2,0	Md	So				
25	Aeh, Ahe	a-as	Su2	1,5	0,7	2,3	7,4	10,4	28,9	41,3	70,2	17,7	0,2	0,13	1,25	2,1	1,9	0,0	2,9
31	Bsh	a-as	Su2	1,1	1,1	4,8	7,5	13,4	27,2	40,2	67,4	18,0	0,1	0,13	1,28	12,3	12,2	0,0	3,0
58	Bsh-rGo	a-as	fSms	2,2	2,4	2,4	2,4	7,2	22,9	43,2	66,1	24,3	0,2	0,14	1,29	1,4	1,2	0,0	4,2
100	Bsh	a-as	fSms	1,5	0,7	0,8	2,2	3,7	25,0	46,2	71,2	23,2	0,4	0,14	1,27	0,7	0,5	0,0	4,2
150	rGo	a-as	fSms	2,0	1,1	1,4	2,4	4,9	25,3	44,4	69,7	23,1	0,3	0,14	1,27	0,4	0,2	0,0	4,1
200	rGo	a-as	fSms	1,4	0,6	0,8	2,3	3,7	26,1	45,6	71,7	22,9	0,3	0,14	1,28	0,2	0,1	0,0	4,0
244	rGo	a-as	fSms	1,7	0,9	1,2	2,2	4,3	22,9	43,7	66,6	26,9	0,5	0,15	1,31	0,2	0,0	0,0	4,0
253	fAeh1	fgl-s	SI2	6,0	3,0	2,5	14,4	19,9	62,2	11,6	73,8	0,3	0,0	0,11	1,45	3,9	3,3	0,0	3,4
257	fAeh2	fgl-s	Su3	3,0	2,1	2,9	27,8	32,8	56,0	7,9	63,9	0,3	0,0	0,10	2,02	3,0	2,7	0,0	3,5
265	rGr	fgl-s	Su2	3,1	2,0	2,9	14,2	19,1	37,7	28,0	65,7	12,1	0,0	0,12	1,38	0,6	0,3	0,0	3,8
300	rGr	fgl-s	fSms	1,4	0,9	0,9	3,7	5,5	28,6	41,3	69,9	22,9	0,3	0,14	1,29	0,2	0,1	0,0	4,0
350	rGr	fgl-s	fSms	1,3	0,7	0,8	3,2	4,7	28,7	42,3	71,0	22,8	0,2	0,14	1,28	0,2	0,1	0,0	4,0
400+	rGr	fgl-s	fSms	1,2	0,5	0,6	2,8	3,9	30,5	44,0	74,5	20,3	0,1	0,14	1,25	0,2	0,1	0,0	3,8

Anhang-Tab. 22: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Altdarß 5.

Profil:		Altdarß 5				m HN:		ca. 3,0											
Aufnahme:		29.06.1999 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)				Nutzung/Veg.:		Wald/Buche, Kiefer											
TK 10:		N-33-50-C-a-4				Bodentyp KA4:		Podsol // Gley-Regosol?											
RW:		3343260				Substrattyp KA4:		Flugsand // glazilimnischen Sand											
HW:		6036290				Humusform:		Rohhumus (ca. 10 cm Oh+Of, gestört)											
Lage im Relief:		Leehang einer flachen Parabeldüne				Grundwasser:		ca. 280 cm											
Aufschlußart:		Aufgrabung																	
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Feuchte	Farbe (Munsell-Code)	Farbe (verbal)	Probe	Bemerkungen											
10	Aeh+Oh	a-as	Su2	2	10YR2/1, 10YR4/1	sw, dgr	a	Störung bis 97 cm u.GOF auf rechter Profilseite (Windwurf!)											
25	Ahe	a-as	fSms	2	10YR4/1	dgr	b	-											
33	Bsh	a-as	fSms	2	7.5YR2.5/2	ddbnn	c	-											
50	lCv-Bsh	a-as	fSms	2	10YR5/8	gebnn	d	intensive "Pantherung"											
90	lCv	a-as	fSms	2	2.5Y6/4	hgebnn	e	Schrägschichtung 296/116° (SE), Fallwinkel 8°											
110	fAeh-lCv	a-as	fSms	2	2.5Y6/2	hbnligr	f	-											
120	fAeh	fgl-s	Su2	2	2.5Y3/1	ddgr	g	fingerförmige Ausstülpungen von 4-5 cm in den hangenden Horizont, undeutliche Grenzen											
140	fAe?	fgl-s	fSms	2	10YR7/2	hgr	h	-											
165	Go-fAe-fBs?	fgl-s	fSms	2	10YR6/2	hbnligr	i	-											
205	Go-fBsh?	fgl-s	fSms	2-3	10YR4/4, 10YR5/4	dgebnn, gebnn	j	-											
250+	fBsh?-Gr	fgl-s	fS	3-5	2.5Y4/3	olbn	k	-											
Tiefe (cm)	Horizont	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)											Pedochemie				
				Feinboden (%)										KG-Parameter (Trask)		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)	pH (CaCl2)
				T	fU	mU	gU	ΣU	ffS	gfs	ΣfS	mS	gS	Md	So				
<0,002	<0,0063	<0,02	<0,063		<0,125	<0,2		<0,63	<2,0										
10	Aeh+Oh	a-as	Su2	1,6	1,2	4,7	11,9	17,8	16,5	33,8	50,3	29,5	0,8	0,15	1,49	9,6	9,4	0,0	2,7
25	Ahe	a-as	fSms	1,5	0,7	1,8	3,5	6,0	19,7	40,9	60,6	31,1	0,8	0,16	1,38	2,4	2,2	0,0	2,9
33	Bsh	a-as	fSms	1,5	1,5	2,1	1,8	5,4	18,7	43,5	62,2	30,4	0,5	0,16	1,34	2,7	2,5	0,0	3,1
50	lCv-Bsh	a-as	fSms	1,7	0,7	0,6	1,7	3,0	20,2	43,1	63,3	31,3	0,7	0,16	1,36	1,4	1,2	0,0	4,0
90	lCv	a-as	fSms	1,9	1,2	1,1	2,2	4,5	25,8	45,0	70,8	22,5	0,3	0,14	1,27	0,7	0,5	0,0	4,1
110	fAeh-lCv	a-as	fSms	1,4	1,0	1,1	2,8	4,9	27,8	43,0	70,8	22,5	0,4	0,14	1,27	0,6	0,5	0,0	4,0
120	fAeh	fgl-s	Su2	2,8	2,7	4,4	6,3	13,4	31,8	36,8	68,6	15,1	0,1	0,13	1,30	2,3	2,0	0,0	3,7
140	fAe?	fgl-s	fSms	1,2	1,1	1,8	4,5	7,4	29,0	40,5	69,5	21,4	0,5	0,14	1,28	0,4	0,3	0,0	3,8
165	Go-fAe-fBs?	fgl-s	fSms	1,5	0,8	1,6	4,0	6,4	31,4	40,0	71,4	20,4	0,3	0,13	1,27	0,4	0,2	0,0	3,9
205	Go-fBsh?	fgl-s	fSms	2,2	1,7	2,0	3,5	7,2	34,9	40,0	74,9	15,6	0,1	0,13	1,24	0,8	0,6	0,0	3,9
250+	fBsh?-Gr	fgl-s	fS	1,7	1,1	1,4	3,9	6,4	36,7	39,3	76,0	15,7	0,2	0,13	1,25	0,5	0,3	0,0	3,9

Anhang-Tab. 23: Profilaufnahme und Analysedaten von Profil Altdarß 6.

Profil:		Altdarß 6			m HN:		ca. 6,0														
Aufnahme:		03.05.1999 (Aufnahme & Labor: K. Kaiser)			Nutzung/Veg.:		Wald/Kiefer														
TK 10:		N-33-50-C-c-1 (Born Darß)			Bodentyp KA4:		(Relikt-) Gley-Podsol														
RW:		3339780			Substratyp KA4:		Flugsand														
HW:		6034520			Humusform:		Rohhumus														
Lage im Relief:		Platte			Grundwasser:		ca. 450 cm														
Aufschlußart:		Kernbohrung bis 500 cm, danach Spülbohrung (Großgerät)																			
Tiefe (cm)	Probe	Substrat	Bodenart (kiesfrei)	Granulometrie (Korngrößen in mm)											KG-Parameter		Pedochemie				
				Feinboden (%)											(Trask)		GV (%)	GVr (%)	CaCO3 (%)		
				T <0,002	fU <0,0063	mU <0,02	gU <0,063	ΣU	ffS <0,125	gfs <0,2	ΣfS	mS <0,63	gS <2,0	Md	So						
100	a	a-as	fSms	1,3	0,7	1,0	2,0	3,7	15,0	42,8	57,8	34,5	2,7	0,17	1,40	1,4	1,3	0,0			
215	b	a-as	fS	1,6	1,1	1,5	3,1	5,7	31,5	48,0	79,5	13,2	0,0	0,13	1,15	0,6	0,4	0,0			
260	c	fgl-s	Su2	2,2	1,5	1,6	7,2	10,3	48,2	31,2	79,4	8,1	0,0	0,12	1,17	2,9	2,7	0,0			
350	d	fgl-s	fSms	1,6	1,0	1,0	2,9	4,9	27,4	46,7	74,1	19,4	0,0	0,13	1,20	0,5	0,3	0,0			
400	e	fgl-s	fS	2,0	1,3	1,1	3,5	5,9	38,8	45,7	84,5	7,6	0,0	0,13	1,10	0,3	0,1	0,0			
600	f	fgl-s	fS	1,8	1,0	0,8	4,4	6,2	37,8	40,8	78,6	13,4	0,0	0,13	1,14	0,3	0,1	0,0			
700	g	fgl-s	fSms	1,2	0,4	0,3	2,0	2,7	19,4	39,7	59,1	35,6	1,4	0,17	1,42	0,4	0,3	1,4			
800	h	fgl-s	fSms	1,2	0,5	0,5	1,8	2,8	14,1	38,5	52,6	43,2	0,2	0,18	1,44	0,4	0,3	1,0			
900	i	fgl-s	fSms	1,0	0,4	0,2	2,1	2,7	17,8	37,7	55,5	40,3	0,5	0,18	1,44	0,6	0,5	1,5			
1000	j	fgl-s	mSfs	0,8	0,2	0,1	1,0	1,3	5,0	24,1	29,1	67,3	1,5	0,25	1,41	0,4	0,3	1,8			
1100	k	fgl-s	mSfs	1,0	0,2	0,1	1,3	1,6	7,9	36,1	44,0	53,2	0,2	0,21	1,43	0,6	0,5	1,5			
1200	l	fgl-s	mSfs	1,0	0,3	0,2	1,3	1,8	8,3	38,3	46,6	50,6	0,0	0,20	1,61	0,6	0,5	1,8			
1300	m	fgl-s	mSfs	0,8	0,3	0,3	1,2	1,8	9,3	36,0	45,3	50,9	1,2	0,21	1,44	0,6	0,5	2,0			
1400	n	fgl-s	mSfs	0,8	0,2	0,2	0,9	1,3	5,2	27,7	32,9	63,0	2,0	0,24	1,40	0,4	0,3	2,0			
1500	o	fgl-s	mSfs	0,8	0,2	0,2	0,9	1,3	7,3	33,8	41,1	54,4	2,5	0,22	1,45	0,4	0,3	2,0			
1600	p	fgl-s	mSfs	1,0	0,3	0,2	0,9	1,4	7,2	42,6	49,8	46,8	1,0	0,19	1,41	0,6	0,5	2,2			
1690	q	fgl-s	fSms	1,2	0,6	0,4	1,2	2,2	12,7	51,4	64,1	32,0	0,5	0,17	1,32	0,5	0,4	2,5			
1800	r	fgl-u	Ut4	18,6	32,4	42,6	6,4	81,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	2,89	4,4	2,5	19,5			
1900	s	fgl-u	Ut3	13,1	22,5	46,6	17,8	86,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	2,70	2,9	1,6	22,5			
2000	t	fgl-u	Ut3	12,2	21,7	48,8	17,3	87,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	2,67	3,0	1,8	27,4			
2100	u	ff-(k)s(Sgf)	Su2	2,7	3,8	5,7	3,3	12,8	2,1	3,8	5,9	42,2	26,1	0,44	2,03	1,8	1,5	20,1			

Bemerkungen: in c: amorpher Humus, keine Pflanzenreste = Bodenbildung (fAeh!); in g: gS und wenige fG!; in i: deutlicher Anteil gerundeter fG und mG!; in j: wenige gerundete mG!;

in r: mit tonigen Laminen; in u: 10,3 % Kies

Anhang-Tab. 24: Ergebnisse der Radionuklidanalysen mittels Neutronen-Aktivierungs-Analyse (NAA¹), berechnete Dosisleistungen (D_0), ermittelte Paläodosiswerte (D_e , n = Anzahl der ausgewerteten Aliquots²) und resultierende OSL-Alter (Analyse und Dokumentation: A. HILGERS/Köln).

Labor-Nr.	OSL-Probe	Uran (ppm) NAA	Thorium (ppm) NAA	Kalium (%) NAA	Tiefe (cm)	H ₂ O- Gehalt (%)	Dosis- leistung D_0 (Gy/ka)	n	Paläo-dosis D_e (Gy)	OSL-Alter (ka)
C-L0680	AD1-1	0,50±0,06	1,79±0,09	1,12±0,06	79	5 ±3	1,52±0,07	19	15,8±0,3	10,4±0,8
C-L0681	AD1-2	0,74±0,06	3,00±0,15	1,21±0,06	117	5 ±3	1,74±0,08	19	17,5±0,2	10,1±0,7
C-L0682	AD1-3	1,63±0,08	4,61±0,23	1,40±0,07	139	10 ±5	2,13±0,12	19	20,6±0,5	9,7±0,8
C-L0683	AD1-4	0,88±0,05	2,65±0,13	1,28±0,06	164	5 ±3	1,80±0,08	19	20,1±0,3	11,2±0,8
C-L0666	AD4-1	0,63±0,05	1,88±0,09	0,56±0,03	18	5 ±3	1,07±0,04	23	3,33±0,07	3,12±0,21
C-L0667	AD4-2	0,64±0,05	2,63±0,13	0,97±0,05	38	5 ±3	1,49±0,07	18	15,3±0,3	10,3±0,7
C-L0668	AD4-3	0,45±0,05	2,18±0,11	0,98±0,05	50	5 ±3	1,42±0,06	19	17,9±0,4	12,6±0,9
C-L0669	AD4-4	0,50±0,06	2,54±0,13	0,95±0,05	72	5 ±3	1,41±0,07	18	19,3±0,2	13,7±1,0
C-L0670	AD4-5	0,53±0,06	1,98±0,10	1,00±0,05	95	5 ±3	1,42±0,07	19	17,9±0,2	12,6±0,9
C-L0671	AD4-6	0,56±0,06	2,25±0,11	0,95±0,05	116	5 ±3	1,39±0,07	19	16,8±0,2	12,1±0,9
C-L0672	AD4-7	0,79±0,06	2,72±0,14	1,02±0,05	140	5 ±3	1,54±0,07	19	17,9±0,2	11,6±0,8
C-L0673	AD4-8	0,46±0,05	1,67±0,08	1,01±0,05	157	5 ±3	1,38±0,06	19	16,1±0,2	11,7±0,8
C-L0674	AD4-9	0,40±0,04	1,68±0,08	0,95±0,05	181	5 ±3	1,30±0,06	20	16,2±0,2	12,5±0,9
C-L0675	AD4-10	0,38±0,06	1,71±0,09	0,92±0,05	200	5 ±3	1,27±0,06	19	16,2±0,2	12,8±0,9
C-L0676	AD4-11	0,37±0,06	1,29±0,06	0,94±0,05	218	5 ±3	1,25±0,06	19	14,9±0,2	12,0±0,9
C-L0677	AD4-12	0,64±0,05	2,79±0,14	1,05±0,05	238	5 ±3	1,52±0,07	19	16,4±0,2	10,8±0,8
C-L0678	AD4-13	1,63±0,08	5,87±0,29	1,06±0,05	255	10 ±5	1,88±0,10	19	19,3±0,2	10,3±0,8
C-L0679	AD4-14	0,64±0,05	1,98±0,10	0,98±0,05	280	4 ±2	1,40±0,06	20	17,2±0,2	12,2±0,8
C-L0684	AD5-1	0,47±0,05	1,67±0,08	1,03±0,05	44	4 ±2	1,45±0,06	18	3,83±0,09	2,65±0,18
C-L0685	AD5-2	0,61±0,05	1,93±0,10	1,14±0,06	63	4 ±2	1,60±0,07	18	2,94±0,03	1,84±0,12
C-L0686	AD5-3	0,41±0,05	1,63±0,08	1,11±0,06	89	4 ±2	1,49±0,07	20	3,03±0,04	2,03±0,14
C-L0687	AD5-4	0,51±0,06	1,41±0,07	0,83±0,04	109	4 ±2	1,22±0,05	18	3,88±0,04	3,18±0,21
C-L0688	AD5-5	0,45±0,05	1,52±0,08	0,99±0,05	141	4 ±2	1,36±0,06	19	7,76±0,13	5,69±0,39

¹ Durchführung der Analysen: Becquerel Laboratories, Sydney, Australien

² Anzahl der insgesamt pro Probe gemessenen Aliquots = 20, für AD4-1=25; angegeben als D_e -Wert ist der gewichtete Mittelwert und der 1σ -Standardfehler