

GREIFSWALDER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Geographisches Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Band 29

**Bodenkundliche und landschaftsgenetische Studien
in Mecklenburg-Vorpommern**

herausgegeben von
Konrad Billwitz

GREIFSWALD 2003

ERNST-MORITZ-ARNDT-UNIVERSITÄT GREIFSWALD

Impressum

ISBN: 3-86006-207-7
Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Herausgeber: Konrad Billwitz

Redaktion: Konrad Billwitz

Layout: Brigitta Lintzen

Grafik: Autoren, Brigitta Lintzen, Petra Wiese

Herstellung: Vervielfältigungsstelle EMAU Greifswald
KIEBU-Druck Greifswald

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

Für den Inhalt sind die Autoren verantwortlich.

Inhaltsverzeichnis

Konrad Billwitz	Vorwort des Herausgebers	4
Konrad Billwitz	Beiträge des Lehrstuhls Geoökologie der Universität Greifswald zur bodenkundlichen Ausbildung und Forschung in Mecklenburg-Vorpommern.	5
Knut Kaiser, Christian Bogen, Stefan Czakó-Pap & Wolfgang Janke	Zur Geoarchäologie des mesolithisch-neolithischen Fundplatzes Rothenklempenow am Latzigsee in der Ueckermünder Heide (Vorpommern)	27
Sebastian Lorenz	Geomorphogenese, Sedimente und Böden der Terrassen am Krakower See in Mecklenburg – Untersuchungen zur jungquartären Paläohydrologie	69
Henrik Rother	Die jungquartäre Landschaftsgenese des Nebeltales im Bereich der Pommerschen Hauptendmoräne bei Kuchelmiß (Mecklenburg)	105
Martin Theuerkauf	Die Vegetation NO-Deutschlands vor und nach dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans (12880 cal. BP)	143
Sabine Helms	Zusammenhänge zwischen Humusformen- und Bodengenese auf Sandern und Grundmoränen in Vorpommern	191
Christian Albrecht, Peter Kühn	Eigenschaften und Verbreitung schwarzerdeartiger Böden auf der Insel Poel (Nordwest Mecklenburg-Vorpommern)	215

Vorwort

Der hiermit vorgelegte Band 29 der „Greifswalder Geographischen Arbeiten“ umfasst Beiträge von (ehemaligen) Studenten und jetzigen Mitarbeitern sowie von bereits ausgeschiedenen Kollegen des Lehrstuhls Geoökologie. Allen Autoren und beteiligten technischen Mitarbeitern, insbesondere den Kolleginnen Lintzen und Wiese, gebührt für ihre Arbeit Dank und Anerkennung. Die Themen der Beiträge gruppieren sich sachlich um „Bodengenese und -kartierung“, um „Paläohydrologie“ sowie um „Geoarchäologie“ und umreißen damit schwerpunktmäßig die Forschungs- und Ausbildungstätigkeit, die in den letzten Jahren den Lehrstuhl Geoökologie prägte.

Der in den Band 29 aufgenommene paläoökologische Beitrag zur Naturraumstruktur und Vegetationserfüllung Nordostdeutschlands vor und nach der Laacher See-Eruption ergänzt auf glückliche Weise die früheren Arbeiten der Greifswalder Geoökologie im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms: „Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15.000 Jahren“. Der Aufsatz steht stellvertretend für die gewachsenen (und durchaus noch weiter ausbaufähigen!) Beziehungen auf den Gebieten gemeinsamer Ausbildung, Forschung und Publikationstätigkeit von Geographischem und Botanischem Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald.

Im einleitenden Beitrag ist besonders der „Bezug zum Boden“ als Spezifikum der Greifswalder Geoökologie herausgestellt worden und wird in den Beiträgen von HELMS und von ALBRECHT/KÜHN noch einmal besonders unterstrichen. Dieser Bodenbezug begleitete den Herausgeber vorliegenden Bandes in seiner gesamten wissenschaftlichen und hochschulpädagogischen Arbeit von Leipzig über Halle nach Greifswald. Zwischen dem seinerzeitigen NEEF'schen Diplomthema („Über die Anwendbarkeit einer Testmethode zur Bestimmung des Wasserhaushalts verschiedener Böden in Nordwestsachsen“) und dem zusammenfassenden einleitenden Beitrag dieses Bandes liegen 42 Jahre universitäre Ausbildung, Lehre und Forschung, die immer mehr oder weniger mit dem Boden verbunden waren. Es stimmt hoffnungsvoll, dass dieser geographisch-geoökologische „Bodenbezug“ in Greifswald auch künftig beibehalten wird: Trotz eines halbjährigen Hiatus wird die Forschungs- und Ausbildungstätigkeit an einem „Lehrstuhl für Geoökologie und Bodengeographie“ weitergeführt werden. Dazu begleiten die Kollegen wohlwollende Wünsche!

Konrad Billwitz

Greifswald, am 31.03.2003

Beiträge des Lehrstuhls Geoökologie der Universität Greifswald zur bodenkundlichen Ausbildung und Forschung in Mecklenburg-Vorpommern ¹

Proceedings of the Chair of Geocology at Greifswald University concerning
pedological training and research in Mecklenburg-Vorpommern

KONRAD BILLWITZ

Zusammenfassung

Der Lehrstuhl Geoökologie an der Universität Greifswald existiert seit 1981. Seither besteht das Bemühen, ganzheitliche Sichtweisen über die Landschaft zu vermitteln und dabei den Boden sowohl als ökologisches Hauptmerkmal der Landschaft als auch als eigenständigen Naturkörper, als Landschaftsarchiv und als Schutzgut zu betonen. Das fand bisher seinen Niederschlag sowohl in der Ausbildung als auch in der Forschung. Die meisten Arbeiten befassten sich in den letzten 20 Jahren mit der spätglazial-holozänen Substrat-, Boden- und Landschaftsgenese, mit der Methodik der Beurteilung des „Schutzguts Boden“, mit der Erschließung bodenkundlicher Altdaten für landschaftsplanerische Vorhaben, mit Vorarbeiten zur Bodenübersichtskarte 1:200.000 (BÜK 200) in Mecklenburg-Vorpommern und mit der bodenbezogenen Umweltbildung im und für das Bundesland Mecklenburg-Vorpommern.

Summary

The Chair of Geocology at the University of Greifswald was founded in 1981. Since then the primary goal has been to impart knowledge using a holistic approach towards the research of the physical landscape. The main focus of research and training is related to soils and their ecological characteristics as well as their importance as archives for landscape evolution and their need for protection. Past and present research addresses problems related to the Late Glacial and Holocene genesis of substrata as well as soils and landscape characteristics. Research methods aim at assessing timing and nature of soil development and implications for soil protection. Existing historical soil data were incorporated and form an available data set that can be used for landscape planning as well as soil specific environmental education in the State of Mecklenburg-Vorpommern.

1 Einführung - Was hat Geoökologie mit Boden zu tun?

Dem Lehrstuhl Geoökologie (1981 Ordentliche Professur, ab 1992 Lehrstuhl, vgl. BILLWITZ 1998) oblag es vor dem Hintergrund einer bis 1992 alleinigen Lehramtsausbildung, den Studenten ganzheitliche Sichtweisen und gut begründete korrelative Zusammenhänge zwischen den einzelnen landschaftlichen Komponenten in unterschiedlichen landschaftlichen Dimensionsstufen nahe zu bringen, diese Zusammenhänge im Gelände zu demonstrieren und ein Mindestmaß an einfachen methodischen Verfahren der Landschaftsanalyse zu vermitteln. Zugleich war das Vermögen der Lehramtsstudenten zu schulen, Standorte komplex beschreiben, landschaftsökologische Komplexprofile erarbeiten und entsprechende Karten interpretieren zu können. Dadurch ist auch das damalige Engagement für eine fachwissenschaftlich fundierte Untersetzung der fakultativen Kurse an den DDR-Schulen zum Thema

¹ Stark erweiterte und ergänzte Fassung eines gemeinsamen Vortrages am 12.12.2002 am LUNG Güstrow mit Peter Kühn und Jana Kwasniowski

„Analyse und Gestaltung der heimatlichen Landschaft“ zu erklären. Aus der Erkenntnis heraus, dass neben der Vegetation Bodentypen und Bodenfeuchteregimes auf Grund vielfältiger prozessualer Verflechtungen „ökologische Hauptmerkmale“ (NEEF/SCHMIDT/LAUCKNER 1961) der Landschaft darstellen, wurde dem Boden sowohl in der Ausbildung als auch in der Forschung große Aufmerksamkeit gewidmet.

2 Der Bodenbezug in der Ausbildung

2.1 Der Boden in der studentischen Ausbildung in Greifswald

Das Geographiestudium ist von jeher sehr komplex. Es gliedert sich nach den neueren Greifswalder Studiendokumenten im Diplomstudiengang Geographie in ein umfassendes Grundstudium (1.-4. Semester) und in ein Fachstudium (5.-9. Semester). Erst im Fachstudium erfolgt eine Spezialisierung in eine naturwissenschaftliche (physisch-geographische, geoökologische) und in eine gesellschaftswissenschaftliche (humangeographische) Richtung. Infolge der mehrere Sachgebiete umfassenden Grundausbildung im Grundstudium bleibt der Bodenbezug recht bescheiden: In einer von mehreren Einführungsvorlesungen wird der Student im Rahmen einer „Allgemeinen Bodengeographie“ mit Bodenprozessen und Böden bekannt gemacht, erhält einen Überblick über die generelle Entwicklung des bodenkundlichen Wissens besonders in Mitteleuropa, über die Ausgangsmaterialien der Bodenbildung, über das Bodenprofil als Ergebnis des Wirkens bodenbildender Prozesse, über diagnostische Horizonte und ihre Bezeichnungen sowie über grundlegende mitteleuropäische Bodenbildungsprozesse und die dadurch entstehenden Böden. Das Ziel dieser Lehrveranstaltung besteht in der Vermittlung von Einsichten in das Wesen des Bodens sowie von Kenntnissen über Bodenbildungsfaktoren und -prozesse, über wesentliche mitteleuropäische Böden, deren räumliche Verbreitung und Nutzungsbedingungen. In einer anschließenden Übung („Einführung in die Feldbodenkunde“) erhält der Student wesentliche Hinweise für eine eigenständige Bodenprofilaufnahme nach modernen Kartieranleitungen (KA 4). Das hier vermittelte Wissen wird anschließend in einem einwöchigen Geländepraktikum angewendet, wobei eine ausführliche makromorphologische Beschreibung von Böden anhand des KA-Aufnahmeformulars mit eigenständiger Bestimmung von Substrat- und Bodentyp, mit Probenahme und Profilzeichnungen verlangt werden. Hierzu erhält der Student Anleitungen über institutsinterne Handreichungen (anfangs: BILLWITZ 1982, BILLWITZ/SLOBODDA 1983 oder über Handzettel) und über Methodenbücher (BILLWITZ 1997a, b; BARSCH/BILLWITZ 1990; BARSCH/BILLWITZ/BORK 2000; BARSCH/BORK/SÖLLNER 2003; SCHLICHTING/BLUME/STAHR 1995 u.a.). Die Aushänge zum geländebodenkundlichen Praktikum erfolgen seit Jahren mit einem besonderen „Logo“, das die Studenten bereits in die Aufgabenstellung einstimmt (Abb. 1).



Abb. 1: Das „Logo“ für die geländebodenkundlichen Praktika des Lehrstuhls Geoökolo-

Da allerdings etwa 60 % der Geographiestudenten im Hauptstudium eine humangeographische Spezialisierung einschlagen, war mit dem geländebodenkundlichen Praktikum für die Mehrzahl der Studenten ihre erste und wohl leider auch letzte originäre Begegnung mit dem Boden zu Ende. Für sie erlahmt das ursprünglich ohnehin geringe Interesse am Boden völlig. Für Lehramtsstudenten ist dieses Praktikum leider nur fakultativ und findet gegenüber früher wenig Interessenten.

Alle naturwissenschaftlich interessierten Studenten haben die Möglichkeit, sich anhand der Vorlesungen „Bodenschutz“, „Regionale Bodengeographie Mitteleuropas“, „Geoökologische Kartierverfahren“, „Landschaftszonen der Erde“ sowie in Form von Projekten, Oberseminaren, Kartier- und Messpraktika direkt oder indirekt mit den Böden zu beschäftigen. Einzelne Studenten sind schließlich so interessiert worden, dass sie Projekt- und Diplomthemen bodenkundlichen, bodengeographischen, bodenprozessualen oder Bodenschutz-Inhalts bearbeiten (BEIER 1995, GRÜNEBAUM 1986, HELBIG 1992, HELMS 2001, HENNECKE 1998, KWASNIOWSKI 2000, RUDOLPHI 2001, TRAPP 1988 u. a.).

2.2 Der Boden in der allgemeinen Umweltbildung

In enger Beziehung zur bodenkundlichen Ausbildung steht die bodenbezogene Umweltbildung und Umwelterziehung. Das ist sowohl im Rahmen der schulischen Allgemeinbildung, als auch für die universitäre Hochschulausbildung zutreffend. Weil der Boden nicht nur einen landschaftlichen Partialkomplex darstellt und Kompartiment des Geoökosystems, sondern zugleich auch wichtiges Schutzgut ist (Abb. 2), werden in den universitären Lehrveranstaltungen nicht nur bodenkundlich-bodengeographisches Wissen, sondern zugleich auch die Grundlagen für den Schutz des Bodens vermittelt. Daraus soll der Student letztendlich auch entsprechendes ethisches Verhalten ableiten.

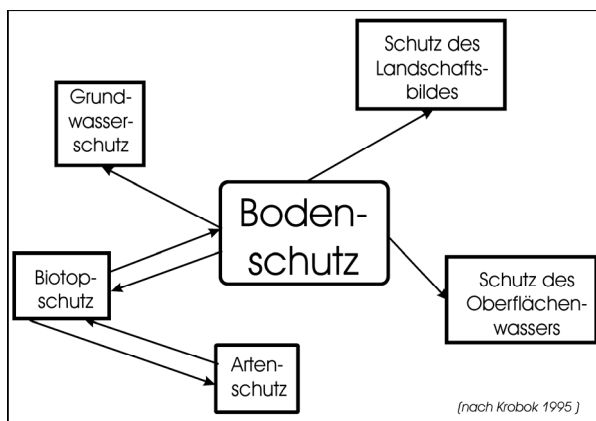


Abb. 2: Position des Bodenschutzes im Umweltschutz

Ausgehend von den seit den 80-er Jahren existenten Dauerprofilen in der Umgebung Greifswalds, die sowohl für die Ausbildung von Geographen, Geologen, Biologen und Landschaftsökologen genutzt wurden und geleitet von dem Bestreben, diese Profile sachgerecht zu dokumentieren (BILLWITZ 1997d, HERZOG/LANDGRAF 1997), trat in den letzten Jahren das Erfordernis, diese Arbeiten in größerem Umfang für die Umweltbildung zu nutzen. So entstand das Konzept für Natur- bzw. Bodenlehrpfade in den Forstrevieren Jägerhof und Eldena. Beide Räume sind traditionelle Übungs- und Exkursionsgebiete

der Greifswalder Universität (Geobotanik, Geographie, Zoologie, Geologie usw.). Für Eldena wurden die umfangreichen pedologischen Untersuchungen der Vergangenheit im Rahmen der Geländepraktika durch KWASNIOWSKI (2000, 2001) aufgearbeitet und durch eigene Untersuchungen ergänzt. Im Ergebnis entstanden Profildokumentationen sowie neue geologische und Bodenkarten dieses Gebiets. Die pedologischen Arbeiten in diesem Naturschutzgebiet wurden ergänzt durch Untersuchungen zur weichselspätglazialen und holozänen Vegetationsgeschichte (DE KLERK/MICHAELIS/SPANGENBERG 2001), zur Vegetationsentwicklung in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts (SPANGENBERG 2001) und zu historischen Kohlenmeilerplätzen (NELLE/KWASNIOWSKI 2001). Zugleich wurde ein „Forst-GIS“ für die Universitätsforstverwaltung eingerichtet (HARTLEIB 2001, 2002).

Im Forstrevier Jägerhof konnten die landschaftsökologisch-bodenkundlichen Arbeiten aus den 80-er Jahren (PRADE 1988) durch neuere Untersuchungen (HELMS 2001, HELMS 2003) mit dem Ziel ergänzt werden, einen Bodenlehrpfad aufzubauen. Da anfangs ausschließlich studentische Ausbildungsziele unterstützt werden sollten, erfolgte die Ansprache von Bodenhorizonten und Böden entsprechend der „Bodenkundlichen Kartieranleitung“ (KA 4) recht anspruchsvoll. Da die Dauerprofile zugleich auch Standardprofile der forstlichen Standort-

erkundung sind, wurden die Horizontkennzeichnung und Typenansprache nach der SEA 95 (BAUMGART/SCHULZE 1999) ergänzt. Neben der thematischen Ausgestaltung eines „Pfades“ konnten die vorliegenden punktuellen Bodendaten zu einer „Konzeptbodenkarte“ 1:25.000 verdichtet werden (Abb. 3).

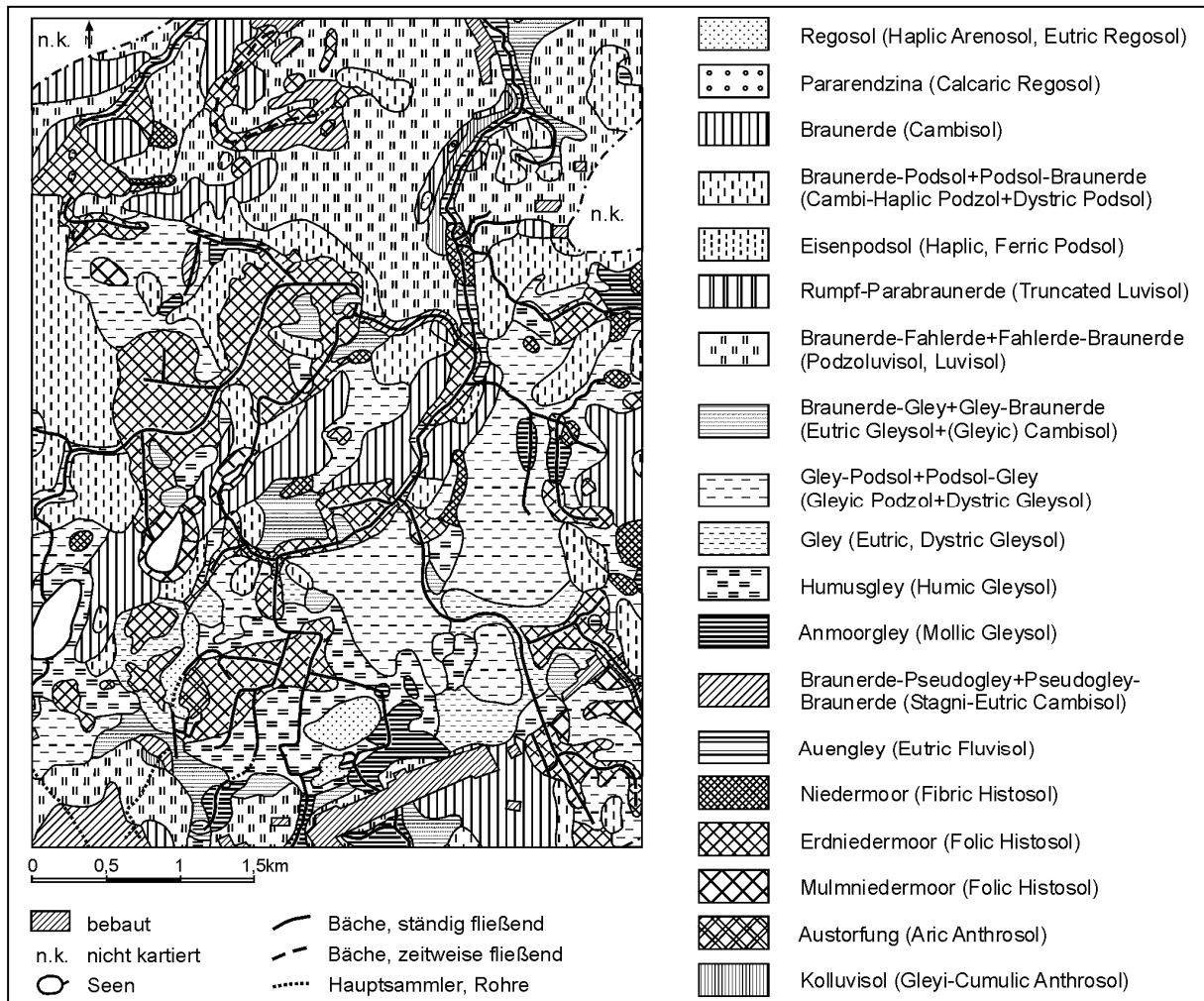
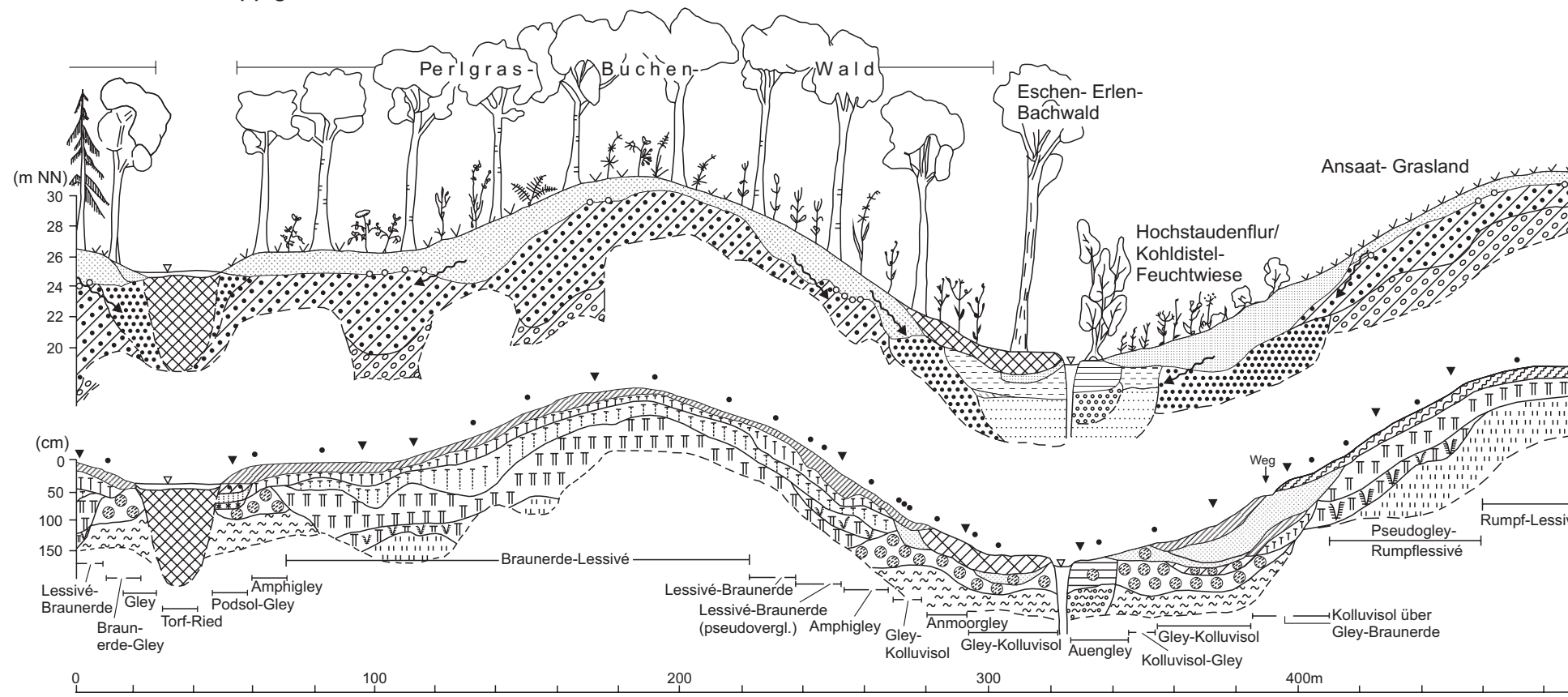


Abb. 3: Konzeptbodenkarte für das Gebiet des Bodenlehrpfades Jägerhof

Der Bodenlehrpfad besteht aus zwei „Teilpfaden“ und demonstriert einerseits die Leitböden der kuppigen Grundmoränenlandschaft (5 Standorte) und andererseits diejenigen der grundwasserbeeinflussten und -bestimmten ebenen Sandplatten und Niederungen (7 Standorte). Zwei Großtafeln zeigen jeweils eine Karte mit den einzelnen Standorten zur Orientierung im Gelände, einen kurzen einführenden Text sowie „Kausalprofile“ mit der reliefabhängigen Darstellung von Substraten, Vegetation und Böden. Die beiden Kausalprofile werden in Abb. 4 wiedergegeben. Sie verdeutlichen die auch bei studentischen Arbeiten angestrebte Einbettung von Einzelprofilen in landschaftliche Zusammenhänge.

Zur Verbesserung der Übersichtlichkeit sind die Inhalte des Kausalprofils in einem Doppelprofil dargestellt: Im oberen Teil finden wir die Substrate mit ihrer Schichtung einschließlich der Vegetationsausprägung und im unteren Profil die Böden mit ihrer Horizontierung. Die reliefabhängige räumliche Verbreitung ergibt sich aus der Bindung ans Relief und ist zudem aus der Beschriftung ableitbar. Die Positionen der einzelnen Bodenprofile, die in einer Bildleiste im unteren Teil der Großtafel in Farbfotos mit Angaben der Substratschichtung und Horizontierung wiedergegeben sind, werden im Kausalprofil markiert.

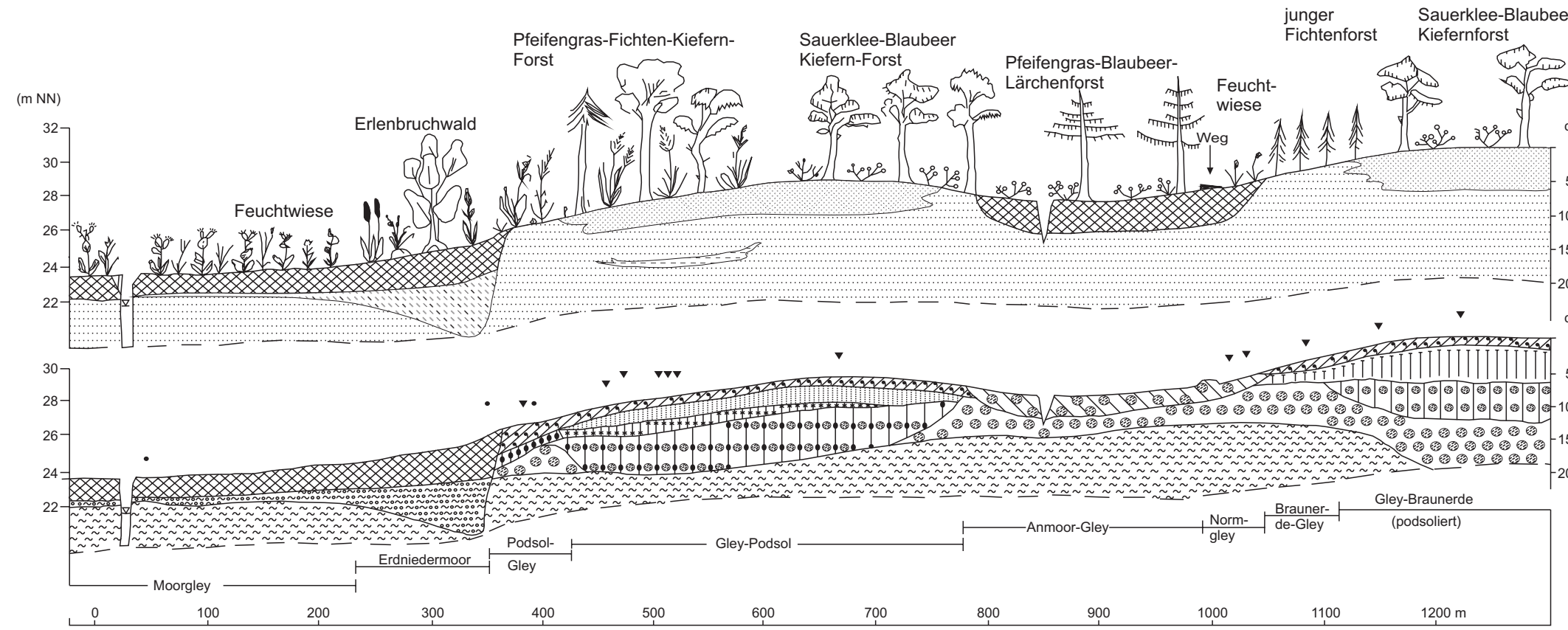
Die Böden der kuppigen Grundmoränenlandschaft



- Substrate (jeweils Profile oben)
- Geschiebedecksand
 - Geschiebelehm
 - Geschiebemergel
 - glazifluvialer Sand
 - Beckensand
 - Beckenschluff
 - Mude
 - Auensediment
 - Flußsand/kies
 - Steinanreicherung
 - Kolluvialsand
 - Anmoor/Torf

- Bodenhorizonte (jeweils Profile unten)
- Ah/fAh (Humushorizont)
 - Ap (Ackerkrume)
 - M (Kolluvialhorizont)
 - Aa (Anmoorhorizont)
 - Aeh (Humushorizont, podsolig)
 - Ae (Aschhorizont)
 - Bh (Humusorthorizont)
 - Bs (Sesquioxid-Orthorizont)

Die Böden der schwach welligen bis ebenen Sander- und Beckensandlandschaft mit grundwassergeprägten Niederungen



- oGr (Grauer Gleyhorizont, muddig)
- aGo (Rostabsatzhorizont, in Auen)
- Go (Rostabsatzhorizont)
- Go-Aa (Rostabsatz-Anmoorhorizont)
- Gr (Grauer Gleyhorizont)
- Bv/fBv (Braunhorizont)
- MGo (Kolluvium-Rostabsatzhorizont)
- Bt (Brauner Tonhäutchenhorizont)
- Bt-Sd (Tonhäutchen-Marmorierungshorizont)
- eIC (Carbonathorizont)
- AI (Fahlhorizont)
- H (Torfhorizonte)
- fAhGo (Humus-Rostabsatzhorizont)
- Go-Cv (Ausgangsmaterial, schwach verwittert, zeitweilig nass)
- Go-Bs (Ort-Rostabsatzhorizont)

- Bodenschurf
- Bodenbohrung
- Wasserspiegel
- hangwasser-beeinflußt
- fossil

Abb. 4: Kausalprofile durch die kuppige Grundmoränen- und schwach welligen bis ebene Sander- und Beckenlandschaften bei Jägerhof (Ausglagseite)

An 12 einzelnen Bodenaufschlüssen befinden sich Kleintafeln im A3-Format. Hier gibt es jeweils eine Kartenskizze zur räumlichen Orientierung, ein farbiges Bodenfoto mit Schicht- und Horizontgrenzen und entsprechenden Bezeichnungen, eine Profilbeschreibung sowie spezifische Informationen zu den Bodenbildungsbedingungen und Bodenprozessen am konkreten Standort. Die Groß- und Kleintafeln wurden professionell auf 3 mm Diabond kaschiert und auf Holzträgern mit einem kleinen Spitzdach montiert, wie sie in den Naturparks üblich sind. Weitere Informationen zum Bodenlehrpfad Jägerhof vermitteln BILLWITZ/KÜHN/HELMS (2001), BILLWITZ/KÜHN (2002), BILLWITZ (2002) sowie das Umweltbundesamt (2001).

Um auch schulischen Anforderungen entgegen zu kommen, wurden und werden in Zusammenarbeit mit Geographielehrern der Region geführte Exkursionen unter dem Thema „Der Bodenlehrpfad als außerschulischer Lernort“ durchgeführt. Hier wird z. B. herausgestellt, dass ein Boden von vielfältigen Bodenbildungsfaktoren abhängig ist und dass das uns von der Eiszeit hinterlassene Material mit seinen unterschiedlichen chemischen und physikalischen Eigenschaften zu unterschiedlichen Bodenbildungen führt. Dabei lernen die Schüler zugleich die unterschiedlichsten Bodenarten anhand der Fingerprobe zu unterscheiden. Es wird weiter verdeutlicht, dass selbst das unscheinbarste Relief eine Umverteilung von Stoffen und Energien hervorruft und damit nasse und trockene, nährstoffreiche und nährstoffarme Böden gebildet, ggf. auch gekappt und überdeckt werden. Wir erläutern an konkreten Beispielen, dass das Bodenwasser als Sicker-, Stau- und Grundwasser auftritt und damit die Richtung der Bodenbildung beeinflusst, dass die Vegetation mit ihrer unterschiedlichen Streu die Humusqualitäten und damit auch die Bodenentwicklungen prägen, dass nicht nur das Makroklima, sondern auch das standörtliche Klima ebenso wie die Nutzungsweisen des Menschen die Bodenbildung lenken. Die Einbindung der Böden in den Raum wird deshalb als nichts Zufälliges, sondern als etwas Gesetzmäßiges dargestellt und bildet so einen wichtigen Bildungs- und Erziehungsfaktor. Zugleich versuchen wir den Schülern an praktischen Beispielen im Gelände zu verdeutlichen, dass Böden vielfältig „funktionieren“, dass es ohne funktionsfähige Böden kein sauberes Grundwasser und keine Feuchte- und Nährstoffspeicherung gäbe und folglich jeder noch so kleine Niederschlag sofort abflösse und zu Hochwässern in Bächen und Flüssen führte und dass Düngestoffe bereits mit dem nächsten Regen ausgewaschen würden. Zugleich machen wir klar, dass ohne die Böden die Menschen schon in wenigen Jahren in organischen Abfällen und in der Laub- und Nadelstreu ersticken würden und dass Mikroorganismen, Pflanzen, Tiere und selbst wir Menschen keinen Lebensraum hätten. Wir vermitteln den Schülern, dass intakte Böden vielfältige „Gratisleistungen“ für die Gesellschaft vollbringen, deren technische Substitution die Menschheit in höchstem Maße überforderte.

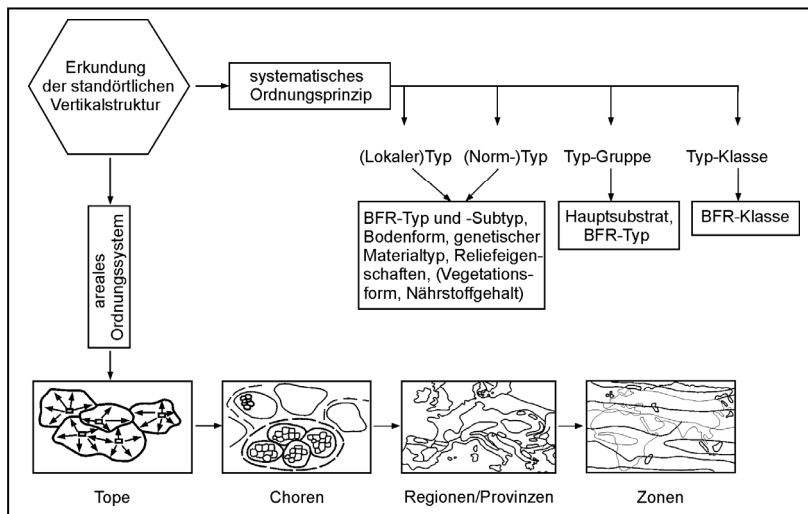
Letztlich soll bei den unterschiedlichsten Zielgruppen durch Wissensvermittlung deutlich werden, dass Böden wertvoll sind, weil sie für Nahrung sorgen, weil in ihnen unzählige Tiere und Pflanzen zu Hause sind, weil sie Gewässer schützen, weil sie Schadstoffe speichern und abbauen, weil sie für ein angenehmes Klima sorgen, weil sie Geschichten erzählen und auch Schätze enthalten (vgl. Wiss. Beirat Bodenschutz ... 2002).

3 Der Bodenbezug in der Forschung

3.1 Der Boden in der Theorie der Landschaft

Der Boden ist untrennbarer Bestandteil der Landschaft und „archiviert“ zugleich landschaftliche Veränderungen. Dieser Sachverhalt ist u. a. auf die relative Stabilität der bodenbürtigen Landschaftskomponenten „Bodentyp“ und „Substrattyp“ zurückzuführen. Daraus resultiert einerseits, dass Bodenerkenntnis zugleich wesentliche Grundlage der Landschaftserkenntnis darstellt und andererseits, dass Bodensachverhalte immanente Bestandteile von geoökologischen Karten bilden müssen. Da außerdem Bodenfeuchteregimety und Bodenform das systematische geoökologische Ordnungsprinzip prägen (Abb. 5), sind die im Rahmen der For-

schung erarbeiteten großmaßstäbigen geoökologischen Karten (z. B. in: BILLWITZ/FANDRICH/FRITSCH 1992) auch problemlos als „Bodenkarten“ interpretierbar oder sind selbständige Bodenkarten (in: BILLWITZ 1991).



Die Greifswalder geoökologischen Forschungsarbeiten waren zu DDR-Zeiten – wie bei den meisten geographischen Einrichtungen – eingebettet in Untersuchungen zur „Entwicklung einer anwendungsreifen Methodik für das Projekt Naturraumtypenkarte DDR“. Hier wurden Beispielskarten erarbeitet und diese für unterschiedliche Nutzungszwecke interpretiert.

Abb. 5: Geoökologische Ordnungsprinzipien

3.2 Auswertung und Nutzung bodenkundlicher Altdaten

Seit Mitte der 80er Jahre wurden Versuche gemacht, „bodenkundliche Altdaten“ für aktuelle Fragestellungen auszuwerten und diese für vielfältige praktische und wissenschaftliche Zwecke nutzbar zu machen. So wurden die für den damaligen Bezirk Rostock für Meliorationszwecke angefertigten „Substrattypen- und Wasserstufenkarten 1:10.000“ mit Hilfe einer an eigener Geländearbeit geeichten Matrix so miteinander verschnitten, dass „Konzeptbodenformenkarten 1:50.000“ als Kartierhilfen für neuere Vorhaben ableitbar wurden (TRAPP 1988, 1992). Die ausgehaltenen Einheiten entsprachen „Nanopedochoren“ mit entsprechenden „Leitbodenformen“ entsprechend damaliger DDR-Standards (TGL 24300). Die nach dieser Methodik von TRAPP (1992) angefertigte Konzeptbodenformenkarte für ein Gebiet von 140 km² Größe südöstlich von Greifswald konnte erst später (BILLWITZ 1998) publiziert werden.

Ein weiteres Projekt zur Auswertung von Bodenschätzungsdaten fand leider keine Förderer. Das ist insofern tragisch, weil sich derzeit „boden(karten)bezogene“ Aktivitäten unterschiedlichster Dienststellen des Landes Mecklenburg-Vorpommern berühren oder sogar überschneiden: 1. Das Landesvermessungsamt arbeitet an einer flächendeckenden „Automatischen Liegenschaftskarte“ (ALK), die aber auch in engem Zusammenhang mit der Bodenschätzung und den Bodenschätzungskarten steht, weil sowohl die bisher verfügbaren Kataster- als auch die Bodenschätzungskarten die gleiche topographische Grundlage aufweisen. 2. Die Oberfinanzdirektion (OFD) und die Finanzämter bemühen sich um Bestandswahrung der Bodenschätzungskarten und um GIS-gerechte Umsetzung der Bodenschätzungsdaten. 3. Das Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie muss zur Herstellung von Bodenkarten 1:50 000 und 1:200 000 auf Bodenschätzungskarten zurückgreifen. Der Projektvorschlag der Greifswalder Geoökologie ging deshalb davon aus, durch eine entsprechende Koordinierung aller drei Aufgaben Synergieeffekte zu erschließen (und damit Geld zu sparen!). Mit einer Aufarbeitung der Bodenschätzungsunterlagen auf der geodätischen Grundlage von ALK sowie einer modernen Interpretation hätte letztlich eine große Kulturleistung für das Land vollbracht werden können. Diese immense Aufgabe sollte wissenschaftlich begleitet werden (Abb. 6).

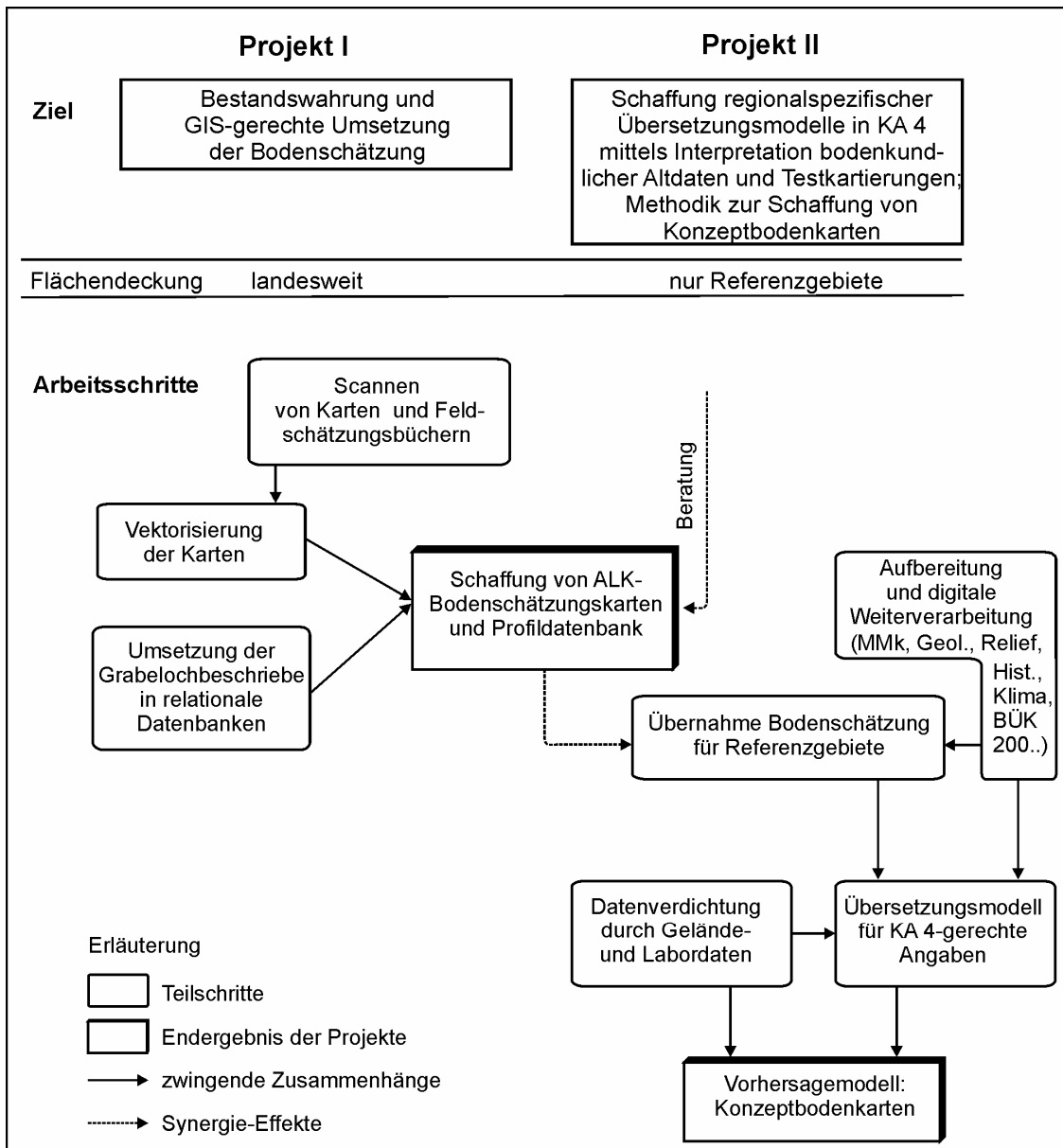


Abb. 6: Aufbereitung der Bodenschätzung

In einem landesweiten „Projekt I“ sollten sich das LVA und die OFD zusammenfinden, um folgende Arbeitsschritte zu absolvieren:

1. Digitale Übernahme (Scannen) der Altkarten der Bodenschätzung (= zugleich Kataster- bzw. Liegenschaftskarten) und deren ALK-Georeferenzierung,
2. Digitale Übernahme (Scannen) der Feldschätzungsbücher der Bodenschätzung und Umsetzung ihrer Inhalte in relationale Datenbanken,
3. GIS-gerechte Verknüpfung der Gabelochbeschriebe aus den Feldschätzungsbüchern mit den digitalen Karten.

In einem wissenschaftlichen „Projekt II“ sollten sich Arbeiten für eine „moderne“ Übersetzung der Gabelochbeschriebe der Bodenschätzung im Sinne der KA 4 sowie regionalspezifische Vorhersagemodelle zur Schaffung von Konzeptbodenkarten anschließen. Es ist unsere Überzeugung, dass diese Übersetzungs- und Interpretationsaufgaben keinesfalls „nebenbei“ im Rahmen der Flurneuordnung von beauftragten Büros erledigt werden können, die dabei FESCH, BOSSA u.a. Programme „mechanistisch abarbeiten lassen“. Hierzu ist vielmehr ständige fachliche Kontrolle auf der Basis eigener Erfahrungen in Feldebodenkunde und Bodenschätzung unabdingbar. Zugleich bedürfen weitergehende pedologische Interpretatio-

nen, eine Einbeziehung tangierender Kartenwerke, eine regionalspezifische Datenverdichtung durch Gelände- und Labordaten und schließlich die Erarbeitung von Vorhersagemodellen für Konzeptbodenkarten entsprechenden bodenkundlichen Sachverstand. Andere Bundesländer erkannten das bereits frühzeitig als ureigene Aufgabe eines Landesamtes.

3.3 Bodenprozessforschung

Obwohl die aus der geoökologischen Theorie ableitbare Notwendigkeit einer Verkopplung von „Raumstruktur“ mit „Raumdynamik“ als auch die Erkundung der Prozesse innerhalb landschaftlicher Strukturen forschungsmethodisch als außerordentlich beschwerlich gelten, fanden solche Arbeiten mit der Erfassung der raumzeitlichen Variabilität von Abfluss- und Stofftransportprozessen in bodenkundlich gut untersuchten kleinen Bacheinzugsgebieten (MEISTROWITZ 1990, DIPPMANN 1991), von Dräneinzugsgebieten der Greifswalder Umgebung (GRÜNEBAUM 1986, MAI 1987) oder zum Bodenfeuchtegang ausgewählter Böden Eingang in die Greifswalder Geoökologie. Bei den einzugsgebietsbezogenen Untersuchungen stand immer der Zusammenhang mit der pedologischen Ausstattung im Vordergrund. Der „Bezug zum Boden“ fand weiter in prozessorientierten Arbeiten zur flächenhaften Stickstoffausstragsmodellierung aus dem Boden in den Untergrund seinen Ausdruck. Diese Arbeiten mündeten nach 1990 in einer engen Zusammenarbeit mit der AG Systemforschung der Universität Osnabrück und in einer Modifizierung des dortigen OS&EPIC-Modells auf die nordostdeutschen Verhältnisse. Es wurden am Beispiel eines landwirtschaftlichen Großbetriebes (frühere LPG Groß Kiesow) über nachgewiesene Korrelationen zwischen Bodenform und Ernteerträgen, zwischen Bodenform, Sickerwassermenge und Stickstoffauswaschung sowie zwischen Zwischenfruchtanbau, Ernteertrag und Stickstoffaustrag die Sickerwassermengen, die NO_3 -Konzentrationen im Sickerwasser und die entsprechenden Sickerwassermengen für bestimmte Leitbodenformen bzw. -kombinationen (z. B. Tieflehm-Fahlstaugley, Sand-Braunerde+Tieflehm-Fahlerde, Sand-Braunerde+Sand-Rosterde, Sand-Braunerde, Sand-Braungley, Sand-Grundgley, Tieflehm-Amphigley+Lehm-Amphigley) berechnet (Ergebnisse in TRAPP 1992 sowie in BILLWITZ/TRAPP 1994). Letztlich musste aber auch eingesehen werden, dass derartige Forschungsarbeiten ohne Einbindung in geförderte Projekte mit entsprechender Personal-, Geräte- und Sachmittelausstattung auf Dauer kaum realisierbar sind.

3.4 Chronostratigraphie, geoökologische Entwicklung und Besiedlungsgeschichte vom Spätglazial zum Holozän

Die 1995 erfolgte Einbindung der Forschungsarbeiten des Lehrstuhls Geoökologie in das DFG-Schwerpunktprogramm „Entwicklung der Geo-Biosphäre in den letzten 15 000 Jahren“ eröffnete Möglichkeiten, interdisziplinär ausgerichtete Arbeiten zur Chronostratigraphie, zur geoökologischen Entwicklung und zur menschlichen Besiedlung vom Spätglazial zum Holozän in Nordostdeutschland durchzuführen (BILLWITZ u.a. 2000). Davon waren insbesondere diejenigen bodenkundlich relevant, die sich mit der spätglazialen Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern (HELBIG 1999), mit der Lessivé- und Tschernosemgenese auf jungweichselglazialen Sedimenten (KÜHN 2002, ALBRECHT 2003) sowie mit „anderen“ spätglazialen Bodenbildungen (KAISER/KÜHN 1999; LORENZ 2002, CZAKÓ-PAP 2003) befassten. Wenn sich auch andere Untersuchungen speziell der Vegetationsgeschichte Nord-Vorpommerns vom Spätglazial zum Frühholozän (DE KLERK 2002, DE KLERK u.a. 2001), der spätpleistozänen bis frühholozänen Naturraumgenese des Endinger Bruches und seinem Umland (KAISER 2001) sowie der spätglazial-frühholozänen, d.h. spätpaläolithisch-mesolithischen Besiedlungsgeschichte (TERBERGER 1996, 1997, 1998, 1999) dieses Raumes widmeten, so war doch (fast) jeder Arbeit eine starke substratisch-pedologische Unter-

zung mit umfangreichen Dokumentationen eigen. Bodenkarten finden sich deshalb in den Arbeiten von KAISER 2001 (Endinger Bruch 12 km², Hermannshagen-Heide 6 km², Prerower Torfmoor 1,2 km²), KÜHN 2002 (Umgebung des Fundplatzes Mützelburg-Forst bei Lenzen 0,17 km², KAISER u.a. 2001 und 2003: Ufer des Latzigsees 0,2 km², SCHNEIDER/KÜHN (2000: Karlshof² Groß Methling 1,3 km²), RUDOLPHI (2001: 3 Teilareale der Barther Heide 3,19 km²), ALBRECHT 2003 (Teile der Insel Poel 7,4 km²). Insbesondere das ständige Korrelieren von palynologischen und archäologischen mit den geologisch-bodenkundlichen Befunden ermöglichte eine sichere Rekonstruktion der Paläo-Milieubedingungen für die „Zeitscheibe Spätglazial-Frühholozän“ mit einer bisher nicht gekannten zeitlichen Auflösung. Auf diese Weise etablierte sich auch die „Geoarchäologie“ am Lehrstuhl Geoökologie in Greifswald (vgl. u.a. BOGEN u.a. 2003; KAISER u.a. 2001; KAISER u.a. 2003).

In den Arbeiten von KÜHN (2002, 2003) werden neue Ideen zur Lessivégenese im Jungmoränengebiet vorgestellt. Besonders durch die dabei eingesetzten mikromorphologischen Methoden wurde es möglich, in den Lessivés unterschiedlich alte Toncutangenerationen zu unterscheiden und diese bestimmten Tonverlagerungsphasen zuzuordnen (prä-dryas-III-zeitlich, holozän, anthropogen). Besonders hilfreich waren dabei die Ausprägungen der auch makroskopisch beobachtbaren Bt-Schmitzen, Sandkeilfüllungen, Polygonnetze sowie das Erkennen von Toncutanbruchstücken. Schließlich konnte für M-V ein einfaches Modell der spätglazial-holozänen Lessivégenese vorgelegt werden (Abb. 7). Damit wurden derzeit noch strittige Fragen der Chronologie von Bodenprozessen einer Lösung näher gebracht. So muss heute eine vorwiegend periglaziäre Verbraunung (Hypothese KOPP), ein Braunlehmstadium vor der Verbraunung (Hypothese REUTER) und eine alleinige holozäne Lessivierung (Hypothesen BLUME, REUTER, KUNTZE, ROHDENBURG, SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL u.a.) verneint werden. Diese Erkenntnisse sind für die Bodensystematik und für aktuelle Kartiervorhaben relevant. Der „Decksand“ wird zugleich als polygenetisches Substrat mit spätglazialer Lessivévergangenheit sowie mit periglaziärer, solimixtiver und äolischer Komponente definiert.

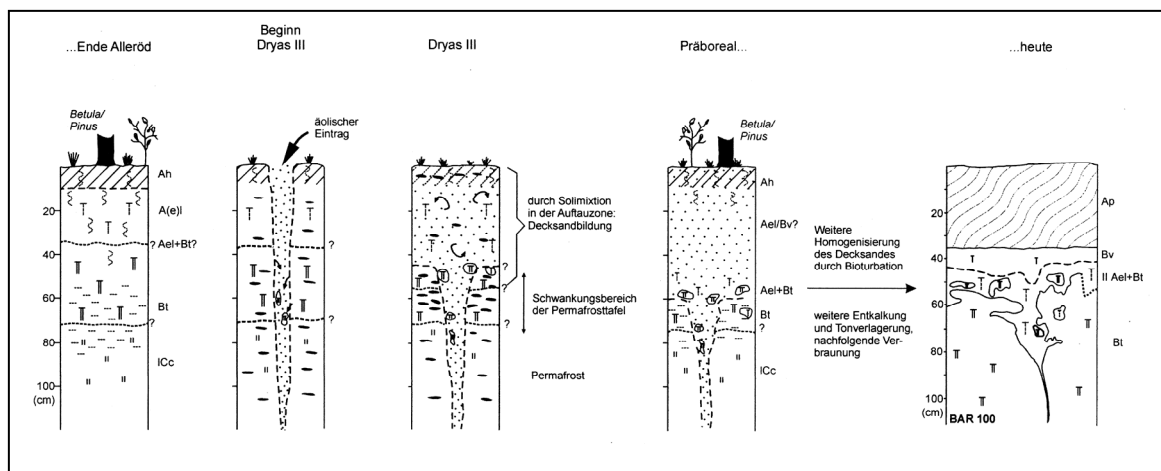


Abb. 7: Modell der spätglazial-holozänen Lessivégenese im Jüngerem Jungmoränengebiet Mecklenburg-Vorpommerns (aus: Kühn 2002)

Die Arbeiten am DFG-Schwerpunktprogramm mündeten bei allen Beteiligten in Dissertationen, die sich mit der spätglazial-holozänen Substrat-, Boden- und Landschaftsgenese (HELBIG 1999, KAISER 2001, KÜHN 2002) sowie der Vegetationsentwicklung (DE KLERK 2002) in Mecklenburg-Vorpommern beschäftigten. Ein Charakteristikum aller Untersuchungen war deren starke geologisch-pedologische Untersetzung. Damit war es möglich, die Gelände- und Laborbefunde komplex zu interpretieren und so beispielsweise den zeitlichen Ablauf der Deglaziation Nordostdeutschlands zu präzisieren, Besonderheiten der Paläohydro-

² Kartierung erfolgte durch Studenten der Universität Trier

logie der großen Seen und der Küstenbereiche Mecklenburg-Vorpommerns detailliert zu beschreiben, spätglaziale Bodenbildungen zu erkennen und zu beschreiben und präzisere Vegetationsentwicklungsphasen zu definieren.

Die derzeit letzten Diplomanden des Lehrstuhls Geoökologie mit teilweise oder vollständigem Bodenbezug haben unlängst ihre Arbeiten abgeschlossen (LORENZ 2002, ROTHER 2002; ALBRECHT 2003, CZAKÓ-PAP 2003). LORENZ (2002) gelang es in einer Arbeit zur Paläohydrologie des Krakower Sees, bisherige Ansichten zur spät- und postglazialen Entwicklung des Sees zu präzisieren, das Inventar der 1- und 2 m-Terrassen an Sedimenten und Böden zu ermitteln und in der südlichen Umgebung des Sees erstmalig den allerödzeitlichen „Finowboden“ in Mecklenburg nachzuweisen. Damit war es zugleich möglich, das seinerzeitige paläoökologische Bildungsmilieu des Naturraums zu rekonstruieren. ROTHER (2002) ermittelte mit Hilfe geomorphologischer und bodenkundlicher Methoden unterschiedliche Erosions- und Sedimentationsphasen bei der Entstehung des Durchbruchstals der Nebel durch die Pommersche Haupteisrandlage und diskutierte die Abläufe von spät- und postglazialen Bodenbildungsprozessen anhand von Leitprofilen. Ausschnitte aus beiden Arbeiten finden sich in diesem Heft. ALBRECHT (2003) untersuchte die schwarzen Böden auf Poel und konnte sie in Anlehnung an die KA 4 meist als pseudovergleyte Parabraunerde-Tschernoseme bzw. Pseudogley-Tschernoseme ansprechen, deren Axh-Horizonte nach Farbe (10 YR 3/1-2/1), Horizontmächtigkeit, Krotowinenbesatz, C/N-Verhältnis, Kationenaustauschkapazität und Basensättigung offenbar aus einem „echten“ Tschernosemprozess (und ohne pyrogenen Einfluss) hervorgegangen sind, wobei die Tonverlagerung aufgrund des Fehlens von schwarzen Tonhäutchen bereits vor der Humusakkumulation stattgefunden haben muss. CZAKÓ-PAP (2003) hat in Fortführung von Arbeiten von KAISER (2001) auf dem Altdarß eine etwa $3,2 \times 1,2$ km große, von jungdryaszeitlichen Flugsanden begrabene Landoberfläche auf älteren glazilimnischen Sanden rekonstruieren können. Interessant sind die initialen Bodenbildungen an der Grenze beider Sedimente. Es sind humusreiche voll- und halbhydromorphe Initialböden, oft mit Makroholzresten, die in Abhängigkeit von der Lage zum damaligen Grundwasser in die Reihe „Moorgley - Anmoorgley - Nassgley - (Podsol-Regosol)-Gley“ einzustufen wären. Da auf den höher liegenden Positionen auch nur schwach ausgebildete Illuvialhorizonte gefunden wurden, kann man höchstens von einer gewissen „Podsoligkeit“ der damaligen Böden sprechen (fOh/fAhe-fBh-Abfolge). Jeweils ein OSL- und ein ^{14}C -Datum sowie ein Pollendiagramm weisen diese alte Landoberfläche mit ihrer Grenze Boden: Flugsand in die ältere Jüngere Dryas. Da es sich hierbei um die bislang am intensivsten durchgeführte Prospektion und Untersuchung einer spätglazialen Landoberfläche in Mecklenburg-Vorpommern handelt und flächig gut erhaltene Baum- und Gehölzreste sowie humusreiche Reliktböden nachgewiesen wurden, ist dieser Befund beachtenswert.

3.5 Zur Methodik der Beurteilung des Schutzguts Boden

In Deutschland und in den meisten anderen Ländern wurden im letzten Jahrzehnt vor dem Hintergrund rasanten Verschleißes natürlicher Ressourcen, darunter auch des Bodens, entsprechende Rechtsvorschriften für Schutz und Vorsorge erlassen. Das betrifft vorzugsweise EU-Richtlinien und deren Umsetzung in deutsches Recht. Dabei sind vor allem die Umweltverträglichkeitsprüfungsrichtlinie (85/337/EWG), deren Veränderung und Ergänzung (Richtlinien 97/11/EWG; 2001/42/EWG) zu nennen. Dadurch müssen u.a. umweltrelevante Vorhaben hinsichtlich ihrer Verträglichkeit mit der Umwelt geprüft werden.

Ogleich alle Bundesländer mit der Realisierung dieser neuen Rechtsvorschriften Anfangsschwierigkeiten hatten, traf dies besonders auch auf die neuen Bundesländer zu. Hier waren eigenständige landschaftsplanerische Erfahrungen kaum vorhanden und die sich hier mit Ost-Dependancen niedergelassenen Landschaftsplanungsbüros aus den alten Bundesländern hatten kaum regionale Erfahrungen und anfangs auch kaum Kenntnis von den hier verfügbaren Unterlagen. SABROWSKI (1997) untersuchte 63 Umweltverträglichkeitsstudien

(UVS) der für Mecklenburg-Vorpommern besondere Relevanz aufweisenden Vorhaben des Straßenbaus, von Ferien-, Freizeit- und Sportanlagen, von Kies- und Sandtagebauen, von Windkraft-, Hochwasserschutz- und Abwasserbehandlungsanlagen, von Anlagen zur Tierzucht und von Abfallbehandlungsanlagen hinsichtlich eines vorsorgeorientierten Bodenschutzes. Das waren damals etwa ein Drittel der wahrscheinlich überhaupt existierenden UVS in Mecklenburg-Vorpommern. Einen genauen Überblick über die im Land generell vorliegenden UVS hatte bezeichnenderweise niemand. Die UVS wurden nach bestands- und wirkungsanalytischen sowie nach kartographischen Kriterien beurteilt, wobei deren „Seriosität“ und „Qualität“ sehr unterschiedlich waren und meist den gestellten Anforderungen nicht genügten. Als Hauptursache mussten damals generelle Unkenntnis der Bearbeiter über Böden und Bodenfunktionen sowie Unkenntnis über vorhandene Unterlagen bzw. deren ungenügendes Verständnis und damit einhergehendes Unvermögen für eine sachgerechte Interpretation gelten.

Für eigene Beiträge für Umweltverträglichkeitsstudien (BILLWITZ 1992a, b; 1995a, b, c, d) musste anfangs die generelle Verwendbarkeit der Bodenschätzungsunterlagen, der Substrat- und Wasserstufenkarten 1:10.000 des ehemaligen Bezirks Rostock, der MMK 1:25.000 und 1:100.000 sowie der forstlichen Standortskarten 1:10.000 für eine Schutzgutbeurteilung des Bodens geprüft werden. Dabei spielte auch die Dimensions- und Maßstabsproblematik eine große Rolle. Während man beispielsweise für das ca. 35 km² große zu beurteilende Gebiet um den geplanten ITER-Standort Lubmin auf dem (topischen) Bodenformeninventar aufbauen musste, benötigte man für den etwa zehnfach größeren Suchraum der Magnetschnellbahn Hamburg-Berlin Bodenkartiereinheiten in der mikrochorischen Dimension, die benannt und mit Leitbodentypen und dominierenden Substrattypen gekennzeichnet sowie bewertet werden mussten. Ein großes Problem stellte in beiden Gebieten die sachgerechte Anpassung der unterschiedlichen bodenbezogenen Unterlagen dar. Das betraf einmal die Vereinheitlichung der grundsätzlich andersartigen Daten zwischen den einzelnen Bundesländern (Schleswig-Holstein und Hamburg einerseits und Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg andererseits) und/oder die zwischen forstlich und landwirtschaftlich genutzten Standorten (MMK und Bodenschätzung einerseits und den forstlichen Standortskarten andererseits).

Erste Einschätzungen von Bodentypen hinsichtlich der Wahrnehmung und des Wertes ihrer Bodenfunktionen und der endgültigen Bewertung ihrer Schutzwürdigkeit fanden Anwendungen für die Umweltverträglichkeitsstudie BAB 20. Neben einem regionalpedologischen Überblick wurden die vorkommenden Böden hinsichtlich der räumlichen Verbreitung der Substrat- und Bodentypen charakterisiert, deren Bindung an besondere morphogenetische Gegebenheiten eingeschätzt und bestimmte quantitative Eckwerte zur Einschätzung der Nähr- und Schadstoffgehalte mitgeteilt. Schließlich wurden die Funktionen der vorkommenden Böden hinsichtlich ihrer Produktions-, Regler- und Speicherfunktion sowie der Lebensraumfunktion eingeschätzt und kartographisch dargestellt. Voraussetzung dafür war eine Einzelbeurteilung der in Ostmecklenburg, Vorpommern und Nordbrandenburg vorkommenden Leitböden bzw. ihrer Vergesellschaftungen (Tab. 1).

Der Boden spielt aber auch eine große Rolle beim Schutz der Grundwasserressourcen, speziell bei Mineralwässern. Da die Grundwasserschutzfunktion der Landschaft neben der Vegetationsstruktur maßgeblich von den filternden und puffernden Eigenschaften der Deckschichten der Grundwasserleiter und damit auch vom Boden abhängt, ist effektiver Bodenschutz in einem Grundwassereinzugsgebiet zugleich wirksamster Grundwasserschutz. Vor diesem Hintergrund wurde für Glashäger Mineralbrunnen GmbH Bad Doberan eine großmaßstäbige einzugsgebietsbezogene Relief- und Bodenkartierung auf einer Fläche von 5 km² durchgeführt, die Böden einer Schutzgutbeurteilung unterzogen und das Relief hinsichtlich seines Einflusses auf die Stoff- und Energieumverteilung bewertet. Über die Ergebnisse wurde in dieser Reihe bereits berichtet (BILLWITZ/HARTLEIB/WOZEL 2001).

Tab. 1: Funktionsbewertung der Böden für UVS „BAB 20“

Nr.	Bodentyp (Abk. nach KA 4)	Geolog. Ausgangs- substrat	Standort- wasser- haushalt	Boden- art	Klassen ökol. ähnl. Bodenarten	Nährstoff- versorgung	Acker- bzw. Grünland- zahl	nFK	ökol. Feucht- stufe	kf- Wert	Ton [%]	Kalk	Speicher- u. Regler- funktion	Lebens- raum- funkto- n	nat. Ertrags- funktion
1	BB-PP	div. S.	Siwa-bestimmt	S, I'S	VII; VIII	gering IV	<22 IV	IV	V-VI	IV	<10	IV	IV	I	IV
2	GG	div. S., z.T. Lehnsande	Gwa-bestimmt	S, I'S, IS	VIII; z.T. VII	gering IV	23-17 IV	IV	II-III	IV	<12	IV	IV	I-II	IV
3	BB + LF	S. üb. GL bzw. GM	Siwa-bestimmt	S, I'S; IS, sL	VIII; VII; V; IV	mittel III	28-33 IV	IV-III	V	IV-III	<15 (20)	IV	IV	IV	IV
4	LL	GL, GDS üb. GL	Siwa-bestimmt	SL, sL, uL	IV	hoch II	34-44 III	II-III	V	II-III	<25	III	II	IV	II
5	LL + BB-SS	GL, GM z.T. mit GDS	Siwa-bestimmt	sL, uL, L, sL	IV	hoch II	>44 II	II	III-IV	II	<25	III-II	II	IV	II
6	SS + GG-SS (Sandlehme)	GL üb. S; Wech- sellagerung GM	Staub- u. Gwa- bestimmt	S, SL, IS, sL, uL	IV/V	mittel III	o.A. III	II-III	III-IV	III	<25	III-IV	III		III
7	SS + GG-SS (Tieflehme)	GM	Staub- u. Gwa- bestimmt	SL, uL, sL	IV/V	mittel III	o.A. III	II-III	III-IV	III	<65	I-IV	III	IV	III
8	SS + GG-SS (tonreich)	Tone, z.T. schluff. (Beckentone)	Staub- u. Gwa- bestimmt	L/T, uT	I/II	mittel III	o.A. III	III	III-IV	III	<12	I-IV	III	IV	III
9	HN	Torfe üb. S u. Mudden	Gwa-bestimmt	H	X	hoch- mittel III	--	II	II	II	<10	I-IV	II	I	IV
10	HN	Torfe üb. Mudden u.	Gwa-bestimmt	H	X	hoch II	--	II	II	II	<20	I-IV	III	I	IV
11	GM + GH	Lehmen moor./annmoor. S	Gwa-bestimmt	H, uS, uL	-	hoch II	--	II	II	II	<10	IV	II	I	IV
12	HH	Hochmoor-Torfe	niederschlagsab- h.	H	X	gering IV	--	II	II	II	0	IV	II	I	IV
13	RQ	S, Kies, Blockpack.	Siwa-bestimmt	S, IS, Grobkies	IX	gering IV	--	IV	VI-VII	IV	<10	IV	IV	I	IV
14	YK + SS-YK	Koll(lehm)sande	Siwa-bestimmt	IS, I'S	VIII	mittel III	-- II-III	IV	IV	IV	<15	IV	III	IV	III
15	YK + (SS-YK)	Koll(sand)lehme	Siwa- u. Staub- bestimmt	IS, SL, uL, L, sL	VIII	mittel III	-- II-III	IV	IV	IV	<15	IV	III	IV	III
16	RZ + GG-RZ	Seekreide/Wiesen- kalk	Gwa-bestimmt	Kalk	-	hoch I-II	-- II-III	--	VI-VIII	--	<10	I	III	I	III
17	BBp-PP + BB + PP	miozäne Feinsande	Siwa-bestimmt	S, I'S	VII-VIII	gering IV	<22 IV	IV	V-VI	IV	>10	IV	IV	I	IV
18	LL-TT + TT- LL + SS-TT + YK	GDS üb. GL	Siwa-bestimmt u. Staub- beeinflusst	SL, sL	IV	hoch II	45-65	II	V	II	<25	II	II	III	I

Erläuterungen der Abkürzungen: GDS = Geschiebedecksand; GL = Geschiebelehm; GM = Geschiebemergel; Siwa = Sickerwasser; Gwa = Grundwasser; Staub = Staumnäse; o.A. = ohne Angabe

3.6 Der Beitrag zur Bodenübersichtskartierung des Landes (BÜK 200)

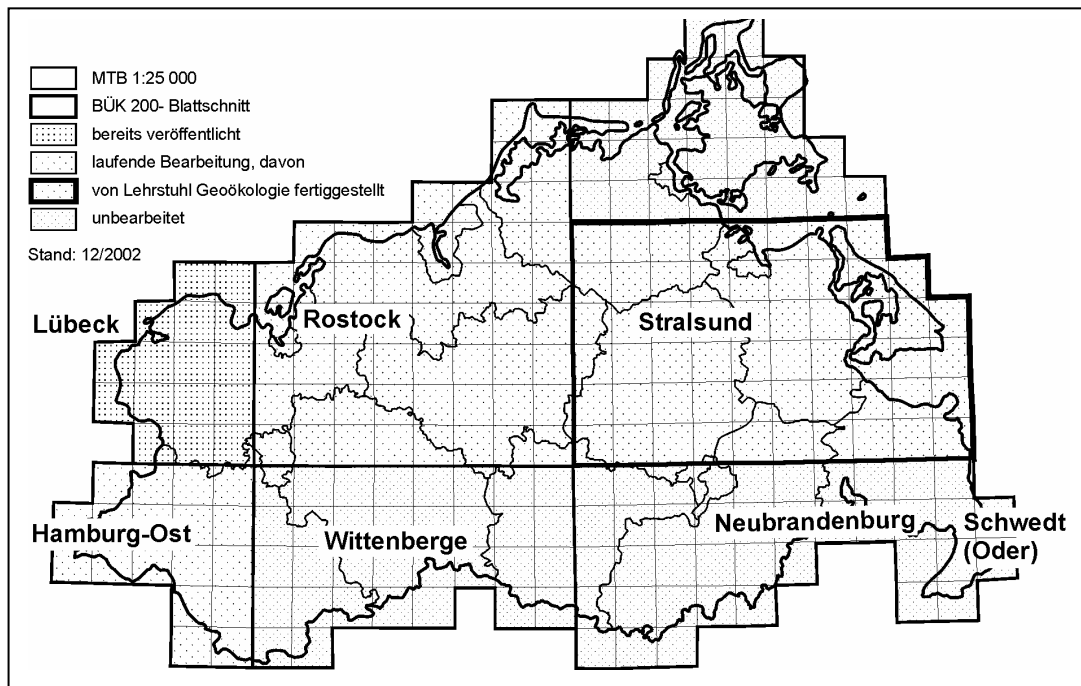


Abb. 8: Bearbeitungsstand der Bodenübersichtskarte 1:200 000 in Mecklenburg-Vorpommern (Stand 31.12.2002)

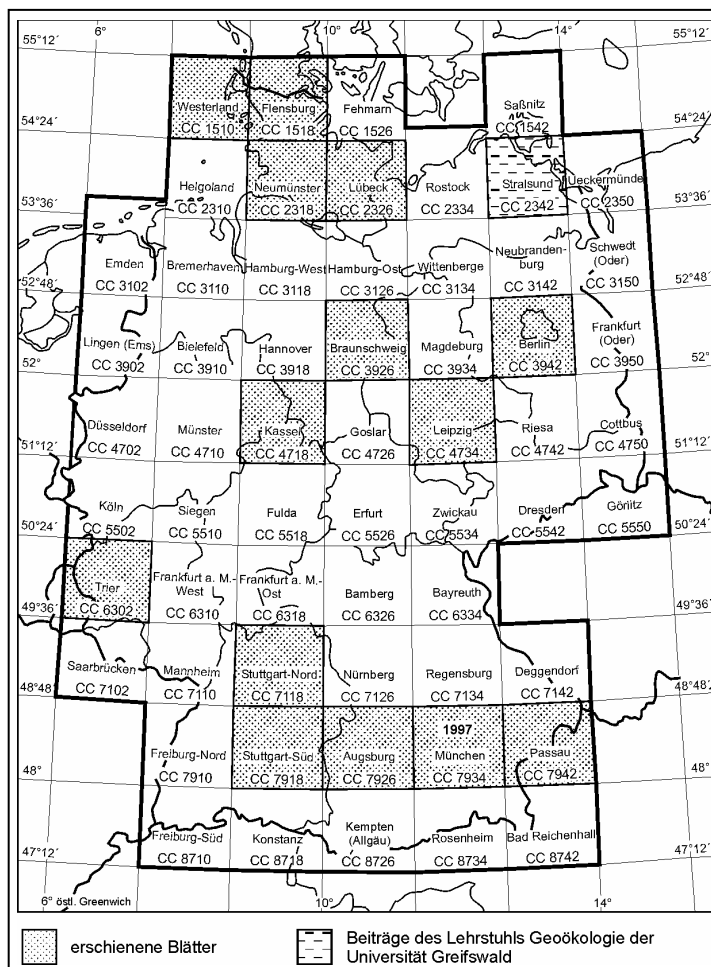


Abb. 9: Bearbeitungs- und Erscheinungsstand der Bodenübersichtskarte 1:200 000 Deutschlands

Die bisher dargestellten bodenbezogenen Untersuchungen der letzten 20 Jahre haben den Lehrstuhl Geoökologie zu einem gewissen „Kompetenzzentrum“ für Böden Mecklenburg-Vorpommerns gemacht. Es verwundert deshalb nicht, dass bereits seit Jahren eigentliche hoheitliche Aufgaben des Landes zur Erarbeitung von Bodenkarten nach Greifswald „delegiert“ werden. Beginnend mit H. HELBIG, fortgeführt von P. KÜHN und J. KWASNIOWSKI und heute betreut von S. HELMS sowie mit tatkräftiger Unterstützung von ausgewählten studentischen Hilfskräften wurden seit 2000 nach einer vorgegebenen Kompilationsmethodik bis Ende des Jahres 2002 insgesamt 57 Konzeptbodenkarten 1:25.000 (Abb. 8) und damit bereits ein Großteil der für die BÜK 200 (Blatt Stralsund) erforderlichen Fläche bearbeitet. Damit leistet der Lehrstuhl Geoökologie einen erheblichen Beitrag zur bodenkundlichen Übersichtskartierung des Landes und damit zugleich einen nicht unwesentlichen Beitrag im Rahmen der BÜK-Deutschland (Abb. 9).

4 Bisherige regionale Schwerpunkte bodenbezogener Untersuchungen

Die referierten bodenbezogenen Untersuchungen wurden teilweise im Rahmen der Ausbildung von Geographie- und Landschaftsökologiestudenten, hauptsächlich aber im Rahmen der Grundlagen- und angewandten Forschung realisiert. Der regionale Schwerpunkt lag erwartungsgemäß in der unmittelbaren Umgebung des Hochschulortes. Durch den studentischen Einsatz wurden allein in den letzten 20 Jahren in der (süd)östlichen Umgebung von Greifswald etwa 500 Bodenschürfe angelegt und makroskopisch beschrieben.

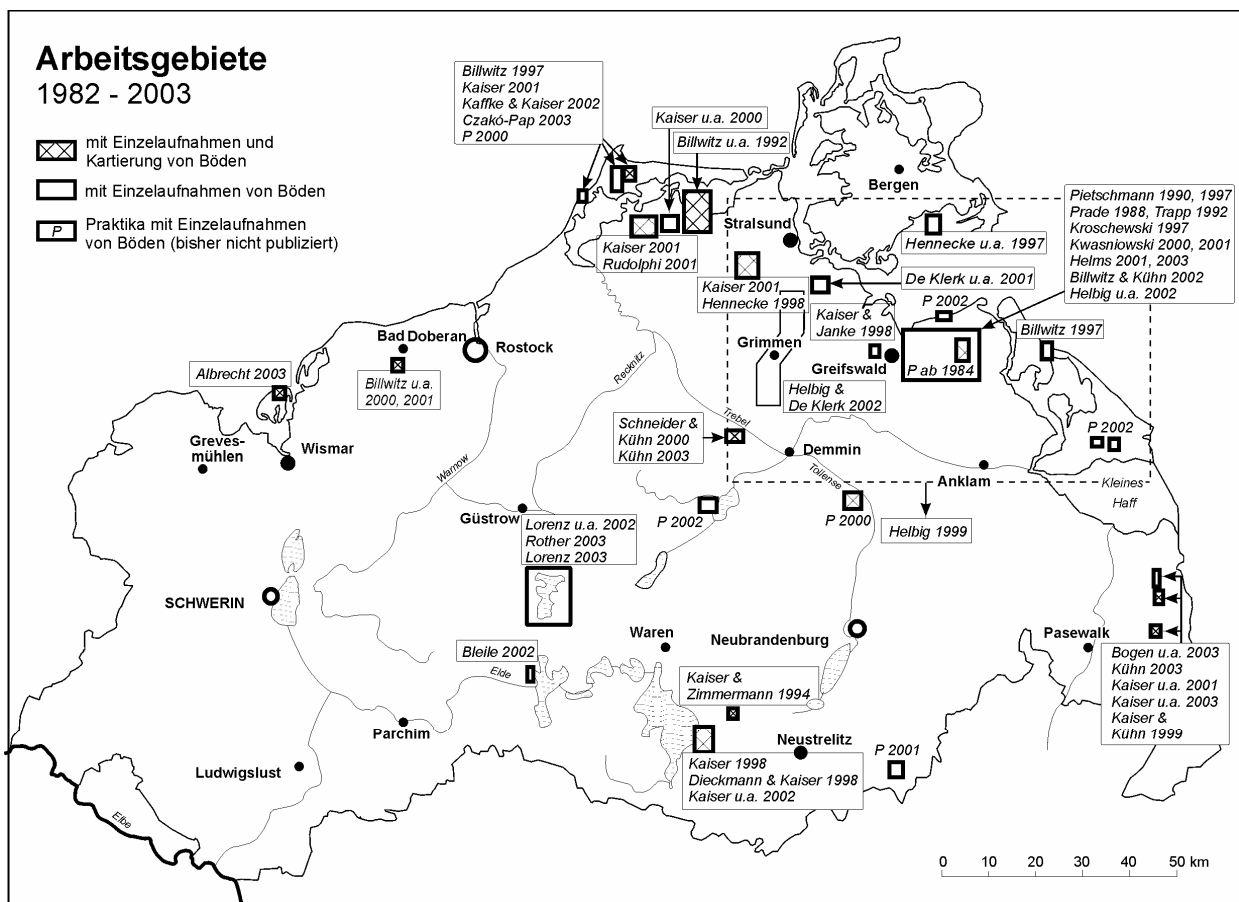


Abb. 10: Arbeitsgebiete des Lehrstuhls Geoökologie in M-V mit geomorphologisch-pedologischer Ausrichtung (1982-2003)

Nur ein geringer Teil davon fand Eingang in die Literatur. Von einer sachgerechten Archivierung der Daten kann leider keine Rede sein. Die Mehrzahl der beschriebenen Bodenprofile verblieb bei den betreuenden Assistenten oder wurde den Studenten zurückgegeben. Bisher wurden die studentischen Übungen in der weiteren Greifswalder Umgebung (ab 1982) mit dem NSG Eldena (1998) und Jägerhof (1987, 1999-2001), in den Gebieten Fahrenkamp (1983-1985) und Endingen (1994-1995), auf dem Neudarß (1996-1997), in der Ueckermünder Heide (1999-2001), in der Umgebung des Krakower Sees (2000), auf den Inseln Poel (2001) und Vilm (1993), in der Mecklenburgischen Schweiz (2002), am Kliff bei Lubmin (2002) und auf Usedom (2002) durchgeführt. Damit wird deutlich, dass Forschungs- bzw. Qualifizierungsaufgaben sowie besondere regionale Interessen kooperierender Partner den Hintergrund für die Wahl der Untersuchungsgebiete bildeten. Ein Teil fand seinen Niederschlag in entsprechenden Publikationen (Abb. 10).

5 Schlussbemerkungen

Die Studie gibt einen Einblick in reichliche 20 Jahre währende bodenbezogene Ausbildungs- und Forschungstätigkeit am Lehrstuhl Geoökologie in Greifswald. Da mit der Vorlage dieses Beitrages zugleich auch ein wesentlicher Abschnitt in der Hochschullehrertätigkeit des Autors in Greifswald abgeschlossen wird, bedarf es zugleich Worte des Dankes an die engsten Mitarbeiter, ohne deren Engagement das Erreichte nicht hätte vollbracht werden können. Eine große Anzahl engagierter Studenten mit ihren teilweise mustergültigen Diplomarbeiten kann hier nur summarisch genannt werden. Es ist mir ein Bedürfnis, einige Kolleginnen und Kollegen auch namentlich zu nennen, mit denen man manche Stunde gemeinsam vor Bodenprofilen gesessen und diskutiert hat und die inzwischen ihren eigenen wissenschaftlichen Weg gehen: Das sind vor allem Dr. habil. Siegfried Slobodda, Dr. Reinhard Voigtland, Dr. Kathrin Lippert, Dr. Wilko Trapp, Kerstin Pietschmann-Aranda, Dr. Armin Mai, Dr. Norbert Amelang, Dr. Henrik Helbig, Dr. Knut Kaiser und Dr. Peter Kühn. Sie waren zugleich Schüler, Kollegen, Weggefährte und Freunde, denen ich besonders danken möchte.

6 Literatur

- ALBRECHT, C. (2003): Verbreitung und Genese der schwarzerdeähnlichen Böden auf der Insel Poel. Eine GIS- und laborgestützte feldbodenkundliche Studie. Diplomarbeit Geographisches Institut Univ. Greifswald, 50 S. + Anhang.
- BARSCHE, H. & K. BILLWITZ (Hrsg. 1990): Physisch-geographische Arbeitsmethoden. Haack: Gotha, 256 S.
- BARSCHE, H., K. BILLWITZ & H.-R. BORK (Hrsg. 2000): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. Klett-Perthes: Stuttgart und Gotha, 612 S.
- BARSCHE, H., H.-R. BORK & R. SÖLLNER (Hrsg. 2003): Landschaftsplanung - Umweltverträglichkeitsprüfung - Eingriffsregelung. Klett-Perthes: Gotha und Stuttgart 2003, 537 S.
- BAUMGART, A. & G. SCHULZE (1999): Standortsformen und -gruppen. - Landesamt für Forsten und Großschutzgebiete in MV (Hrsg.): Forstliche Standortskartierung in Mecklenburg-Vorpommern. Teil B, Malchin, 484 S.
- BEIER, A. (1995): Substrate und Böden entlang temporärer Aufschlüsse in Vorpommern. Beurteilungsmöglichkeiten der „Bodengeologischen Kartierung 1:10.000“ des ehemaligen Bezirks Rostock. Staatsexamensarbeit, Geographisches Institut Univ. Greifswald, 57 S. + Anl.
- BILLWITZ, K. (1982): Landschaftslehre. Vorlesungsgliederung u. Studienhilfen. - In: Greifswalder physisch-geographische Studienmaterialien, H.1, Sektion Geographie Univ. Greifswald, 56 S.
- BILLWITZ, K. (1991): Raumordnung und Flächennutzungsplanung für Gewässereinzugsgebiete. - In: Ztschr. Geol. Wiss., Berlin, H. 1, 21-29.

- BILLWITZ, K. (1992 a): Zur Beurteilung von alternativen Korridoren für eine Ortsumfahrung Greifswald im Zuge der B 96. Voruntersuchung für eine Umweltverträglichkeitsstudie unter besonderer Berücksichtigung von Substratausprägung und Hydromorphie. Manuskript, im Auftrag des Straßenbauamtes Stralsund, 17 Seiten + Karten.
- BILLWITZ, K. (1992 b): Die Westumfahrung Greifswalds im Zuge der B 96. Beschreibung und Bewertung ausgewählter Umweltkomponenten für eine Umweltverträglichkeitsstudie. Manuskript, im Auftrag von "Ingenieurplanung Ost/Feldkamp-Lubenow-Witschel + Partner, Osnabrück", 27 Seiten + Karten.
- BILLWITZ, K. (1993): Bodenkundlich-bodenhydrologische Beurteilung Objekt "Teufelstein" im Auftrag von "Erholungspark Teufelstein GmbH Seebad Lubmin". Manuskript, 12 S.
- BILLWITZ, K. (1995): Begutachtung der Schutzgüter Boden, Oberflächen- und Grundwasser für die Ortsumfahrung B 193 (4. Bauabschnitt) in Neustrelitz im Auftrag von "Ingenieurplanung Ost: Lubenow - Witschel + Partner Greifswald", Manuskript.
- BILLWITZ, K. (1995): Begutachtung der Schutzgüter Boden, Oberflächen- und Grundwasser für die Ortsumfahrung Nottuln - Darup im Zuge der B 67 (Nordrhein-Westfalen) im Auftrag von "Ingenieurplanung Lubenow - Witschel + Partner Wallenhorst". Manuskript.
- BILLWITZ, K. (1995): ITER-Projekt Lubmin. Kartierung und Bewertung des Schutzguts Boden im Auftrag von "Froelich & Sporbeck - Landschaftsplanungsbüro" Bochum-Greifswald, Manuskript.
- BILLWITZ, K. (1995): Naturräume und Böden im A-20-Suchraum zwischen Jarmen und Penkun. Zuarbeiten im Auftrag von „Froelich & Sporbeck - Landschaftsplanungsbüro“ Bochum-Greifswald, Manuskript.
- BILLWITZ, K. (1997a): Allgemeine Bodengeographie. - In: HENDL, M. & H. LIEDTKE (Hrsg.): Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie, 3. Aufl., Perthes: Gotha 1997, S. 233-327.
- BILLWITZ, K. (1997b): Allgemeine Geoökologie. - In: HENDL, M. & H. LIEDTKE (Hrsg.): Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie, 3. Aufl., Perthes: Gotha 1997, S. 635-720.
- BILLWITZ, K. (1997c): Überdünte Strandwälle und Dünen und ihr geoökologisches Inventar an der vorpommerschen Ostseeküste. - In: Z. Geomorph. N.F., Suppl. 111, Borntraeger: Berlin-Stuttgart, 161-173.
- BILLWITZ, K. (1997d): Differentialanalyse und landschaftsökologisches Kausalprofil - ihre Bedeutung im Ausbildungsprozess von Geographen und Landschaftsökologen. - In: Greifswalder Geographische Studienmaterialien, H. 5, 29-47.
- BILLWITZ, K. (1998): Zur Entwicklung der Geoökologie in Greifswald. - In: Peterm. Geogr. Mitt., 142., H. 1, 35-56.
- BILLWITZ, K. (1999): Zur erkenntnistheoretischen und hochschuldidaktischen Bedeutung von zweidimensionalen Bildmodellen in der Landschaftsökologie. - In: Geografický časopis, Bratislava: SAP, 51., H. 4, 347-360.
- BILLWITZ, K. (2002): Der Bodenlehrpfad Jägerhof - ein Projekt der Umweltbildung in Vorpommern. - In: UVP-report, 16., H. 4, 158-161.
- BILLWITZ, K. (2003): Schutzgut Boden (319-331). - In: BARSCH, H., H.-R. BORK & R. SÖLLNER (Hrsg): Landschaftsplanung - Umweltverträglichkeitsprüfung - Eingriffsregelung. Gotha und Stuttgart: Klett-Perthes, 537 S.
- BILLWITZ, K. & S. SLOBODDA (1983) Methodik der Bodenprofilaufnahme und Vegetationsanalyse. - In: Greifswalder physisch-geographische Studienmaterialien, H.2, Sektion Geographie Univ. Greifswald, 69 S.
- BILLWITZ, K., K. FANDRICH & K. FRITSCHE (1992): Luftbildgestützte geotopologische Erkundung und kartographische Darstellung von vorpommerschen Küstenlandschaften (mit einer Farbkarte als Beilage). - In: BILLWITZ, K., K.-D. JÄGER & W. JANKE (Hrsg.): Jungquartäre Landschaftsräume. Springer 1992, 251-258.

- BILLWITZ, K. & W. TRAPP (1994): Modellierung und Modelle in der Geoökologie: Stickstoffaustrag aus Böden des norddeutschen Jungmoränengebiets. - In: Potsdamer Geograph. Forsch., Institut Geographie/Geoökologie Univ. Potsdam; Bd. 9: Festschrift Heiner Barsch, 83-95.
- BILLWITZ, K., J. HARTLEIB, K. JANZEN, U. KLINGENBERG, E. PETERS-OSTENBERG & M. WOZEL (2000): Bodenschutzkonzept Glashäger Brunnen GmbH. Unveröff. Gutachten, Geogr. Inst. Univ. Greifswald, Inst. Landschaftsplanung/Landschaftsökologie Univ. Rostock, Glashäger Brunnen Bad Doberan, 140 S. + 25 Karten Anhang
- BILLWITZ, K., HELBIG, H., KAISER, K., DE KLERK, P., KÜHN, P. & TERBERGER, T. (2000): Untersuchungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Mecklenburg-Vorpommern. - Neubrandenburger Geologische Beiträge, 1: 24-38.
- BILLWITZ, K. J. HARTLEIB & M. WOZEL (2001): Ein Bodenschutzkonzept als Beispiel für angewandte geoökologische Forschung. - In: Greifswalder Geographische Arbeiten, Bd. 23, 277-296
- BILLWITZ, K., P. KÜHN & S. HELMS (2001): Substrate und Böden des Jungmoränengebiets: Ein Bodenlehrpfad in der Greifswalder Umgebung. - In: Mitt DBG, 96., H. 2, 801-802.
- BILLWITZ, K. & P. KÜHN (2002): Der Bodenlehrpfad Jägerhof in Vorpommern. Greifswalder Geographische Arbeiten. 25., 57 S. + Anhang
- BLEILE, R. (2002): Interdisziplinäre Forschungen zu Wasserstandsschwankungen der „Oberren Seen“ (Mecklenburg) in spätslawischer Zeit (Ende 10.-12. Jh.).- In: Greifswalder Geographische Arbeiten, 26., 179-182.
- BOGEN, C., HILGERS, A., KAISER, K., KÜHN, P. & LIDKE, G. (2003): Archäologie, Pedologie und Geochronologie spätpaläolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide (Kr. Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern). - Archäologisches Korrespondenzblatt, 33., 1-20.
- CZAKÓ-PAP, S. (2003): Geomorphologisch-bodenkundliche Untersuchungen an einer begrabenen Landoberfläche des Spätglazials auf dem Altdarß (Vorpommern). Diplomarbeit Geographisches Institut, Univ. Greifswald. 47 S. + Anhang.
- DIECKMANN, O. & K. KAISER (1998): Pedologische und geomorphologische Befunde zur historischen Bodenerosion im Müritz-Nationalpark, Mecklenburg-Vorpommern (S. 59-65). - In: ASMUS, I., H. T. PORADA & D. SCHLEINERT (Hrsg.): Geographische und historische Beiträge zur Landeskunde Pommerns. Schwerin: Thomas Helms Verlag, 334 S.
- DIPPMANN, S. (1991): Der Verlauf von Stoffkonzentrationen in Flachlandspeichern und ihren Zuflüssen des küstennahen Jungmoränengebietes im Nordosten der DDR. Diplomarbeit Geographisches Institut Univ. Greifswald, 68 S. + Anhang.
- GRÜNEBAUM, A. (1986): Gesetzmäßigkeiten der Verteilung und Variabilität der Bodenfeuchte auf einem Testareal in der Umgebung von Greifswald in Abhängigkeit von der Nutzung, Hydromelioration, Geländedeposition und Witterung sowie von Bodenparametern, Diplomarbeit Sektion Geographie Univ. Greifswald. 81 S.
- HARTLEIB, J. (2001): Das Forst-GIS der Universität Greifswald. Struktur und Funktionalität an ausgewählten Beispielen des „NSG Eldena“ (Vorpommern). - In: Greifswalder Geographische Arbeiten, 23., 241-254.
- HARTLEIB, J. (2002): Nachhaltige Forstbewirtschaftung auf der Basis integrierter Geobasis- und Geofachdaten durch ein Forst-GIS. - In: Kartographische Nachrichten. 52., H. 6, 255-262.
- HELBIG, H. (1992): Böden und Substrate in den Flusstalmooren Nordostdeutschlands unter besonderer Berücksichtigung des Peenetales. Staatsexamensarbeit Geographisches Institut Univ. Greifswald. 44 S. + Anhang
- HELBIG, H. (1999): Die spätglaziale und holozäne Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. - In: Greifswalder Geogr. Arbeiten, Bd. 17, 108 S. + Anlagen.

- HELBIG, H. & P. DE KLERK (2002): Befunde zur spätglazialen fluvial-limnischen Morphodynamik in kleinen Talungen Vorpommerns. – In: Eiszeitalter und Gegenwart, 51., 51-66.
- HELBIG, H., DE KLERK, P., KÜHN, P. & KWASNIOWSKI, J. (2002): Colluvial sequences on till plains in Vorpommern (NE Germany). – Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd., 128: 81-100.
- HELMS, S. (2001): Zum Zusammenhang zwischen der Ausbildung von Humusformen und Bodentypen auf Sandern und Grundmoränen. Diplomarbeit Geograph. Institut Univ. Greifswald.
- HELMS, S. (2003): Zusammenhänge zwischen Humusformen- und Bodengenese auf Sandern und Grundmoränen in Vorpommern. – In: Greifswalder Geographische Arbeiten, 29., 191-214.
- HENNECKE, A., O. WITTIG & K. BILLWITZ (1997): Die Böden der Insel Vilm. – In: Greifswalder Geographische Studienmaterialien. H. 5. 105-132.
- HENNECKE, A. (1998): Geländebodenkundliche und laborative Untersuchungen an Leitböden des Raumes Endingen (Nord-Vorpommern). Diplomarbeit, Geographisches Institut Universität Greifswald.
- HERZOG, I. & L. LANDGRAF (1997): Landschaftsökologischer Exkursionsführer in den Elisenhain bei Greifswald. – In: Greifswalder Geographische Studienmaterialien. H. 5, 75-103.
- KAFFKE, A. & K. KAISER (2002): Das Pollendiagramm „Prerower Torfmoor“ auf dem Darß (Mecklenburg-Vorpommern): neue Ergebnisse zur holozänen Biostratigraphie und Landschaftsgeschichte. – In: Meyniana, 54., 89-112.
- 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. – In: Berichte der Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege Laufen/Salzach (Bayern)22: 147-173.
- KAISER, K. (1998): Die hydrologische Entwicklung der Müritz im jüngeren Quartär – Befunde und ihre Interpretation. – In: Z. f. Geomorphologie N.F. Suppl.-Bd. 112, 143-176.
- KAISER, K. & W. JANKE (1998): Bodenkundlich-geomorphologische und paläobotanische Untersuchungen im Ryckbecken bei Greifswald. – In: Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch 45 (1997), 69-102.
- KAISER, K. & P. KÜHN (1999): Eine spätglaziale Braunerde aus der Ueckermünder Heide. Geoarchäologische Untersuchungen in einem Dünengebiet bei Hintersee/Krs. Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern. – In: Mitt. DBG, 91., 1037-1040.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern. Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. – In: Greifswalder Geographische Arbeiten, Bd. 24., 208 S. + Anhang.
- KAISER, K., ENDTMANN, E. & JANKE, W. (2000): Befunde zur Relief-, Vegetations- und Nutzungsgeschichte an Ackersöllen bei Barth, Lkr. Nordvorpommern. – In: Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern. Jahrbuch 1999: 151-180.
- KAISER, K., ENDTMANN, E., BOGEN, C., CZAKÓ-PAP, S. & KÜHN, P. (2001): Geoarchäologie spätpaläolithischer und mesolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide, Vorpommern. – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 29: 233-244.
- KAISER, K., C. BOGEN, S. CZAKÓ-PAP & W. JANKE (2003): Zur Geoarchäologie des mesolithisch-neolithischen Fundplatzes Rothenklempenow am Latzigsee in der Ueckermünder Heide (Vorpommern). – In: Greifswalder Geographische Arbeiten, 29., 27-68.
- KAISER, K., T. SCHOKNECHT, B. PREHN, W. JANKE & K. KLOSS (2002): Geomorphologische, palynologische und archäologische Beiträge zur holozänen Landschaftsgeschichte im Müritzgebiet (Mecklenburg-Vorpommern). – In: Eiszeitalter und Gegenwart, 51., 15-32.

- DE KLERK, P. (2001): Vegetation history and palaeoenvironmental development of the Endinger 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). Diss. Univ. Greifswald, 103 S. + Anhang.
- DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (2001): The Reinberg researches: Palaeoecological and geomorphological studies of a kettle Hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a pioneer vegetation during the Weichselian Pleniglacial/Lateglacial Transition. – In: Greifswalder Geographische Arbeiten, 23: 43–131.
- KROBOK (1995): Die Stellung der Böden innerhalb der kommunalen Umweltschutzarbeit – dargestellt am Beispiel der Stadt Münster. – In: UVP-report, 9. (3), 129–131.
- KROSCHESKI, T. (1997): Die pedologisch-hydrologischen Standortverhältnisse im Bereich der geplanten Pflanzenkläranlage des Kapellschen Hofes in Steinfurth/Landkreis Ostvorpommern. – In: Greifswalder Geographische Studienmaterialien, Heft 5, 21–28.
- KÜHN, P. (2001): Grundlegende Voraussetzungen bodengenetischer Vergleichsuntersuchungen: Theorie und Anwendung. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 23: 133–153.
- KÜHN, P. (2003): Spätglaziale und holozäne Lessivégenese auf jungweichselzeitlichen Sedimenten Deutschlands. Diss. Univ. Greifswald [= Greifswalder Geographische Arbeiten, 28., 167 S. + Anhang].
- KÜHN, P. (i. Druck): Micromorphology and Late Glacial/Holocene Genesis of Luvisols in Mecklenburg-Vorpommern (NE-Germany). – Catena.
- KÜHN, P., JANETZKO, P. & SCHRÖDER, D. (2002): Zur Mikromorphologie und Genese lessivierter Böden im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns. – Eiszeitalter und Gegenwart, 51: 74–92.
- KWASNIOWSKI, J. (2000): Boden- und Reliefanalyse zur Abschätzung anthropogener Landschaftsveränderungen im Naturschutzgebiet Eldena (Vorpommern). Diplomarbeit Geographisches Institut Univ. Greifswald, 94 S. + Anhang.
- KWASNIOWSKI, J. (2001): Die Böden im Naturschutzgebiet Eldena (Vorpommern). – In: Greifswalder Geographische Arbeiten, 23., 155–185.
- LORENZ, S. (2002): Die Uferstrukturen des Krakower Sees in Mecklenburg – Naturräumliche Analyse und jungquartäre Paläohydrologie. Diplomarbeit Geographisches Institut Univ. Greifswald. 139 S. + Anhang.
- LORENZ, S. (2003): Geomorphogenese, Sedimente und Böden der Terrassen am Krakower See in Mecklenburg – Untersuchungen zur jungquartären Paläohydrologie. – In: GGA 29. 69–104.
- LORENZ, S., ROTHER, H. & KAISER, K. (2002): Die jungquartäre Gewässernetzentwicklung im Gebiet der Krakower Seen und der Nebel (Mecklenburg) – erste Ergebnisse. – In: Greifswalder Geographische Arbeiten, 26., 79–82.
- MAI, A. (1987): Beiträge zur rechnergestützten Analyse des sickerwassergebundenen Stoffumsatzes in einem küstennahen Dräneinzugsgebiet. Diss. Univ. Greifswald.
- MEISTROWITZ, CHR. (1990): Die Variabilität des wassergebundenen Nährstoffaustrages aus kleinen Einzugsgebieten im Nordosten der DDR (am Beispiel des Lodmannshagener Mühlgrabens und des Hanshagener Baches). Diss. Univ. Greifswald, 82 S. + Anlagen.
- Ministerium für Wirtschaft und Angelegenheiten der Europäischen Union Mecklenburg-Vorpommern: Untersuchung der Umwelterheblichkeit des Internationalen Thermo-nuklearen Forschungsreaktors (ITER) in Lubmin/Greifswald. Endbericht Greifswald 1996. 109 S. + Bodenkarte.
- NEEF, E., G. SCHMIDT & M. LAUCKNER (1961): Landschaftsökologische Untersuchungen an verschiedenen Physiotopten in Nordwestsachsen. – In: Abh. Sächs. Ak. Wiss., Math.-Nat. Reihe, 47., H. 1, 112 S. + Anlagen.
- PIETSCHMANN, K. (1990): Luftbildgestützte Erkundung der schlaginternen Bodenheterogenität im Jungmoränengebiet. – In: Greifswalder Geographische Arbeiten, Bd. 8, 41–52.

- PIETSCHMANN-ARANDA, K. (1997): Zur Erarbeitung einer Konzeptbodenkarte mittleren Maßstabs mit Hilfe von Wahrscheinlichkeitsrechnung und Computerkartographie (mit einem Beispiel aus der Greifswalder Umgebung). – In: Greifswalder Geographische Studienmaterialien, H. 5, 133-144.
- PRADE, C. (1988): Landschaftsanalyse eines forstlich genutzten Kleinstezugsgebietes unter Beachtung des oberirdischen Abflussprozesses. Diplomarbeit, Sektion Geographie, Univ. Greifswald.
- ROTHER, H. (2002): Das Nebeltal im Bereich der Pommerschen Hauptendmoräne bei Kuchelmiß (Mecklenburg): Landschaftsstruktur und jungquartäre Landschaftsgenese. Diplomarbeit Geographisches Institut Univ. Greifswald.
- ROTHER, H. (2003): Die jungquartäre Landschaftsgenese des Nebeltales im Bereich der Pommerschen Hauptendmoräne bei Kuchelmiß (Mecklenburg). – In: Greifswalder Geographische Arbeiten, 29. 105-141.
- RUDOLPH, R. (1993): Die Interpretation der forstlichen Standortmosaikbereiche der Kreise Stralsund und Rügen als chorische Naturraumtypen. Staatsexamensarbeit Geographisches Institut Univ. Greifswald, 80 S. + Anlagen.
- RUDOLPH, H. (2001): Landschaftsökologische Untersuchung bewaldeter Feuchtgebiete in der Barther Heide (Forstreviere Barth, Fuhendorf und Gätkenhagen). Diplomarbeit Geographisches Institut Univ. Greifswald.
- RUDOLPH, R. (2001): Degradierung und Vernässungsmöglichkeiten von Niedermooren in der Barther Heide (Vorpommern). – In: Greifswalder Geographische Arbeiten, Bd. 23., 255-276.
- SABROWSKI, S. (1997): Vorsorgeorientierter Bodenschutz in Mecklenburg-Vorpommern. Eine kritische Analyse von Umweltverträglichkeitsstudien. Diplomarbeit Geographisches Institut Univ. Greifswald. 93 S. + Anhang.
- SZAKÓ-PAP, S. (2003): Geomorphologisch-bodenkundliche Untersuchungen an einer begrabenen Landoberfläche des Spätglazials auf dem Altdarß (Vorpommern). Diplomarbeit, Geographisches Institut Univ. Greifswald, 47 S. + Anhang.
- SCHLICHTING, E., H.-P. BLUME & K. STAHR (1995): Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte und für Geowissenschaftler. 2. Aufl., Blackwell: Berlin, Wien u.a., 295 S. [= Pareys Studentexte, 81].
- SCHNEIDER, R. & P. KÜHN (2000): Böden des Karlshofes in Groß Methling, Mecklenburg-Vorpommern (mit Kartenbeilage). – In: Trierer Bodenkundliche Schriften, Bd. 1, 66-71.
- SCHWIRBLAD, B. (1993): Die Interpretation der forstlichen Standortmosaikbereiche der Kreise Ribnitz-Damgarten und Rostock als chorische Naturraumtypen. Staatsexamensarbeit Geographisches Institut der Univ. Greifswald, 104 S. + Anlagen.
- TERBERGER, T. (1996): Die „Riesenhirschfundstelle“ von Endingen, Lkr. Nordvorpommern. Spätglaziale Besiedlungsspuren in Nordostdeutschland. – In: Archäologisches Korrespondenzblatt, 26., 13-32.
- TERBERGER, T. (1997): Zur ältesten Besiedlungsgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns. – In: Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern, 4., 6-22.
- TERBERGER, T. (1998): Grundwasserstände und spätpaläolithisch-mesolithische Besiedlung im Ender Bruch. – In: Urgeschichtliche Materialhefte, 12., 89-102
- TRAPP, W. (1988): Die Arealstruktur der Bodendecke in den Einzugsgebieten in den Einzugsgebieten von Loddmannshagener und Hanshagener Bach. Diplomarbeit Sektion Geographie Univ. Greifswald, 44 S. + Anhang.
- TRAPP, W. (1992): Einsatzmöglichkeiten von GIS bei der Aufklärung von Landschaftsstrukturen und Prozessen in Agrargebieten. Diss. Univ. Greifswald, 95 S. + Anhang.

Umweltbundesamt (Hrsg. 2001): Reiseführer. Zu den Böden Deutschlands: Böden sehen – Böden begreifen. 164 S.
Wissenschaftlicher Beirat Bodenschutz beim Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (Hrsg. 2002): Ohne Boden – bodenlos. Eine Denkschrift zum Bodenbewusstsein. Berlin, 57 S.

Anschrift des Autors

Prof. Dr. Konrad Billwitz, Universität Greifswald, Geographisches Institut,
Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16, D-17487 Greifswald,
Im Obstgarten 31, D-27798 Hude

Zur Geoarchäologie des mesolithisch-neolithischen Fundplatzes Rothenklempenow am Latzigsee in der Ueckermünder Heide (Vorpommern)

On the geoarchaeology of the Mesolithic-Neolithic site Rothenklempenow
at Lake Latzigsee in the Ueckermünder Heide area (Vorpommern, NE Germany)

KNUT KAISER, CHRISTIAN BOGEN, STEFAN CZAKÓ-PAP & WOLFGANG JANKE

Zusammenfassung

Auf einem mesolithisch-neolithischen Seeuferfundplatz im nördlichen Randowbruch wurden von 1999-2001 geologisch-bodenkundliche Untersuchungen zur Fundplatzstruktur, Profilgenese und Landschaftsentwicklung durchgeführt. Neben 70 Bohrungen erfolgte die sedimentologische und pedologische Analyse von 4 Profilen aus Grabungsschnitten. Für eine Datierung der Siedlungsphasen und Sedimente standen neben archäologischen Objekten 13 Radiokohlenstoffdaten und 3 Pollendiagramme zur Verfügung. Das am ausführlichsten untersuchte ufernahe Profil Schnitt I weist eine 384 cm mächtige Sequenz aus Mudden, Torfen und Seesanden auf und führt Artefakte bis zum Übergang Jüngere Dryas/Präboreal in 180 cm Tiefe. Es repräsentiert gemeinsam mit Profil Schnitt H, welches im Alleröd mit der Sedimentation von Mudden beginnt, die subaquatische/semiterrestrische Abfallzone des Fundplatzes. Die höhergelegenen Profile Schnitt R und J sind aus (glazi-) fluvial-limnischen Sanden aufgebaut und führen Artefakte bis in 60-70 cm Tiefe. Sie repräsentieren den relativ trockenen Lagerbereich des Fundplatzes. Bodenkundliche Merkmale sprechen hier dafür, dass sich nach der frühneolithischen Siedlungsphase eine heute oxidativ abgebaute Versumpfungsmoor-Torfdecke entwickelte. Für den Latzigsee (rezent 5,2 m HN) wurde die spätpleistozäne und holozäne Seespiegelentwicklung rekonstruiert. Danach ist für das späte Pleniglazial von einem Niveau deutlich höher als 8 m HN auszugehen („Haffstausee“-Phase). Der Seespiegel lag während des Alleröds wahrscheinlich um 6-7 m HN. Ein markanter Seespiegelanstieg auf 7-8 m HN kennzeichnet die Jüngere Dryas. Nach einem gegenüber heute geringfügig tieferem Seeniveau im Präboreal und Boreal und einer stärkeren positiven Oszillation im mittleren Atlantikum fand bis zum jüngeren Subatlantikum ein Anstieg auf 7-8 m HN statt. Ab dem 18. Jh. wurde der Seespiegel infolge phasenhafter Hydromelioration im Randowbruch anthropogen gesenkt und die Seefläche dadurch stark verringert (1888: 65 ha, 1996: 43 ha). Anhand bodenkundlicher Befunde ist für die höhergelegenen Bereiche des Fundplatzes eine subrezente Grundwasserabsenkung von 0,8-1,6 m nachgewiesen worden. Daraus resultiert eine akute Gefährdung von noch im Boden befindlichen archäologischen Objekten.

Summary

From 1999 to 2001, investigations on site structure, profile genesis and landscape development of a Mesolithic-Neolithic lake-shore site in the northern Randowbruch wetland were carried out. For the purpose of site mapping 70 boreholes were drilled and 4 profiles from archaeological trenches were analyzed by means of sedimentological and pedological parameters. 13 radiocarbon dates, 3 pollen diagrams and numerous artefacts are available to date settlement phases and sediments. The most intensely investigated profile is that of trench I, which is situated immediately at the lake-shore and consist of gyttjas, peats and lacustrine sands. This profile is up to 384 cm thick and contains Mesolithic artefacts down to

the Younger Dryas-Preboreal transition in a depth of 180 cm. Together with profile trench H, of which the base is formed by gyttja dating back to the Allerød, it represents the subaquatic refuse layers of the site. The higher-lying profiles of trench R and J consist of (glacio-) fluvial-lacustrine sands. Artefacts were found between the surface and a depth of 60-70 cm. These profiles represent the more or less dry habitation area of the site. Here pedological features indicate a former thin peat cover. The formation of this peat cover took place after the early Neolithic settlement phase. For Lake Latzigsee (present lake-level 5,2 m a.s.l.), the Late Pleistocene and Holocene lake-level development could be reconstructed. A Late Pleniglacial lake-level markedly higher than 8 m a.s.l. can be deduced („Haffstausee“-phase = phase of a huge ice-dammed lake in the mouth area of the river Oder). The lake-level of the Allerød probably lay between 6 and 7 m a.s.l. The Younger Dryas is characterized by a marked lake-level rise up to 7-8 m a.s.l. The lake-level during the Preboreal and Boreal lay almost at the present level around 5 m a.s.l. After a short lake-level rise in the Mid-Atlantic a distinct rise up to 7-8 m a.s.l. took place during the Subatlantic. Since the 18th century the lake-level has been influenced by anthropogenic melioration in the northern Randowbruch wetland; a lowering to the present level took place (lake area 1888: 0,65 km², 1996: 0,43 km²). Pedological features indicate a subrecent groundwater lowering for the higher-lying area of the site in a range of 0,8-1,6 m. According to this, there is an acute danger for the preservation of archaeological objects, which are not yet excavated.

1 Einführung

Der seit 1982 untersuchte Fundplatz Rothenklempenow 17 am Latzigsee in der Ueckermünder Heide (Kr. Uecker-Randow; Abb. 1, 2) weist eine frühmesolithische bis frühneolithische Besiedlung auf und zählt hinsichtlich seiner Fund- und Befundqualität zu den bedeutendsten mesolithischen Stationen im nördlichen Mitteleuropa (SCHACHT 1993, SCHACHT & BOGEN 2001, BOGEN 2002). Neben der Überlieferung eines reichen lithischen Materials ermöglichten die Feuchtbodenbedingungen den Erhalt organischer Funde aus Knochen, Holz und anderen pflanzlichen Substanzen. Funde aus organischen Materialien lieferten vor allem die frühholozänen Schichten. Bemerkenswerte Befunde sind mesolithische Feuerstellen, Gruben, eine Zugangsstelle zum See sowie ein möglicher Behausungsrest. Von besonderer Bedeutung ist eine spätmesolithische Hockerbestattung mutmaßlich aus dem 7. Jt. v.Chr., die das älteste Grab in Mecklenburg-Vorpommern darstellt (BACH & BRUCHHAUS 1995, TERBERGER & PIEK 1998, LIDKE & TERBERGER 2001).

Nach ersten paläobotanischen Arbeiten Ende der 1980er Jahre (KLOSS 1988a, b, 1989) und der anthropologischen Untersuchung der erwähnten Bestattung Mitte der 90er Jahre konnten die Untersuchungen nachfolgend in einem stärkeren Maße interdisziplinär durchgeführt werden. Ausgangspunkt war eine Grabungskampagne im Sommer 1999 in deren Verlauf auch Geowissenschaftler bei der Aufnahme und Beprobung der Grabungsprofile zu Rate gezogen wurden. Allgemein profitierten die Ausgräber von dem Umstand, dass zu dieser Zeit ein Projekt zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Vorpommern zu Ende gegangen war (BILLWITZ et al. 2000, KAISER im Druck), welches die entsprechenden personellen und fachlichen Voraussetzungen für den Kontakt Archäologie-Geowissenschaften geschaffen hatte. Im Sommer 2000 folgte dann am Fundplatz ein studentisches Kartierpraktikum des Geographischen Institutes der Universität Greifswald, das u.a. auf thematische Karten zur Geologie und Pedologie des Fundplatzes zielte.

Nunmehr sind in Rothenklempenow neben der Archäologie (S. SCHACHT, C. BOGEN,) auch die Anthropologie (A. BACH, H. BRUCHHAUS), die Physische Geographie (K. KAISER, S. CZAKÓ-PAP, W. JANKE), die Paläobotanik (E. ENDTMANN, K. KLOSS), die Archäozoologie (N. BENECKE) und die Geochronologie (¹⁴C-Labore der Universität Kiel und des DAI Berlin) mit Untersuchungen beteiligt gewesen. In einigen Publikationen und Berichten wurden erste Ergebnisse der neuen naturwissenschaftlichen Untersuchungen zum Fundplatz mitgeteilt

(ENDTMANN 2000, KAISER 2001, im Druck, KAISER et al. 2001, SCHACHT & BOGEN 2001, BOGEN 2002); weitere Arbeiten werden folgen (BOGEN et al. in Vorb., KAISER & BOGEN in Vorb.).

Intention dieses Aufsatzes ist eine umfassende Darstellung der geologisch-bodenkundlichen oder, mit anderen Worten, der *geoarchäologischen* Untersuchungen. Geoarchäologische Arbeiten zielen allgemein auf die geologisch-bodenkundliche Analyse archäologischer Fundschichten bzw. die paläogeographische Einbindung archäologischer Fundplätze (z.B. BUTZER 1982, WATERS 1992, HOLLIDAY 1997, GERLACH 1999, SCHNEIDERMEIER 2000). Das dafür eingesetzte methodische Inventar entstammt der Geologie, der Geomorphologie und der Pedologie; enge Kontakte ergeben sich zur Paläobotanik und zur Geochronologie. Spezielle Fragen betreffen u.a. die Fundplatzprospektion, die Fundplatzstratigraphie und die Fundschichtbildung.

Geowissenschaftliche Untersuchungen vergleichbaren Umfangs an frühmesolithischen Feuchtboden-Fundplätzen liegen bislang aus dem nördlichen Mitteleuropa nur für Potsdam-Schlaatz/Brandenburg (WEIßE 1987, BENECKE 2002), Bedburg-Königshoven/Nordrhein-Westfalen (IKINGER 1989), Niederweimar/Hessen (URZ 2000) und Reichwalde/Sachsen (FRIEDRICH et al. 2001) vor. Ergänzend sind die von Paläobotanikern durchgeführten moorstratigraphischen Arbeiten in Hohen Viecheln/Mecklenburg-Vorpommern (SCHMITZ 1961), Friesack/Brandenburg (KLOSS 1987a, b) und Duvensee/Schleswig-Holstein (z.B. AVERDIECK 1986) zu nennen. In einem größeren geographischen Rahmen ist zudem z.B. auf die Untersuchungen in Jaszbereny/Ungarn (KERTESZ et al. 1994), Dudka/Polen (GUMINSKI 1995), Amose/Dänemark (NOE-NYGAARD 1995), Verrebroek/Belgien (CROMBÉ & MEGANCK 1996), Star Carr/Großbritannien (MELLARS & DARK 1998) und Zutphen/Niederlande (GROENEWOUDT et al. 2001) hinzuweisen. Die relative Seltenheit vergleichbarer Untersuchungen lässt erwarten, dass die geoarchäologische Analyse des Fundplatzes Rothenklempenow nicht nur lokal die Archäologie unterstützt und regional neue geowissenschaftliche Erkenntnisse liefert, sondern darüber hinaus in methodischer Hinsicht auch überregional von Interesse ist.

2 Landschaftliche Einbindung

Der Fundplatz Rothenklempenow 17 (TK 25, Blatt 2451 Rothenklempenow, H5934940, R5446740), Kr. Uecker-Randow, liegt am Nordwestufer des Latzigsees im nördlichen Randowbruch (Abb. 1, 2, Taf. 1a-c), einem ca. 50 km² großen meliorierten Niedermoorgebiet in der Ueckermünder Heide. Innerhalb des sogenannten „Haffstausee-Gebietes“, dieser Begriff bezeichnet landschaftsgenetisch einen einstmals riesigen spätpleistozänen Eisstausee im Odermündungsgebiet (KEILHACK 1899, BRAMER 1964), befindet sich das Randowbruch mit dem Latzigsee am südlichen Rand (Abb. 1). Hinsichtlich einer Hierarchie der Beckenbildungen sind der großräumige ehemalige „Haffstausee“, das in diesen eingesenkte Randowbruch, darin nun eine Vielzahl von weiteren kleineren Becken, wie den Latzigsee, und schließlich kleinere teichgroße Depressionen, wie sie z.B. am Fundplatz Rothenklempenow nachgewiesen wurden, zu unterscheiden.

Für den spätpleistozänen „Haffstausee“ 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 Oder sowie der Randow, der Uecker und der Ina wurde die Hauptmenge des Materials geschüttet. Der Abfluss erfolgte nach Westen und Nordwesten über das untere Peenetal, das Grenztal, den Peenestrom, das Ziesetal und den Strelasund (JANKE 1978, DUPHORN et al. 1995). Mit dem Abschmelzen des Eises von der „Rosenthaler Staffel“ entstanden zwischen 30 und 10 m NN schrittweise tieferliegende Randterrassen (BRAMER 1964). Die bisherige – z.T. recht detailliert anmutende – Datierung beckengenetischer Prozesse im „Haffstausee-Gebiet“, wie sie vor allem durch BRAMER (1964) vorgenommen wurde, muss nach der Vorlage neuer stratigraphischer Ergebnisse durch KAISER (2001), BOROWKA et al. (2002), HERKING

(2002), KÜHN (2002) und BOGEN et al. (2003, in Vorb.) nunmehr jedoch größtenteils in Frage gestellt werden (vgl. Abschnitt 6).

Im geologischen „Normalprofil“ der Ueckermünder Heide folgen auf einen basalen W3-Geschiebemergel (= Rosenthaler Staffel bzw. Mecklenburger Vorstoß), zunächst glazifluviale kiesige Sande, darüber bis 20 m mächtige glazifluvial-limnische Mittel- und Feinsande. Innerhalb dieser Sande können mehrere Meter starke Lagen aus glazilimnischen Tonen und Schluffen auftreten. Die topographische Position der glazifluvial-limnischen Sedimente z.T. über den umgebenden Grundmoränengebieten ist ein Hinweis auf die Existenz von *subaerischem* Toteis als teilweise Beckenbegrenzung und ein wichtiges Indiz für eine Datierung dieser Phase in das Pleniglazial. Wieviel Zeit diese Sedimente exakt repräsentieren, ist bislang unbekannt. Möglicherweise handelt sich um eine (Groß-) Seephase von nur ca. 1000-1500 Jahren Dauer, nämlich von der Deglaziation um ca. 14000 BP (GÖRSDORF & KAISER 2001) bis zur Ältesten Dryas um ca. 12900-12400 BP. Dass die pleniglaziale Sedimentation im „Haffstausee“ nicht nur gegen subaerisches Eis, sondern auch über Eis („Toteis“) erfolgte, ist aus der Existenz vieler großer und kleiner, mehr oder weniger tiefer Hohlformen in der Ueckermünder Heide abzuleiten. Beispiele dafür sind das nördliche Randowbruch (ca. 8 x 6 km Ausdehnung) und das Ahlbecker See-Becken (ca. 6 x 2 km), jeweils mit einem Maximum der spätglazial-holozänen Sedimentfüllung von mehr als 10 m Mächtigkeit. Der Nachweis spätglazialer (Kleinsee-) Mudden, Torfe und Bodenbildungen zwischen ca. 7 und 11 m NN (z.B. Bramer 1975, KLOSS 1990, BOGEN et al. 2003) deutet an, dass wohl spätestens im Bölling (12400-12000 BP), wahrscheinlich aber bereits in der Ältesten Dryas, der „Haffstausee“ als solcher nicht mehr existierte. Über den glazifluvial-limnischen Sanden folgen dann in Abhängigkeit von der topographischen Position spätglaziale und holozäne Mudden, Torfe, Bodenbildungen und äolische Sande sowie holozäne marin-brackische Ablagerungen.

Im Rahmen einer standortkundlichen Studie, die auf eine weitere Melioration im Randowbruch zielte (TUSEK-BAU GMBH 1990), wurden von 1984-88 ca. 2700 Bohrungen zwischen 1 und 10 m Tiefe auf ca. 26 km² im nördlichen Randowbruch abgeteuft. Die Daten konnten im Zuge der geoarchäologischen Untersuchungen mittels eines Geographischen Informationssystems zu einer Moortiefenkarte und zwei vereinfachten geologischen Schnitten neu verarbeitet werden (Abb. 3, 4). „Moortiefe“ bedeutet dabei die summierte Mächtigkeit von Torfen und darunter lagernden Mudden. Deutlich wird das Vorherrschen einer Fläche mit nur geringmächtigen limnisch-telmatischen Ablagerungen, in die z.T. linear angeordnete, kesselförmige Hohlformen mit Sedimentmächtigkeiten von z.T. mehr als 10 m eingesenkt sind. Aufgrund eines fehlenden durchgängigen Gefälles ist eine alleinige fluviale Bildung der Hohlformen auszuschließen. Vielmehr ist eine toteisbedingte Formung mit in Betracht zu ziehen. Möglicherweise – Gewissheit ist darüber nur durch großräumige Untersuchungen zu erlangen – haben fluviale Prozesse vor der Toteisplombierung und vor der Ausbildung des „Haffstausees“ einen Einfluß auf die spätere Beckenreihung gehabt. Die auch in den flachgründigeren Moorpartien nahezu durchgängig vorhandene Abfolge Torf-Mudde belegt die weite Ausdehnung von Paläoseen. Nach Ausweis der Bohrungen, die präzise Sedimentansprachen beinhalteten (z.B. „Tonmudde, Kalkmudde, Organomudde“), hat die Verlandung überwiegend erst im mittleren und jüngeren Holozän stattgefunden. Ein Pollendiagramm „... 3 km westlich von Glashütte aus einem 6,6 m tiefen Moorkessel an dessen tiefster Stelle ...“ (KLOSS 1990: 1) datiert den Übergang Mudde-Torf und damit die lokale Verlandung in das (jüngere?) Atlantikum.

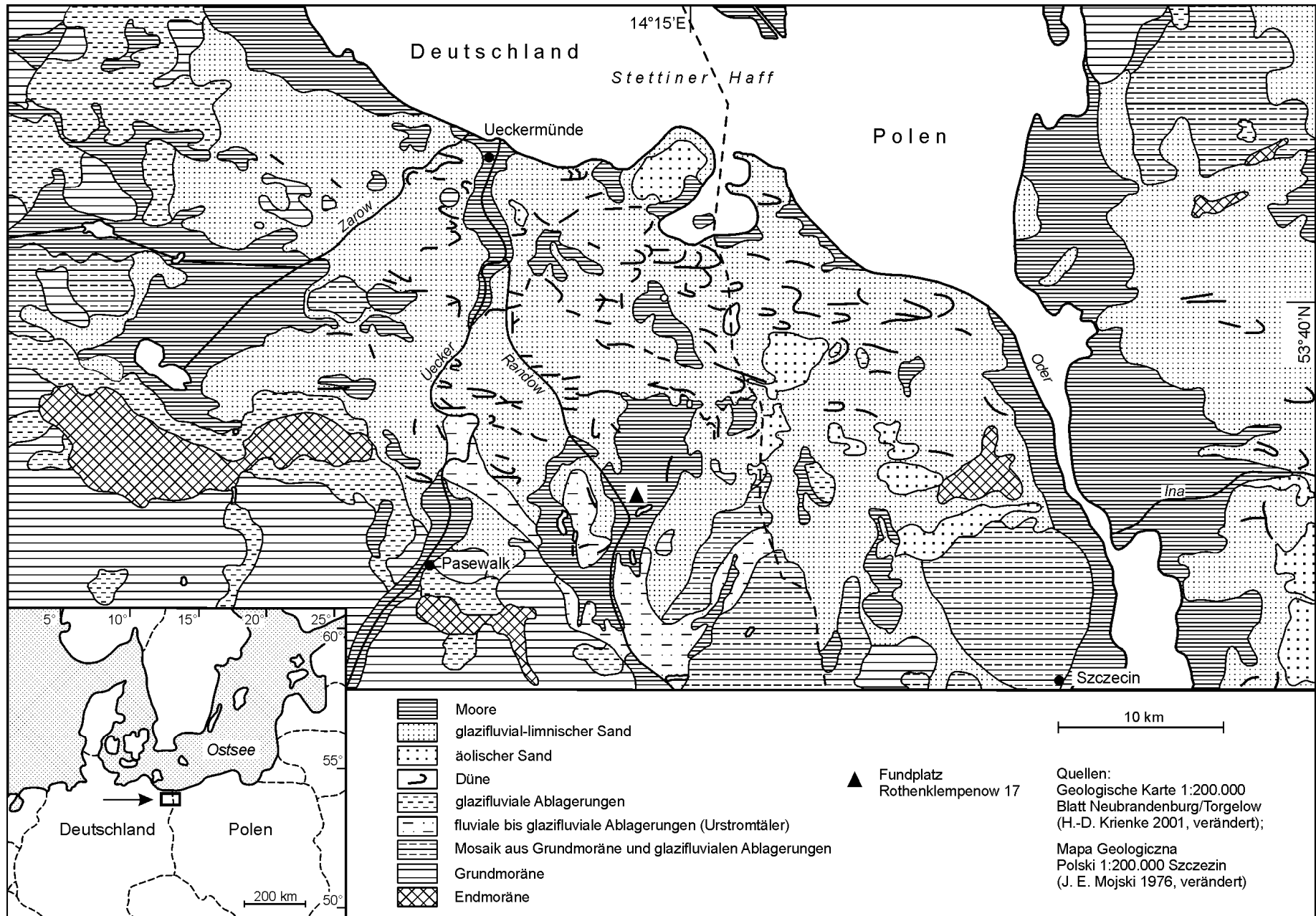


Abb. 1: Geologie im Umfeld des Fundplatzes Rothenklempenow 17

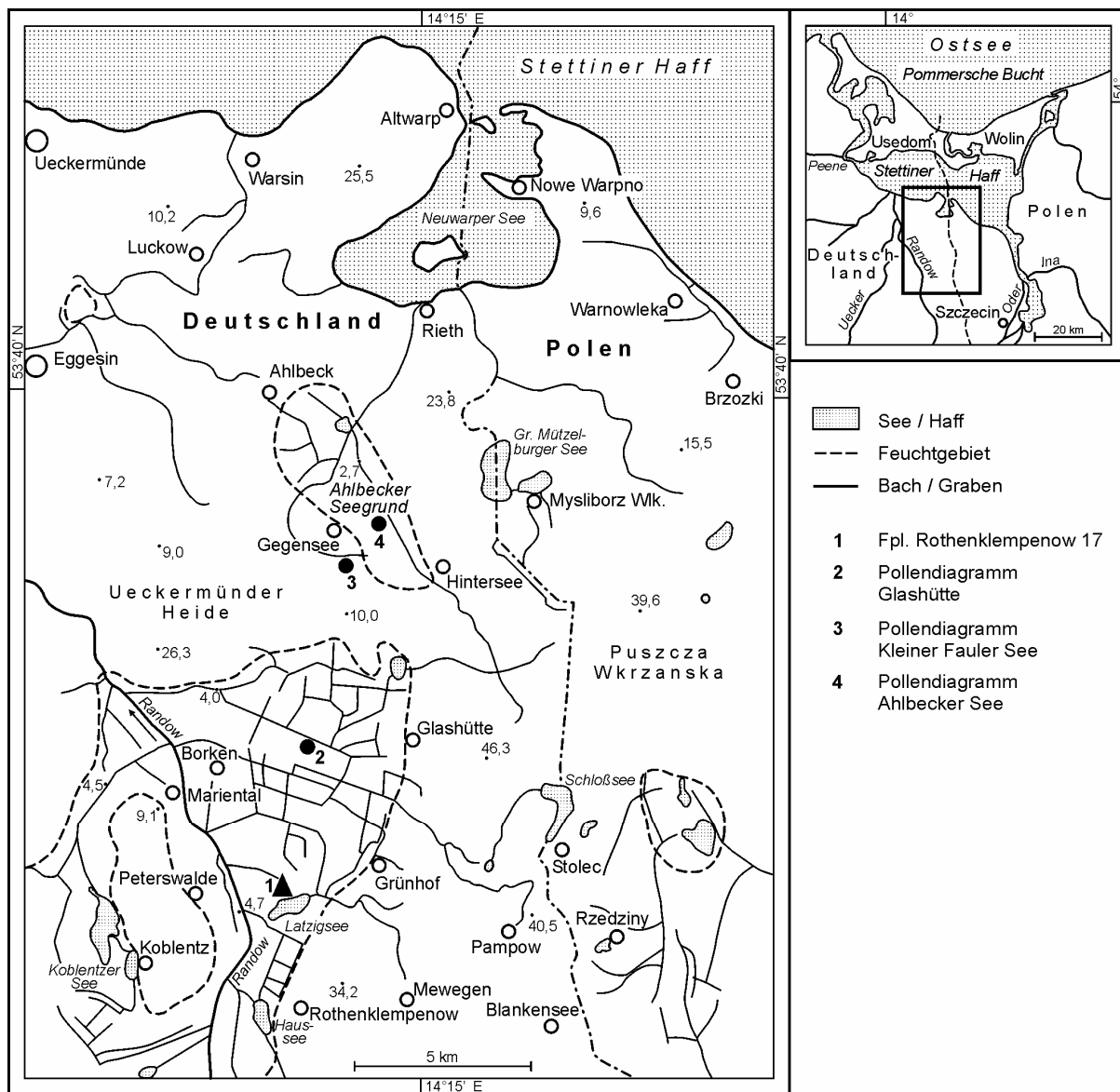


Abb. 2: Topographie in der östlichen Ueckermünder Heide (Quelle: TK 100)

Aspekten der jüngeren Landschaftsgeschichte, die, wie die Melioration im Randowbruch, einen direkten Einfluss auf die Stratigraphie und die Fundplatzerhaltung haben, wird ergänzend in Abschnitt 6 nachgegangen.

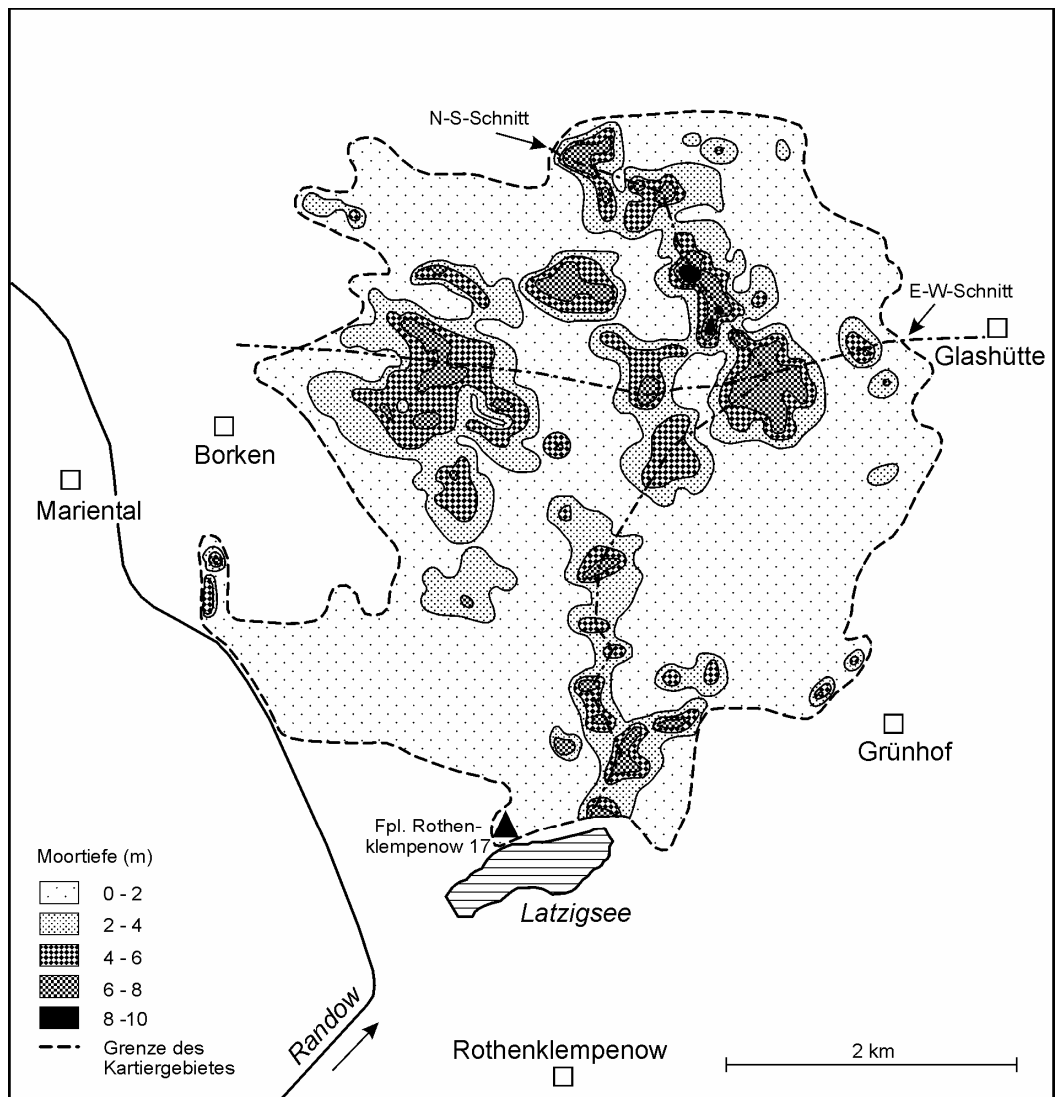


Abb. 3: Moortiefenkarte für das nördliche Randowbruch (Quelle: RAMSON 1990, verändert)

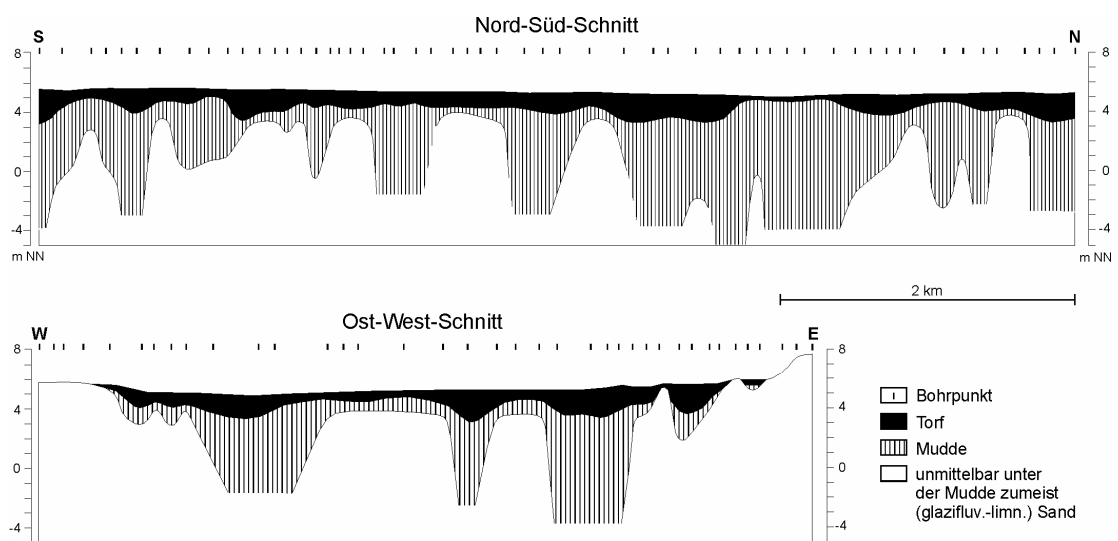


Abb. 4: Vereinfachte geologische Schnitte durch das nördliche Randowbruch (Daten: RAMSON 1990)

3 Methodik

Die geoarchäologischen Untersuchungen beinhalteten die Ansprache und Beprobung von vier Grabungsschnitten im September 1999, die nachfolgende sedimentologische Probenbearbeitung und eine geologisch-bodenkundliche Kartierung des Fundplatzes im August 2000. Die Kartierung des Fundplatzes erfolgte mittels 70 Bohrungen in einem Raster von 10-20 m Stützweite. Zum Einsatz kam v.a. eine Nutstange („Pürckhauer“) von 3 cm Durchmesser und untergeordnet eine Rammkernsonde von 5 cm Durchmesser. Die Ansprache der Profilparameter Bodenart, Substrat (= geologisches Ausgangsmaterial), pedologischer Horizont, Farbe, Feuchte, Humus- und Carbonatgehalt, Besonderheiten (z.B. Artefakte) sowie bodensystematische und substratsystematische Einheit folgte den Empfehlungen deutscher bodenkundlicher Standards (AG BODEN 1994, AK BODENSYSTEMATIK 1998). Die makromorphologischen Beobachtungen sowie die sedimentologischen und paläobotanischen Beprobungen erfolgten an den offenen Schnitten im Gelände (Schnitte H, J, R) bzw. an einem Stechkastenprofil im Labor (Schnitt I). Für 60 Proben der 4 untersuchten Profile liegen sedimentologisch-bodenkundliche Analysen vor. Die Korngrößenverteilung wurde nach der Humus- und Carbonaterstörung mittels Trockensiebung (Schnitte H, J, R) und Laserdiffraktometrie (Schnitt I; Analysette 22, Fa. FRITSCH) bestimmt. Zur Abschätzung des Gehaltes an organischer Substanz wurde der Glühverlust durch zweistündiges Erhitzen bei 550 °C ermittelt. Der Carbonatgehalt wurde volumetrisch bestimmt (Methode nach SCHEIBLER). Auf Grundlage von Glühverlust- und Carbonatanalysen wurden Mudden und Torfe angesprochen. Die Klassifizierung basierte, den regionalen Gegebenheiten und einer ausreichenden Differenzierung Rechnung tragend, auf einem modifizierten Vorschlag von SUCCOW (1988; vgl. KAISER 2001, verändert):

Tab. 1: Klassifizierung limnisch-telmatischer Sedimente

Sediment	analytische Parameter
Torf (Hn)	> 30 % organische Substanz (= Glühverlust)
Organomudde (Fhg)	> 30 % organische Substanz, < 30 % CaCO ₃
Kalkmudde (Fmk)	< 30 % organische Substanz, > 30 % Carbonat
Kalk-Silikatmudde (Fmks)	> 60 % silikatische Substanz, > 25 % Carbonat
Silikatmudde (Fms)	1-30 % organische Substanz

Die silikatische Komponente von Mudden und Torfen ist i.d.R. fein texturiert und weist am Fundplatz häufig relativ wenig Ton, viel Schluff sowie relativ wenig Fein- und Mittelsand auf. Für den Fundplatz besitzen ufernahe „Seesande“ bzw. limnische Sande eine besondere Bedeutung. Sie zeichnen sich gegenüber den Mudden – sofern sie nicht pedogen überprägt wurden – durch relativ geringe Organogengehalte, geringen bis fehlenden Carbonatgehalt, Mittelsanddominanz und relativ hohe Grobsandgehalte aus.

Allgemein vermögen geologisch-bodenkundliche Untersuchungen in Becken der Region für die „Zeitscheibe“ Spätpleistozän-Holozän nur bedingt *chronologische* Daten zu liefern. Zwar ist oftmals schon anhand der Sedimentausprägung eine Entscheidung möglich, ob ein Sediment in das Plenigazial, das Spätpleistozän/Frühholozän oder in das mittlere bis späte Holozän datiert, doch entspricht diese vergleichsweise grobe Aussage nicht der am Fundplatz geoarchäologisch wünschenswerten feineren Auflösung. Zur chronologischen Untergliederung der untersuchten Profile stehen drei Pollendiagramme und ein Makrorestediagramm, 13 Radiokohlenstoffdaten sowie eine Vielzahl von Artefakten zur Verfügung.

4 Geologisch-bodenkundliche Kartierung des Fundplatzes

Für Vorpommern liegen flächendeckend geologische Karten mit einer Kartiergenauigkeit für den Maßstab 1:100000 vor. Hinzu kommen einige Blätter der preußischen geologischen Landesaufnahme im Maßstab 1:25000. Diese existieren jedoch nicht für das Gebiet, in dem der Fundplatz liegt. Aus Geländeaufnahmen erarbeitete neuere Bodenkarten decken gleichfalls nur den Maßstab 1:100000 ab. Aus diesem Grund machte sich für den Fundplatz eine geologisch-bodenkundliche Neukartierung in einem *sinnvollen* Maßstab notwendig: Der durch die Ausgrabungsschnitte inklusive Seeufer aufgespannte Raum beträgt ca. 120 x 60 m. Unter Hinzufügung eines unmittelbar angrenzenden Streifens wurde schließlich eine Fläche von ca. 240 x 80 m (ca. 19000 m² bzw. 1,9 ha) im Maßstab 1:1500 kartiert. Mit Hilfe von im Gelände befindlichen (Dauer-) Markierungen konnte die im Juli 1999 erfolgte Neuvermessung des Fundplatzes durch die Archäologie Manufaktur GmbH Wustermark mit der geologisch-bodenkundlichen Kartierung überlagert werden (Abb. 5A).

Die geologische Kartierung dient einerseits der Einbindung lokaler Profilaufnahmen (archäologische Schnitte) in den landschaftlichen Kontext (Abb. 5B). Damit wird u.a. eine räumliche „Kontrolle“ von z.T. nicht unproblematischen Einzelprofil-Interpretationen ermöglicht. Andererseits liefert sie – zumindest zukünftig – Hinweise zur sinnvollen Platzierung von Grabungsschnitten. Die höheren Bereiche des Fundplatzes liegen auf einem den Latzigsee etwa 2 m überragenden Geländerrücken, der sich über mehrere hundert Meter entlang des Nordwestufers verfolgen lässt. Im Zuge der geologischen Kartierung und der Profilaufnahme von Schnitt R (vgl. Abschnitt 5.4) konnte durch den teilweisen Nachweis grober kiesführender Sande sowie von – *nicht* anthropogen eingetragenen – gut gerundeten Steinen bis 20 cm Durchmesser dessen glazifluvialer bis glazifluvial-limnischer Charakter nachgewiesen werden. An der Grenze zwischen dem weidewirtschaftlich genutzten Rücken und der Verlandungszone des Latzigsees wurden darüber hinaus mehrfach gerundete, nicht artifiziiell zugerichtete Blöcke mit einer maximalen Größe von 60 x 40 cm beobachtet, die offenbar im Zuge des Grünlandumbruches in der jüngsten Vergangenheit dahin beräumt wurden. Die Ansprache als glazifluvial-limnischer Sedimentkörper (Uferwall?) steht im Gegensatz zu einer früheren Interpretation von SCHACHT (1993: 115), die diesen Rücken als Düne ansprach. Der Terminus „glazifluvial-limnisch“ bezieht sich auf die räumlich offensichtliche Position des Sedimentationsgebietes am Rand des ehemaligen „Haffstausees“; (jahreszeitliche?) Schwankungen des Wasserzustromes führten zu einem auch lithologisch nachvollziehbaren „Pendeln“ zwischen den Milieus „fluvial“ und „limnisch“. Neben flachen vertorften Senken, wie z.B. unmittelbar südwestlich von Schnitt A, fallen im Bereich des Rückens einige oberflächlich nicht hervortretende Kleinhohlformen mit der Sedimentabfolge basaler glazifluvial-limnischer Sand, Mudde und limnischer Sand auf. Die beiden letzten Einheiten datieren nach pollenanalytischen Ergebnissen von Profil Schnitt J wahrscheinlich in die Jüngere Dryas (vgl. Abschnitt 5.5). Die Verlandungszone des Latzigsees, die u.a. durch die Profile in den Schnitten H und I aufgeschlossen wird, weist eine komplizierte Abfolge von limnisch-telmatischen Sedimenten auf (verschiedene Muddetypen, Torf, Seesand, Hölzer; Abb. 6). Noch landwärts der heutigen Uferlinie wird eine maximale Mächtigkeit dieser Sedimente von ca. 7 m erreicht. Teilweise, wie unmittelbar südwestlich von Schnitt H, fällt der (Paläo-) Seeboden offensichtlich recht steil ein. Über die geologischen Verhältnisse im heutigen ufernahen Seebereich sind mangels Bohrungen keine Aussagen möglich.

Die bodenkundliche Kartierung liefert v.a. paläo- und aktuohydrologische Aussagen (Abb. 5C). Diese sind einerseits landschaftsgeschichtlich, andererseits, da die Erhaltungsfähigkeit archäologischer Funde und Befunde berührend, bodendenkmalpflegerisch von Interesse. So kann anhand der nachgewiesenen, ausschließlich hydromorphen Bodentypen geschlossen werden, dass der Fundplatz kaum jemals *wesentlich* trockener, sondern im Gegenteil, phasenhaft sogar *wesentlich* feuchter gewesen sein muss (Nachweis entwässerter Torfböden bis z.T. vollständiger Torfdegradierung). Aus der Lage von Gley-Oxidationshorizonten *unter* Mudde-, Torf- und Anmoorhorizonten (deutlich gemacht z.B. im Begriff

„Anmoorgley-Gley“) kann eine subrezente Grundwasserabsenkung im Bereich der höheren Partien des Fundplatzes von 0,8-1,6 m abgeleitet werden. Sicherlich lässt sich dies mit der seit dem 18. Jh. phasenhaft vollzogenen Hydromelioration im Randowbruch verbinden, wobei die stärkste Entwässerung in den 1960er Jahren stattgefunden hat (RAMSON 1990). Die aus der Entwässerung resultierende tieferreichende Oxidation im Solum wird zukünftig wahrscheinlich die komplette Zerstörung von in diesem Bereich vorhandenen organischen Objekten, wie z.B. aus Holz und Knochen, nach sich ziehen. Damit sind potentiell existente organische Funde und Befunde – die oben erwähnte, 1988 gefundene Hockerbestattung stammt aus dem höchsten und damit am gefährdetsten Bereich – akut bedroht! Dies gilt sinngemäß auch für Sedimente und Artefakte in den obersten Schichten des seenahen Bereiches.

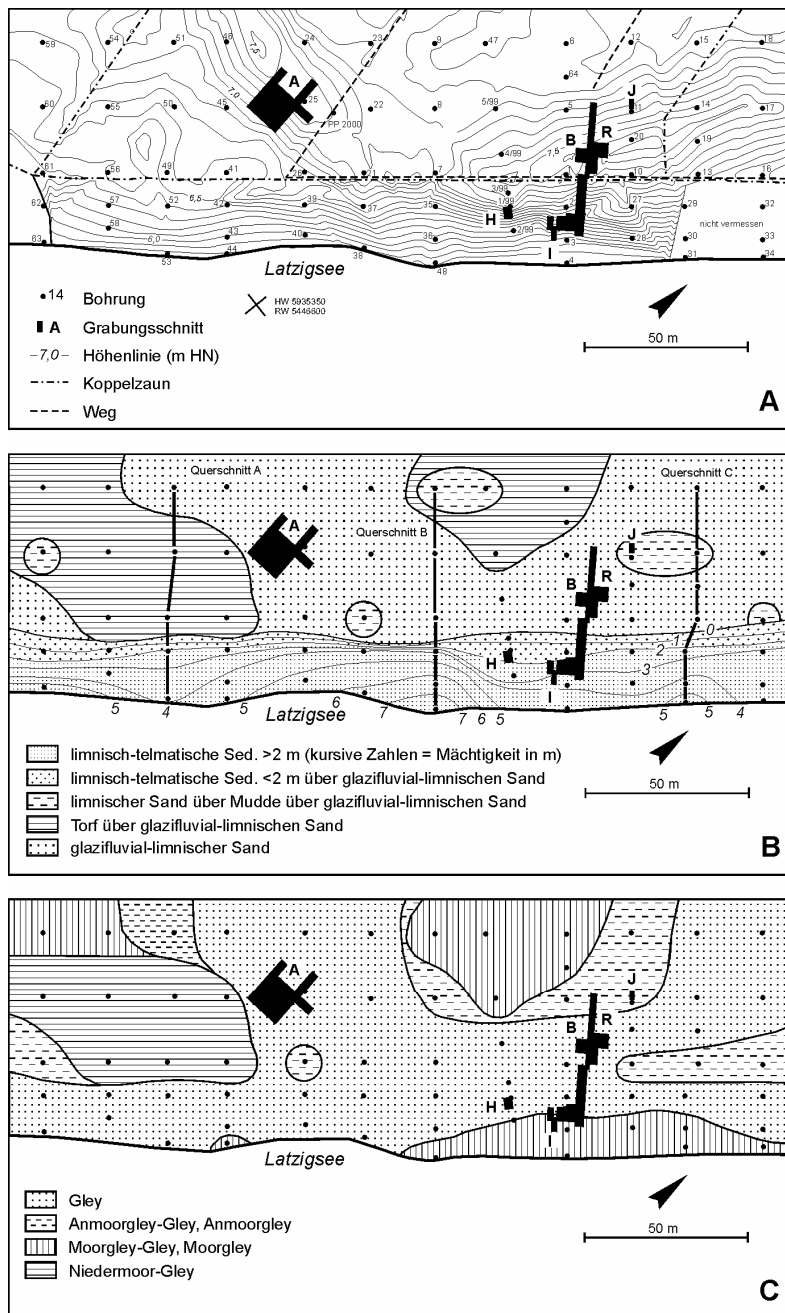


Abb. 5:
Thematische Kartierung
des Fundplatzes Rothenklempenow 17.
A = Topographie,
B = Geologie,
C = Pedologie.
Grabungsschnitte
A und B = jungmesolithische
Siedlungsplätze; Grabungsschnitte
H, I, J und R = untersucht
1999 bzw. 2000

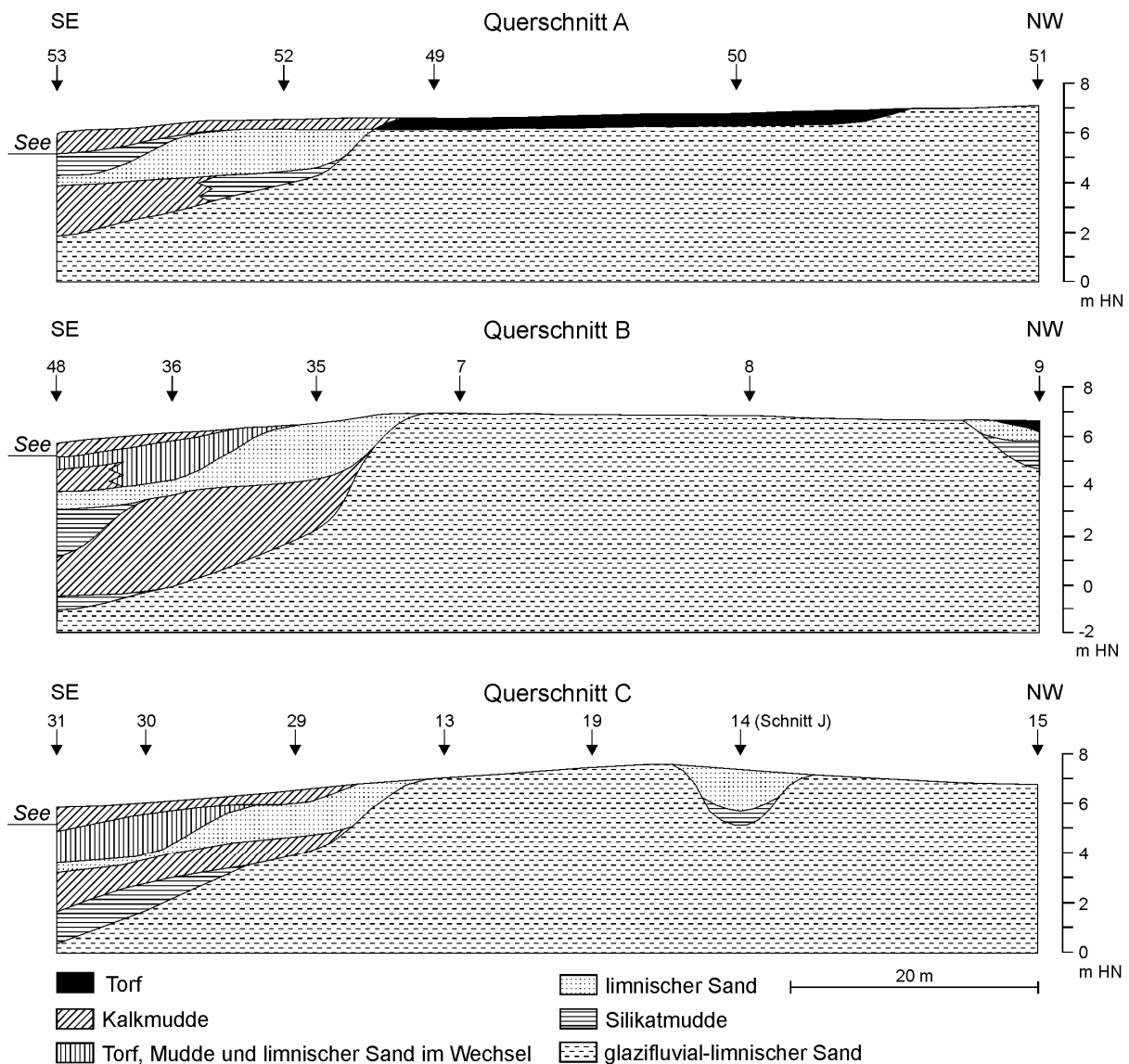


Abb. 6: Nach Bohrungen konstruierte geologische Schnitte am Fundplatz Rothenklempenow 17. Zur Lage der Schnitte vgl. Abb. 5B

5 Profilanalysen

5.1 Allgemeines

Die geowissenschaftliche Profilaufnahme und -beprobung an den offenen Grabungsschnitten erfolgte unabhängig von der archäologischen Aufnahme. Aus diesem Grund ließen sich kleinere Abweichungen in der Ansprache von Schichten und in der Passfähigkeit von Schichtgrenzen nicht vermeiden. Die zeichnerische Schichtinterpretation der Grabungsschnitte wurde nur lokal im Bereich der analysierten Profilsäulen vorgenommen. Zu betonen ist, dass eine sichere Ansprache der limnisch-telmatischen Sedimente vielfach erst mit Vorlage der Laboranalysen erfolgen konnte. Der problematische Geländebefund mahnt zur Vorsicht bei der Übernahme bzw. Interpretation älterer, analytisch nicht abgesicherter Profilaufnahmen von diesem Fundplatz!

5.2 Profil Schnitt I

Das Profil Schnitt I wurde bis 190 cm Tiefe mittels Stechkästen aus dem Grabungsschnitt geborgen, im Labor angesprochen und analysiert (Abb. 7, 8, Anhang-Tab. 1, Anhang-Abb. 1, 2, Taf. 1d, 1f, 2a-b). Da die Schnittbasis noch nicht die Basis limnisch-telmatischer Ablagerungen erfasste, diente eine unmittelbar am SE-Rand des Schnittes niedergebrachte Rammkernsondierung dem Aufschluß tieferliegender Sedimente. Von 190-230 cm steht limnischer Mittelsand an, von 230-355 cm lagert eine sandstreifige Kalkmudde, darunter von 355-384 cm eine schluffig-sandige, z.T. carbonatführende Silikatmudde. Diese Sedimente datieren nach Aussage eines Pollendiagramms aus dem darüberliegenden Bereich in das Spätglazial. Unterhalb dieser Sequenz schließlich findet sich bis 400 cm ein organogenfreier Mittelsand. Dieser stellt die (glazi-) fluvial-limnische Profilbasis dar und datiert wahrscheinlich in das Pleniglazial.

Der Grabungsschnitt umfasst Sedimente von der ausklingenden Jüngerer Dryas bis in das Subatlantikum. Die pollenanalytische Zonierung des Profils Schnitt I wird ausführlich in ENDTMANN (2000), KAISER et al. (2001) und BOGEN et al. (in Vorb.) diskutiert. Archäologisch bzw. geochronologisch sind Artefakte des Frühmesolithikums bis Frühneolithikums erfasst worden. Das Profil entspricht siedlungsräumlich aufgrund eines Fehlens spezifischer terrestrischer Befunde, wie Laufhorizonte oder „Werkplätze“, der subaquatischen Abfallzone verschiedener Siedlungsphasen.

Auffällig ist im Profil die Wechselfolge aus Mudden und Torfen einerseits und sogenannten „Seesanden“ andererseits. Ob es sich bei den letzteren, die als humusarme grobsandige Mittelsande ausgebildet sind, um natürliche, jeweils durch Seespiegelveränderungen eingetragene Produkte der Ufererosion oder aber um anthropogen bzw. zoogen entstandene Sedimentlagen handelt, bedarf noch einer näheren Untersuchung. Auch zur Ablagerungsgeschwindigkeit dieser Sande – ob rasche Akkumulation über wenige Jahre/Ereignisse oder ob langsame Akkumulation über einige Jahrhunderte – lassen sich bislang keine sicheren Aussagen treffen. Dafür müsste die Zahl absolut datierter Objekte in den Sanden deutlich erhöht werden. Dass im Mesolithikum eine anthropogen ausgelöste Bodenerosion im unmittelbaren Siedlungs-/Nutzungsbereich denkbar ist, zeigt eindrucksvoll die Seeuferstratigraphie des mesolithischen Fundplatzes Friesack in Brandenburg (vgl. GRAMSCH 1987, 2001).

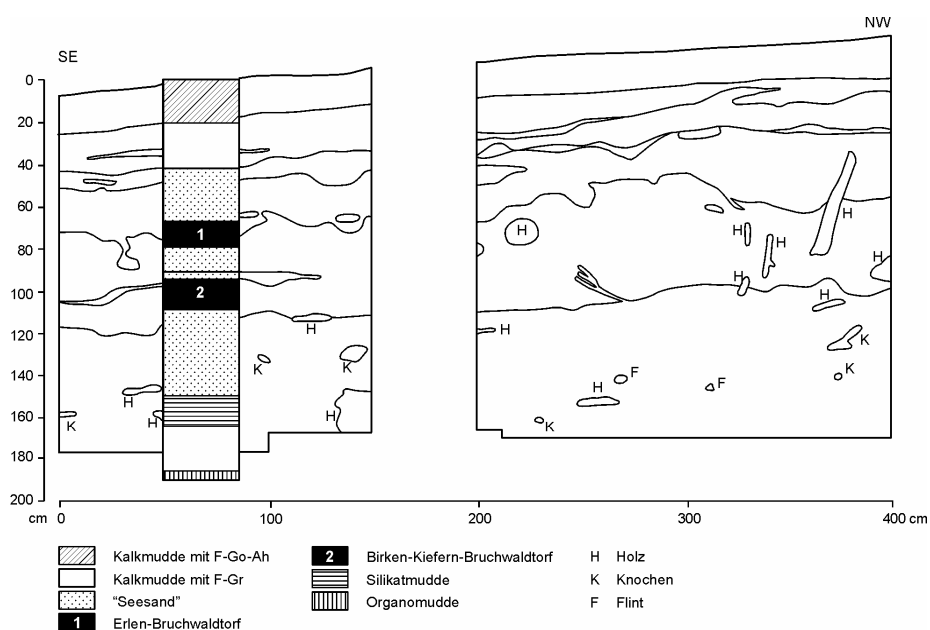


Abb. 7:
Stratigraphie
von Schnitt I

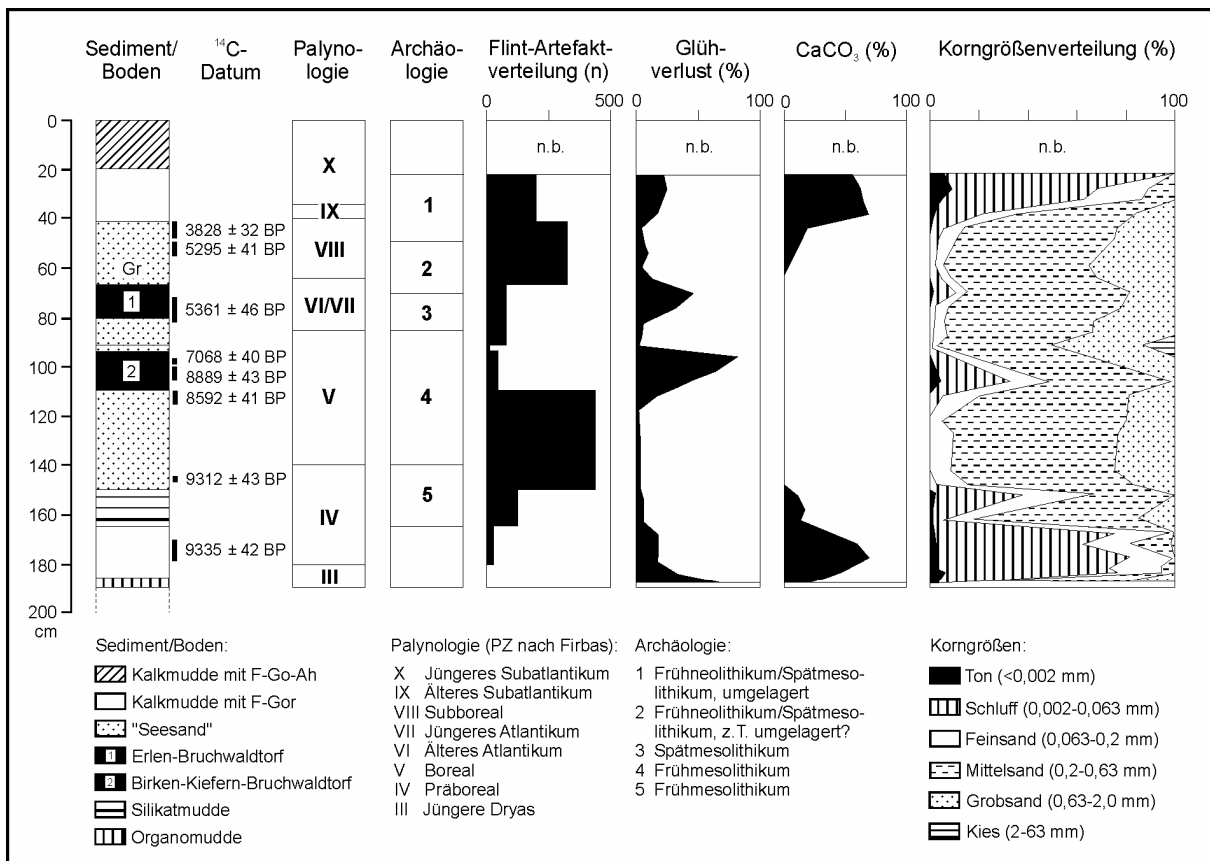


Abb. 8: Analyse von Profil Schnitt I

Die von „Seesanden“ und Mudden überdeckten Torfe und der obere Profilabschluß in Form einer pedogen veränderten, d.h. trockengefallenen Kalkmudde belegen zweifelsfrei säkulare Seespiegelveränderungen im Latzigsee. Für die bimodale Verteilung der Kalkmudde im Profil sind mehrere Faktoren zu berücksichtigen (z.B. Existenz einer carbonatfällenden Unterwasservegetation, Trophie des Sees, Dauer der Sedimentation).

5.3 Profil Schnitt H

Die Oberfläche des Profils Schnitt H liegt im Nivellement ca. 1 m oberhalb von Profil Schnitt I und nach Ausweis der geologischen Kartierung in einem Bereich mit reduzierter Mächtigkeit der limnisch-telmatischen Ufersedimente. Demgemäß ist die Mächtigkeit dieser Ablagerungen im Profil mit 181 cm deutlich geringer. Artefakte kommen nur in den oberen 74 cm vor.

Die Profilbasis bildet ein humus- und carbonatfreier glazifluvial-limnischer Feinsand. Darüber schließen sich silikatisch dominierte Mudden an, die nach pollenanalytischen Untersuchungen in das Alleröd und in die Jüngere Dryas datieren (Abb. 9, 10, Anhang-Tab. 2, Anhang-Abb. 3, Taf. 2c). In den anschließenden limnischen Sanden von 138-35 cm sind zwei Go-fAh-Bodenbildungen entwickelt, die frühmesolithische bis frühneolithische Artefakte führen und zusammen mit der abschließenden Kalkmudde auf eine phasenhafte Sedimentation/Sedimentationsunterbrechung bzw. Seespiegelveränderung verweisen. Die zunehmende Kornvergrößerung von der basalen Mudde bis 40 cm unter der Oberfläche belegt – begleitet von einer intensivierten Uferdynamik – eine Reduzierung der Wassertiefe bzw. ein Auftauchen des Seebodens. In der unteren Bodenbildung wurde ein mesolithisches Artefakt auf

7780 ± 46 BP und damit in das ältere Atlantikum datiert. Es ist denkbar, dass die Artefakte im Bereich dieser Bodenbildung zunächst an der damaligen Oberfläche abgelagert und dann durch anthropogene Wirkung (*trampling*) bzw. Bioturbation geringfügig tiefer eingemischt wurden. Der limnische Sand von 138-53 cm, in dessen oberem Bereich sich die Bodenbildung entwickelte, kann diesem Modell und der pollenanalytischen Basisdatierung zufolge, in einem jüngeren Abschnitt der Jüngeren Dryas abgelagert worden sein. Analog zum Profil Schnitt I schließt eine im oberen Bereich pedogen überprägte Kalkmudde die Sequenz ab und belegt zunächst einen wahrscheinlich subatlantischen Seespiegelanstieg, später dann eine Seespiegelabsenkung.

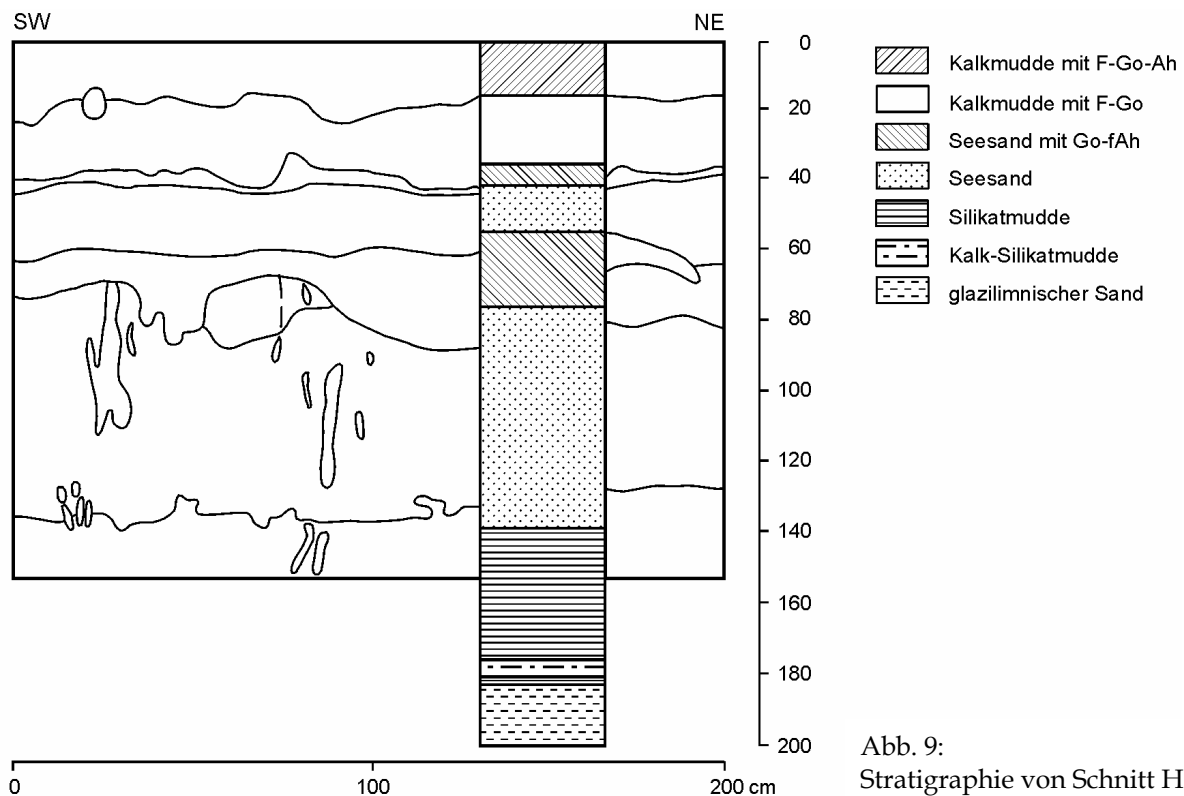


Abb. 9:
Stratigraphie von Schnitt H

Die fünf pollenanalytisch untersuchten Proben des Profils Schnitt H stammen aus 136-181 cm Tiefe (Anhang-Abb. 3). Die unteren drei Proben (158-160 cm, 170-172 cm, 180-181 cm) gehören aufgrund ihres relativ geringen Nichtbaumpollen-Anteils (NBP) und des fast völligen Fehlens von Tundrenarten, aber auch auf Grund hoher *Pinus* ganze-Werte und einer äußerst hohen Pollendichte dem Alleröd an. Während in den beiden unteren Proben baumförmige Birken und Kiefer nahezu gleich stark vertreten sind, dominiert in den oberen – wie in fast allen ostvorpommerschen Profilen mit Abschnitten des Alleröds – die Kiefer. *Betula nana* ist in geringer Anzahl in den Proben 158-160 cm und 170-172 cm mitvertreten (1-2 Pollenkörner je 100 Baumpollen). *Botryococcus braunii* und für die unteren drei Proben auch *Pediastrum* belegen, dass der Profilstandort zu jener Zeit ein Gewässer war. Zwischen 150 und 158 cm Tiefe setzte ein Milieuwechsel ein, der Entnahmepunkt gelangte in Ufernähe. Die oberen beiden Proben (136-138 cm, 148-150 cm) unterscheiden sich von den tieferen insbesondere durch eine extrem niedrige Pollendichte, durch das Fehlen des Plankters *Pediastrum* und das zusätzliche Auftreten von *Sphagnum*, Ericaceen und Farnen sowie durch abnehmende *Pinus* ganze-Werte, während *Botryococcus* und Sporen vom Laubmoos-Typ stark zunehmen. Auffallend ist des weiteren die schnelle Abnahme der Carbonat-Akkumulation im Übergang vom unteren zum oberen Profilabschnitt. Aufgrund der bleibenden *Pinus*-Dominanz – die Jüngere Dryas kennzeichnet in der Regel ein höherer *Betula*-Anteil – könnte der obere Abschnitt unter der Annahme einer sehr hohen Sedimentationsgeschwindigkeit

eventuell noch als jungallerödzeitlich eingestuft werden. Die geringe Pollendichte der oberen beiden Proben könnte aber auch für einen Zeitabschnitt innerhalb der Jüngeren Dryas sprechen, und zwar unter der Prämisse eines sehr starken Ferntransportes von *Pinus*-Pollen bei gleichzeitig stark lückiger Vegetationsdecke und fast fehlender Pollen-Eigenproduktion am Standort.

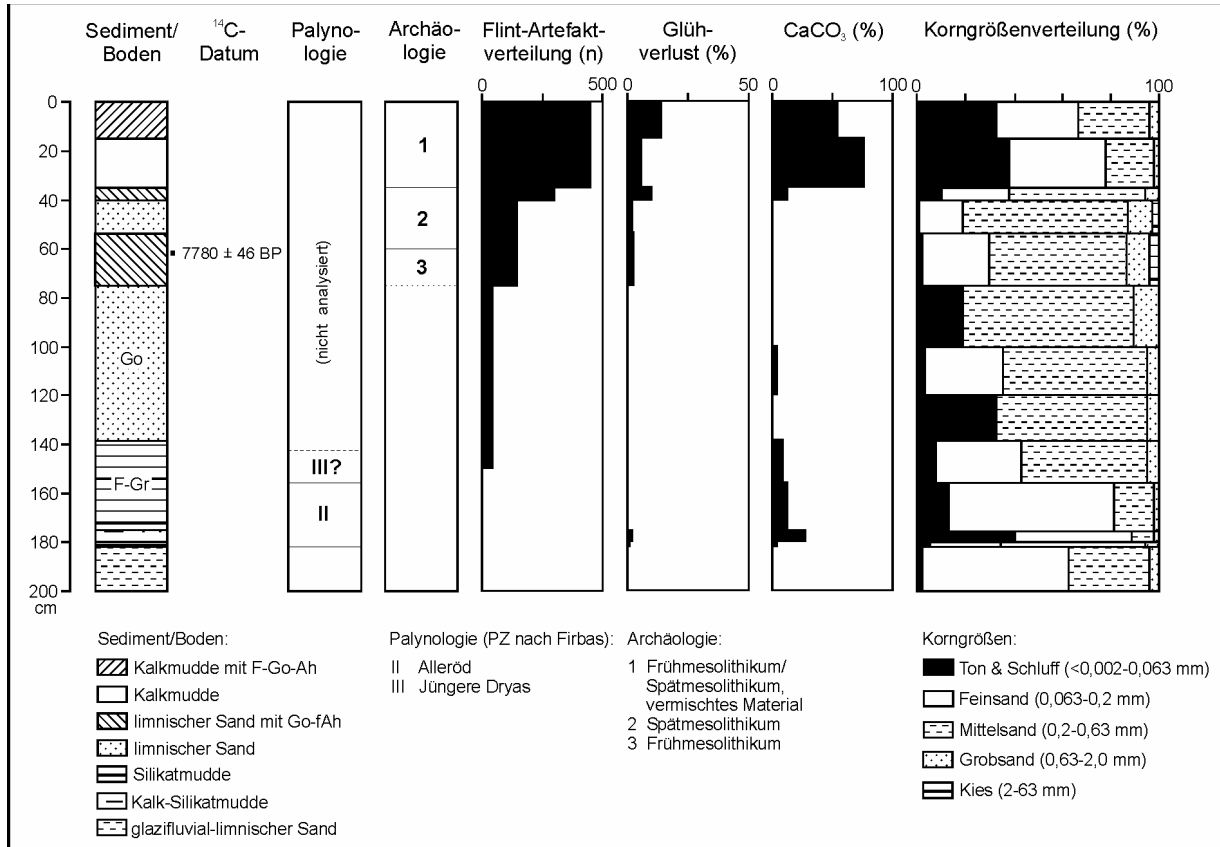


Abb. 10: Analyse von Profil Schnitt H

5.4 Profil Schnitt R

Dieses Profil liegt mit seiner Oberfläche ca. 1,5 m oberhalb von Profil Schnitt I und repräsentiert den mehr oder weniger „trockenen“ Aktivitätsbereich der Fundstelle. Die Artefakte streuen von der Oberfläche bis in 70 cm Tiefe (Abb. 11, 12, Anhang-Tab. 3, Taf. 1e, 2d). Die oberen 20 cm weisen einige uncharakteristische Flintartefakte und unverzierte Keramikbruchstücke auf, die nach technologischen Kriterien am ehesten der frühen Trichterbecherkultur (= Frühneolithikum) zuzuordnen sind. Markant hebt sich in 30-50 cm Tiefe eine Konzentration von v.a. jungmesolithischen Artefakten ab. Frühmesolithische Mikrolithen belegen darüber hinaus eine noch ältere Siedlungsphase (jüngeres Präboreal/älteres Boreal). Offensichtlich wurden aber die entsprechenden archäologischen Befunde (Gruben, Feuerstellen etc.) durch erosive Ereignisse oder die jüngeren Siedlungsaktivitäten zerstört.

Hinsichtlich einer lithologisch-granulometrischen Charakterisierung des Profils ist zunächst auf eine nahezu vollständige Mittelsanddominanz und relativ hohe Grobsandgehalte (1,9-37,3 %) hinzuweisen. Die Ton-Schluff-Summe erreicht nur maximal 3,0 %. Ab 85 cm treten kieshaltige Lagen auf (max. 13,8 % Kies), von 124 cm bis zur Profilbasis liegt zudem eine deutliche Schichtung vor (Schrägschichtung, gravitativ gestörte Schichtung). Von 160 cm bis zur Profilbasis finden sich dispers verteilte, kantengerundete und stark verwitterte Steine, die einen maximalen Durchmesser von 20 cm besitzen und eindeutig *nicht* anthropogenen Ursprungs sind. Das Profil zeigt höhere organische Gehalte von 0-55 cm Tiefe, ist vollständig

carbonatfrei und anhand der Korngrößenanalysen *zunächst* als geologisch einschichtig zu interpretieren. Hinsichtlich der sedimentären Fazies handelt es sich um einen glazifluvialen (bis glazilimnischen) Sand. Die Zuweisung in das *glaziale* Milieu erfolgt dabei aufgrund eines Fehlens eindeutig spätglazialer oder holozäner Schichten, wie sie z.B. in tieferen Bereichen des benachbarten Profils Schnitt J nachgewiesen wurden (s.u.). Eine durch SCHACHT & BOGEN (2001: 7) vorgenommene Interpretation als „jungdryaszeitliche fluviatile Sedimentation“ kann hinsichtlich der *Datierung* nicht aufrecht gehalten werden.

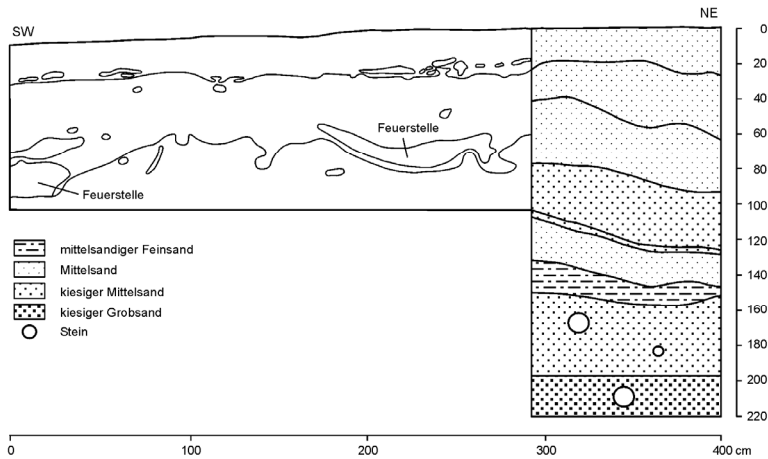


Abb. 11:
Stratigraphie von Schnitt R

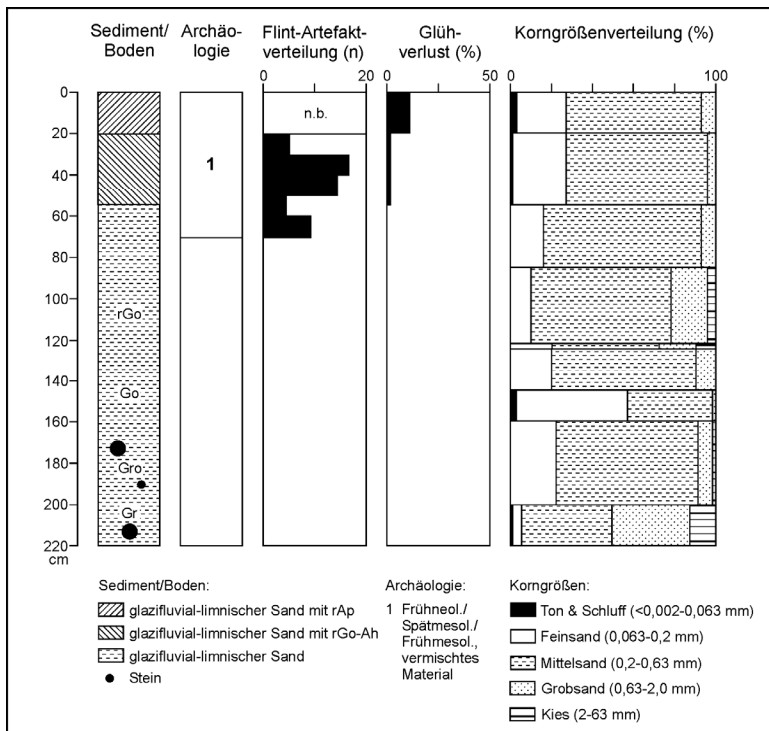


Abb. 12:
Analyse von Profil Schnitt R

Bodenkundlich bemerkenswert ist der scharfe und durch Pflugspuren gekennzeichnete Horizontübergang rAp/rGo-Ah in 20 cm Tiefe. Im rAp-Horizont liegt makroskopisch sichtbar der Humus in dunkelgrauer bis schwarzer, krümelartiger Form *separat* neben der mineralischen Substanz vor (SCHACHT & BOGEN 2001: „Anmoorschicht“). Obwohl die (Gesamtboden-) Glühverlustanalyse des Horizontes nur 11,3 % ergab, stellen diese Bodenstruktur, die reliktschen Gley-Oxidationsmerkmale ab 20 cm Tiefe und die jüngere Standortsgeschichte (Hydromelioration, vgl. RAMSON 1990) Indizien für eine mittlerweile oxidativ

aufgebrauchte, geringmächtige Torfdecke dar. Benachbarte Profile am Fundplatz weisen ähnliche Merkmale im Oberboden auf. Diese Torfdecke entwickelte sich *nach* der frühneolithischen Besiedlung.

Der sich anschließende rGo-Ah-Horizont bis 55 cm Tiefe führt einerseits in einem größeren Umfang Steinartefakte und weist andererseits bis in maximal 90 cm Tiefe reichende, schwarzgraue Verfärbungen auf. Diese wurden archäologisch aufgrund thermisch beeinflusster Flint- und Knochenartefakte sowie eines höheren Gehaltes an feinverteilter Holzkohle als jungmesolithische Feuerstellen interpretiert (SCHACHT & BOGEN 2001). Die Tiefenlage der Feuerstellen, wie auch eine im Schnitt untersuchte Grube weisen darauf hin, dass die spätmesolithischen Siedler lokale Eingrabungen in die Bodenoberfläche vornahmen. Zusammen mit der mehrphasigen Besiedlung im Mesolithikum und Neolithikum ist daher der Schluss auf eine summarisch erhebliche anthropogene Störung im Solum naheliegend. Die Verteilung der neolithischen und mesolithischen Artefakte bis in 70 cm Tiefe scheint dem zu entsprechen. Ausschließliche „Anthroturbation“ dürfte jedoch nicht die alleinige Ursache für die tiefe Einmischung von Artefakten gewesen sein: Auch auf (Oberflächen-) Siedlungsplätzen, an denen nur *einmalige* bzw. *kurzfristige* Begehungen und *keine* Eingrabungen nachgewiesen wurden, ließen sich erhebliche vertikale Artefaktstreuungen feststellen. Dies wurde hier auf die Wirkung von Bodenfrost und Bioturbation durch Bodentiere (z.B. Maulwürfe, Mäuse, Regenwürmer) sowie Pflanzen (v.a. Bäume) zurückgeführt (z.B. BARTON 1987, ARMOUR-CHELU & ANDREWS 1994, KAISER 2001). Ursprünglich an der Bodenoberfläche deponierte Artefakte können durch vertikale Artefaktbewegung *absolut* nach unten transportiert bzw. durch vertikale Bodenbewegung, wie sie z.B. Regenwürmer zur Oberfläche hin vornehmen, *relativ* nach unten „bewegt“, d.h. von Bodenmaterial überschichtet werden.

Die im Profil Schnitt R von 20-200 cm Tiefe festgestellten Go- bzw. Gro-Merkmale („Rostfleckung“) belegen zunächst einen Grundwassereinfluss bis nahe der Oberfläche. Unter Berücksichtigung der am 09.09.1999 erst in 210 cm Tiefe festgestellten Grundwasseroberfläche, der großen Vorkommensspanne der Go-/Gro-Merkmale und der modernen Hydromelioration im Randowbruch ist jedoch für die oberen ca. 130-150 cm von einem *reliktischen*, d.h. ehemals wirksam gewesenen Grundwassereinfluss auszugehen. Wie trocken der Standort zur mesolithischen bzw. neolithischen Besiedlung war, lässt sich aus dem Profil nicht exakt ableiten. Anzunehmen ist, dass die Grundwasseroberfläche im Bereich oder unterhalb der Feuerstellen-Basis, d.h. um/unterhalb von 90 cm Tiefe lag. Für die in diesem Fall denkbare Entwicklung eines grundwasserbeeinflussten B-Horizontes im Oberboden (z.B. Go-Bv) fanden sich im Profil makroskopisch und analytisch (bislang) keine eindeutigen Hinweise.

Zusammenfassend lässt die Überlagerung des rGo-Ah-Horizontes durch den deutlich humoseren rAp-Horizont bzw. einen ehemaligen H-Horizont auf eine pedogenetische Abfolge

- 1) Entwicklung eines tiefgründigen Ah-Horizontes bei relativ niedrigem Grundwasserstand,
- 2) Bildung einer Torfdecke infolge eines Grundwasserstandes an der Geländeoberfläche und
- 3) Torfaufbrauch durch Entwässerung, Umbruch und Ausbildung eines Ap-Horizontes schließen.

5.5 Profil Schnitt J

Das Profil Schnitt J diente der Klärung eines speziellen geologischen Problems am Fundplatz: Mehrfach wurden in topographisch höherer Lage unter Sanden geringmächtige, carbonatreiche Muddelagen erbohrt (Abb. 5B, 6). Diese auf kleine Flächen beschränkte Schichtenfolge weicht deutlich von der Stratigraphie des Seeufers ab.

Die Mudde in 110-122 cm Tiefe besitzt nach einer Sammelprobe, die die ganze Schicht umfasst, einen Carbonatgehalt von 26,1 % und einen Glühverlust von 1,6 % (Abb. 13, Anhang-Tab. 4, Taf. 2e-f). Eine pollenanalytisch orientierte feinere Beprobung der Schicht in einem Abstand von 1 cm ergab Carbonatgehalte von 10,8-35,6 % und Glühverlustwerte von 0,4-1,3 %. Ein Pollendiagramm datiert die Kalk-Silikatmudde mit hoher Wahrscheinlichkeit

in die Jüngere Dryas (Anhang-Abb. 4). Der darunter lagernde z.T. kies- und steinführende Sand wird als glazifluvial-limnisch angesprochen. Für die humus- und carbonatfreie Sandschicht über der Mudde kann anhand des *terminus ante quem* aus dem Pollendiagramm von einer Sedimentation in einem späteren Abschnitt der Jüngeren Dryas ausgegangen werden. Dies wird durch einen Vergleich mit der Ausprägung der holozänen Sedimente unmittelbar am Seeufer – dort i.d.R. humos, z.T. carbonatisch – unterstützt. Die Artefakte selbst, mit einer Streuung bis in 60 cm Tiefe und einem Häufigkeitsmaximum im Bereich 30-60 cm, liefern mit ihrer Datierung in das jüngere Mesolithikum (Atlantikum) einen *terminus post quem* im oberen Bereich. Die granulometrische Ausprägung als Mittelsande mit einem höheren Grobsandgehalt spricht zusammen mit der Niederungslage für einen limnisch-fluvialen Charakter dieser Sande. Im unteren Bereich der Sandlage ist eine Rippelschichtung ausgebildet.

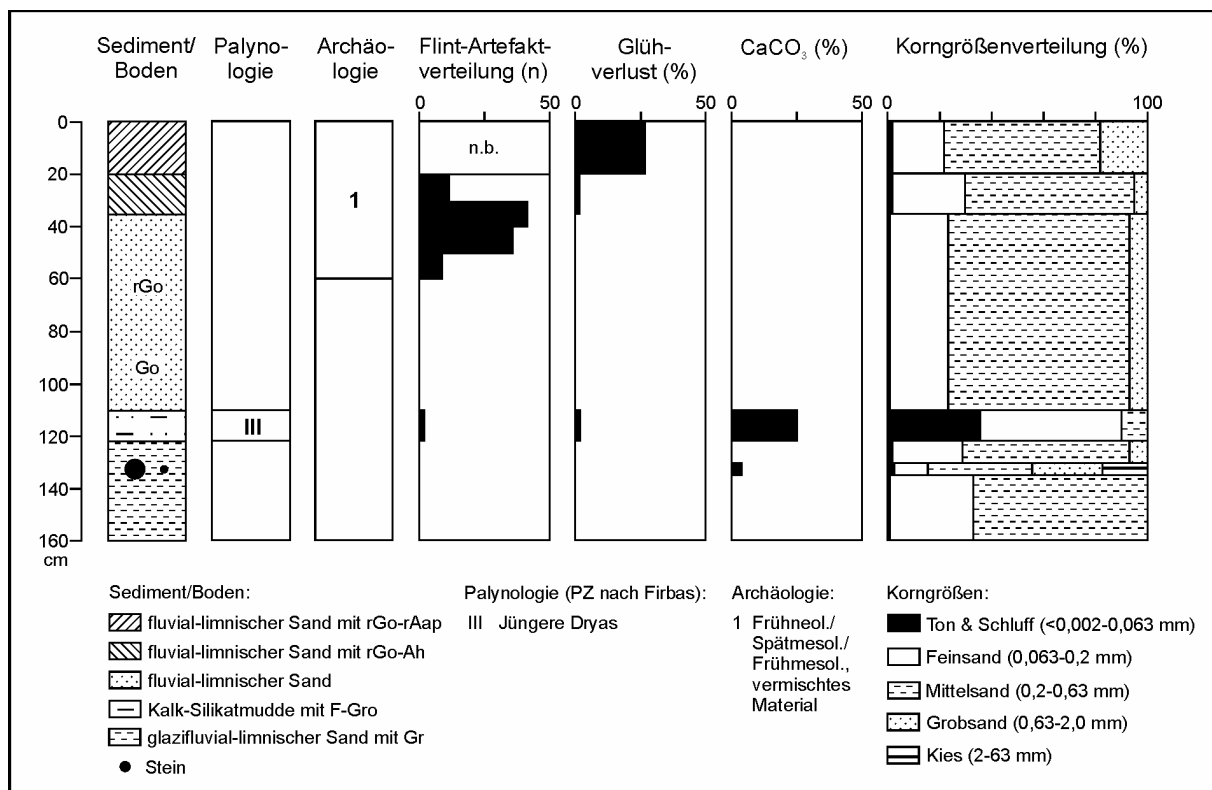


Abb. 13: Analyse von Profil Schnitt J

Analog zum Profil Schnitt R kann das Vorkommen von Artefakten bis in 60 cm Tiefe wohl auf eine intensive anthropogene *und* natürlich-biogene Bodendurchmischung zurückgeführt werden. Mit einem Glühverlustwert von 25,8 % entspricht der oberste Horizont den pedologischen Kriterien für einen Anmoorhorizont. Auch hier liegt der Humus in Form von Mikroaggregaten neben der mineralischen Bodensubstanz vor. Dies deutet auf die meliorationsbedingte Auflösung einer ehemaligen Torfdecke und damit auf die pedogenetische Abfolge 1) Ausbildung eines tiefgründigen Ah-Horizontes, 2) Entwicklung eines H-Horizontes und schließlich 3) Bildung eines rAap-Horizontes hin. Die Grundwasseroberfläche wurde am 15.08.2000 in 135 cm Tiefe angetroffen. Die meliorationsbedingte Grundwasserabsenkung dürfte an diesem Standort ca. 80-100 cm betragen.

Der Profilabschnitt in 110-122 cm Tiefe ist durch eine extrem niedrige Pollendichte sowie durch einen relativ hohen NBP-Anteil gekennzeichnet (Anhang-Abb. 4). Diese Fakten sprechen zum einen für eine starke Sedimentakkumulation und zum anderen für eine relativ offene Landschaft. Auf Grund der niedrigen Pollendichte konnten je Probe nur 65-200 Pollen

ausgezählt werden! Unterhalb von 113 cm Tiefe herrschen baumförmige Birken-Arten vor, gefolgt von der Kiefer. In den obersten Zentimetern des Pollendiagramms dominiert die Kiefer vor der Birke. *Juniperus* und *Hippophae rhamnoides* sind mehr oder weniger durchgehend vorhanden. Zwischen 114-117 cm konnte Pollen vom *Populus tremula*-Typ und unterhalb von 117 cm vereinzelt auch *Betula nana* festgestellt werden. In wechselnden Anteilen stets mitvertreten sind – wahrscheinlich durchweg aus älteren quartären und jungtertiären Sedimenten umgelagert – wärmeliebende Gehölze, insbesondere *Quercus*, *Alnus* und *Corylus*, seltener auch *Tilia*, *Acer* und *Ulmus*, sowie einige typische Jungtertiärarten (*Rhus*, *Nyssa*, *Carya*, *Pterocarya*, *Olea*, *Ilex*, *Liquidambar*, *Neriander*, *Morus*-Typ, *Taxodia-ceae*, *Fagus*-Typ, z. T. auch *Picea*). In drei der zwölf ausgezählten Proben erreicht der Anteil umgelagerter Arten in etwa die Pollenmenge von *Pinus* und *Betula*.

Zu den NBP-Vertretern gehören außer den Cyperaceae vor allem Ericaceae sowie Pollen vom *Helianthemum*-, *Filipendula*-, *Thalictrum*-, *Saxifraga granulata*-, *Menyanthes*-, *Parnassia*- und *Galium*-Typ. Zwischen 113-120 cm tritt vereinzelt *Selaginella selaginoides* auf. Deutlich untervertreten sind Pollen von *Artemisia* sowie von einigen weiteren, für kalt-klimatische Abschnitte typische Kräuterarten. Nicht auszuschließen ist, dass ein kleinerer Teil von Pollen auch solcher Arten, die als autochthon angesehen werden (z. B. *Pinus*, *Betula*, *Helianthemum*-Typ), ebenfalls umgelagert ist.

Die durchgehend starke Anwesenheit von *Pediastrum* und *Botryococcus braunii* sowie eine permanent hohe Carbonat-Akkumulation sind klare Belege für einen Gewässerstandort, wobei das Vorkommen von *Nymphaea* und *Nuphar* sowie das massenhafte Auftreten von Sporen des *Equisetum*- und Laubmoos-Typs ein Flachgewässer kennzeichnen. Die sehr niedrige Pollendichte spricht entweder für eine äußerst schütterere Vegetation oder für eine sehr hohe Sedimentationsgeschwindigkeit oder für beides. Der hohe Anteil umgelagerter Pollen belegt einen starken fluvialen Sedimenteintrag. Hinsichtlich einer Datierung des gesamten Pollendiagramms spricht das rekonstruierte Vegetationsbild eindeutig für die jüngere Dryas.

6 Synthese

Die nachfolgende Synthese ist aufgrund der geoarchäologischen Zielsetzung dieser Arbeit auf die Landschaftsgeschichte des Fundplatzes und seiner Umgebung orientiert. Es müssen dabei drei *räumliche* Maßstabebenen, die fallweise wechseln, berücksichtigt werden. Während die geologisch-pedologische Profilentwicklung kleinräumig und modellhaft für eine höher und eine tiefer gelegene Position dargestellt wird, umfasst die Entwicklung des Sees, der Vegetation, der Fauna und der menschlichen Besiedlung den gesamten Fundplatz und seine unmittelbare Umgebung. Dies wird schließlich um Aspekte der regionalen Landschaftsentwicklung in der Ueckermünder Heide und im Stettiner Haff ergänzt (Tab. 2). Für die landschaftsgeschichtlichen Aussagen ist i.d.R. kein feinerer *zeitlicher* Maßstab als eine ganze Chronozone möglich. Dies muss in Verbindung mit der Siedlungsgeschichte – es handelt sich hier jeweils um Begehungen bzw. Aufeinanderfolgen von Begehungen, d.h. um *diskrete* Ereignisse – berücksichtigt werden.

Archäologisch lassen sich beim bisherigen Stand der Auswertungen anhand der ¹⁴C-Daten *mindestens* 6 Begehungen/Siedlungsphasen fassen (jüngeres Präboreal, älteres und mittleres Boreal, zweimal älteres Atlantikum, jüngeres Atlantikum; Abb. 14). Da einerseits durch S. SCHACHT noch nicht alle vorhandenen ¹⁴C-Daten vorgelegt wurden und andererseits eine stratigraphische sowie typologische Auswertung des Gesamtfundmaterials aussteht, ist zukünftig mit einer Präzision dieses Befundes zu rechnen.

Tab. 2: Siedlungs- und Landschaftsentwicklung am Fundplatz Rothenklempenow 17

Chronologie		Chronozone	Archäologie	Lokale Landschaftsentwicklung				Regionale Geomorphodynamik		
cal. BP	¹⁴ C-Jahre BP			Besiedlung (Nachweis durch ¹⁴ C-Datum)	Sediment-/Boden		Seespiegel Latzigsee (m HN)	Vegetation (i.w. „upland“)	Säugetierfauna (Schnitt I)	Uecker-münder Heide
				tieferer Lage	höherer Lage					
2500	2500	Subatlantikum	-	Bodenbildung, limnischer Sand	Bodenbildung, Torf	rezent 5,2, subrezent ~7,5	nach Dominanz von Buche/Hainbuche Zunahme von Kiefer	„Forscher, Angler, Hausrind“	lokal Destabilität der trockenen Landoberflächen durch Nutzung, äolische Prozesse, flächig Torfsed., lokal limn. Sed.	nach Abschürfung von der offenen Ostsee lagunäre Sed. (Mudde, Torf), ostseehaf lokal äolische Prozesse
5750	5000	Subboreal	3828 ± 32 (H) (?)	limnischer Sand	Bodenbildung	>5,6	Erle dominant, Buche wandert ein, Getreidenachweis	Rothirsch, Reh, Hausrind, Elch, Ur, Fuchs, Otter		
7350	6500	Jüngeres Atlantikum	5690 ± 80 bis 5295 ± 41 (6xH)	limnischer Sand?, Bodenbildung, Torf, limnischer Sand	Bodenbildung	~5,4	Eichenmischwald, am Seeufer Erle	Hausrind, Wildschwein, Hund, Reh, Elch, Rothirsch, Hausschwein	Stabilität der trockenen Landoberflächen durch Bewaldung, flächig Bodenbildung, lokal limnisch-telmatische Sedimentation	Transgression der Ostsee, marine Sedimentation
8900	8000	Älteres Atlantikum	7068 ± 40 (A), 7780 ± 46 (A)			~5,5				
10500	9000	Boreal	8592 ± 41 (A), 8889 ± 43 (H)	Torf, limnischer Sand	Bodenbildung	~5,1	Hasel dominant, Kiefer abnehmend, NT	Reh, Rothirsch, Wildschwein, Elch, Hund, Biber, Hase, Fuchs		
11550	10000	Präboreal	9312 ± 43 (A), 9335 ± 42 (H)	limnischer Sand, Mudde	Bodenbildung	~5,0?	Kiefern-Birkenwald, Hasel wandert ein, NT	Rothirsch, Reh, Wildschwein, Elch, Hund, Ur, Hase		
12650	11000	Jüngere Dryas (Dryas III)	-	fluvial-limnischer Sand, Mudde	lokal fluvial-limnischer Sand, lokal Mudde	>7,2	Gräser und Kräuter dominant, daneben Sträucher, Birke und Kiefer	-	flächig äolische Prozesse, lokal limnische Sedimentation	flächig fluvial-limnische Sed., lokal äolische Prozesse
13800	11800	Alleröd	-	Mudde	Bodenbildung?	>5,6	nach Profil Glas-hütte: Kiefernwald in der Umgebung	-	flächig Bodenbildung, lokal limnisch-telmatische Sed.	flächig fluvial-limnische Sed., lokal Bodenbildung
14000	12000	Dryas II								
14800	12400	Bölling								
15200	12900	Dryas I								
		Pleniglazial		glazifluvial-limnischer Sand	glazifluvial-limnischer Sand	>7,6	-	-	Eisstausee („Haffstausee“)	

A = Artefakt datierung
H = Holzkohle datierung

NT = nitrophile Taxa
(= anthropogen u. zoolo-gen geförderte Taxa)

Gesamtverteilung:
Fische = 73 %, Säugetiere = 20 %, Schildkröten = 5 %, Vögel = 2 %

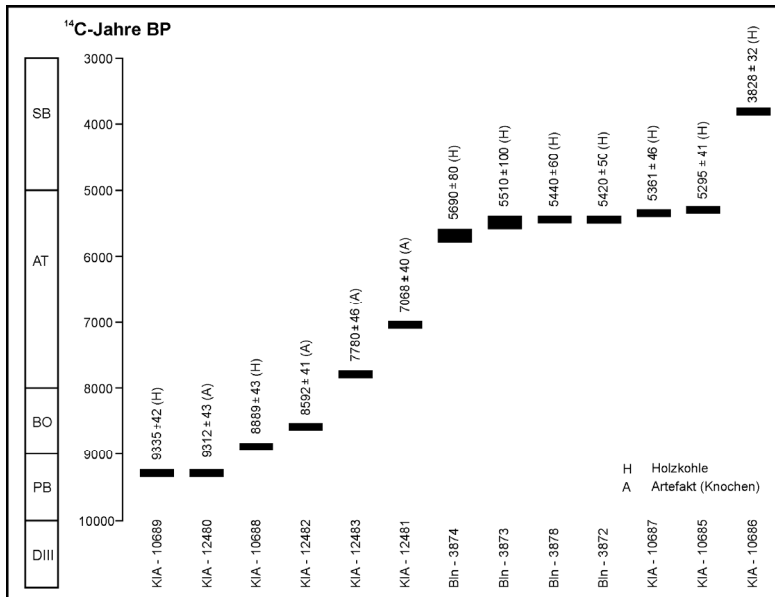


Abb. 14:
Radiokohlenstoff-daten vom Fundplatz Rothenklempenow 17. Die Dicke des Datensymbols entspricht dem Vertrauensintervall

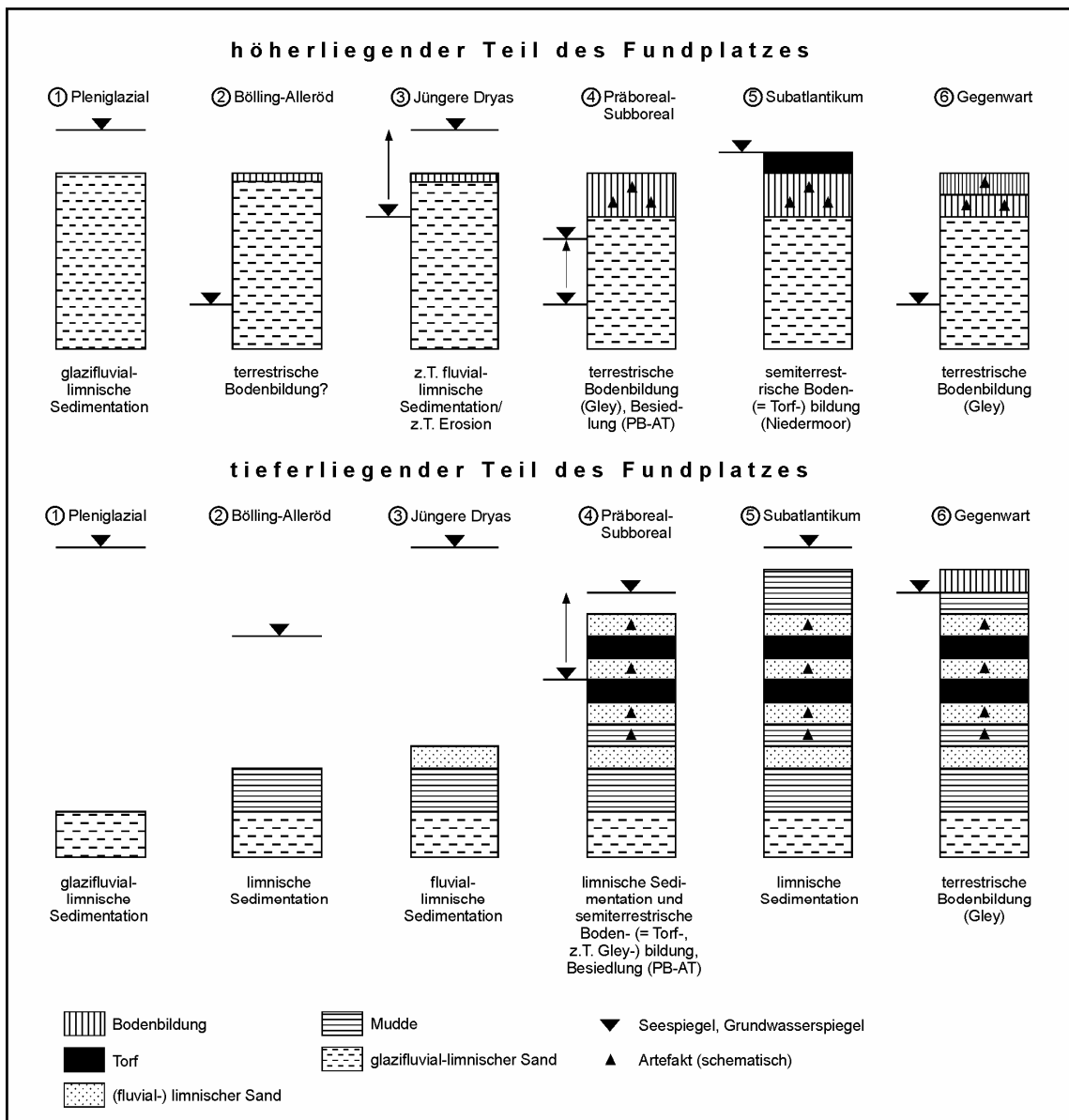


Abb. 15: Profilgenese am Fundplatz Rothenklempenow 17

Eine Zusammenfassung zur Profiligenese wird in Abb. 15 dargestellt. Sie fußt für den höherliegenden Teil des Fundplatzes i.w. auf Profil Schnitt R und für den tieferliegenden Teil i.w. auf Profil Schnitt I. Eine Auswertung der Unterlagen zu den Ausgrabungen der 1980er Jahre – hier ist insbesondere auf das Vorhandensein weiterer, noch nicht vollständig ausgewerteter pollenanalytischer Daten vom Fundplatz hinzuweisen (KLOSS 1988a, b, 1989) – wird zukünftig sicherlich ergänzende Vorstellungen ermöglichen.

Anhand der untersuchten Profile lassen sich Aussagen zur Seespiegelenwicklung des Latzigsees treffen (Abb. 16). Der rezente (Mittelwasser-?) Seespiegel des Latzigsees beträgt nach übereinstimmenden Aussagen der Topographischen Karten 1:10000 und 1:25000 (1978, 1987, 1992, 1996) 5,2 m HN. Die Vermessung des Fundplatzes durch die Archäologie Manufaktur GmbH Wustermark im Maßstab 1:750 im Juli 1999 ergab für die Uferlinie eine Höhe von ca. 5,8 m HN. Ob die resultierende Differenz zur amtlichen Vermessung von etwa einem halben Meter das Ergebnis eines Messfehlers ist oder aber auf einen witterungsbedingt höheren Seespiegel zurückzuführen ist, lässt sich nicht entscheiden. Nachfolgend werden die Lagedaten der Profile auf die lokale Neuvermessung im Juli 1999 bezogen und der mittlere Seespiegel mit 5,2 m HN angenommen. Zu berücksichtigen ist der (geringe) Unterschied von NN-Werten (Pegel Amsterdam/Nordsee) zu HN-Werten (Pegel Kronstadt/Ostsee) von +0,17 m. Die datierten Sedimente repräsentieren mit Ausnahme von zwei Torflagen im Profil Schnitt I (Seespiegel etwa in diesem Niveau) und dem unteren begrabenen Boden im Profil Schnitt H (Seespiegel unter diesem Niveau) jeweils einen *Mindest*-Wasserstand.

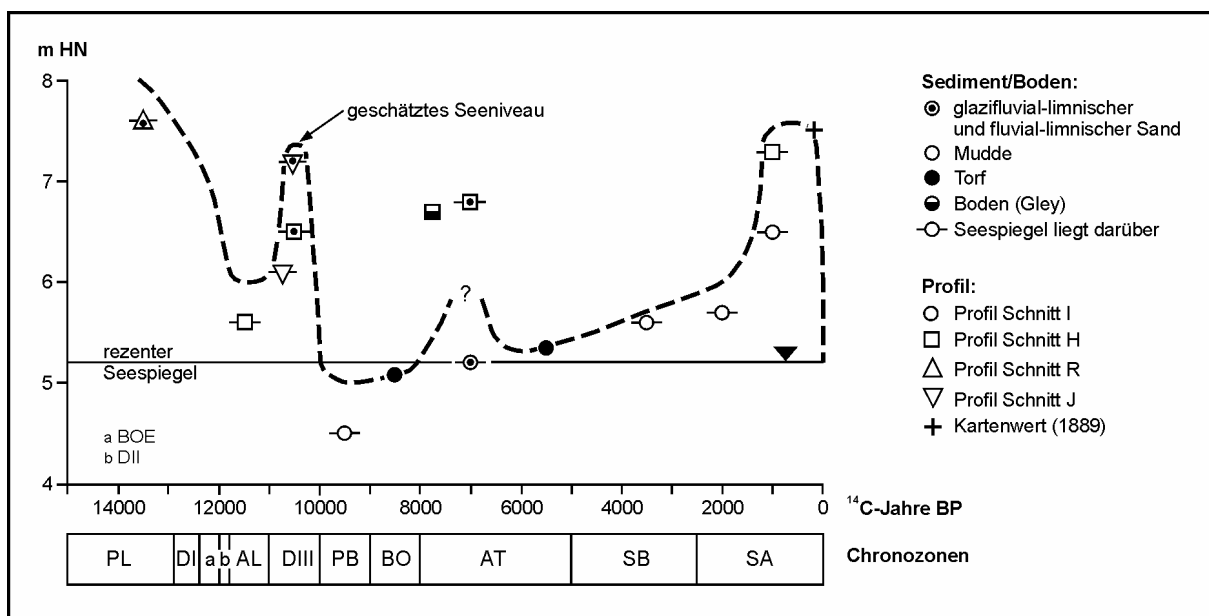


Abb. 16: Spätpleistozäne und holozäne Seespiegelenwicklung des Latzigsees nach Befunden am Fundplatz Rothenklempenow 17

Für das Pleniglazial ist ein (regionaler) Seespiegel von deutlich mehr als 8 m HN anzunehmen. Die mit dem ehemaligen „Haffstausee“ und seiner phasenhaften Verkleinerung verbundene „Pegelchronologie“ ist unsicher (KAISER et al. 2001, BOGEN et al. 2003). BRAMER (1964) weist auf einen maximalen Wasserstand von ca. 30 m HN hin. Seit wann der Latzigsee als separate Hohlform bzw. Wasserfläche existiert, ist mangels Bohrungen im tieferen Bereich des Sees unbekannt. Als Ursache für die lokale Beckenbildung lässt sich ein Austauen von Toteis vermuten. Der Nachweis von Mudden an der Basis von Profil Schnitt H zeigt, dass der See mindestens seit dem Alleröd vorhanden ist. Vergleichbare limnische Sequenzen

in der Umgebung beginnen mit der Sedimentation in der Älteren Dryas (Profil Glashütte; KLOSS 1990, JAHNS et al. 2002, BOGEN et al. in Vorb.; Abb. 2, Anhang-Abb. 5) und in der Jüngeren Dryas (Profile Ahlbecker See und Kleiner Fauler See; HERKING 2002; Abb. 2, Anhang-Abb. 6, 7). Darüber hinaus belegen spätglaziale Torfvorkommen in ca. 7 m HN (BRAMER 1975) und in ca. 19-21 m HN (MATKOWSKA & MOJSKI 1983) sowie eine von äolischen Sanden begrabene spätglaziale Braunerde in ca. 11 m HN (KAISER & KÜHN 1999, BOGEN et al. 2003) ein Ende der Großseephase im „Haffstausee-Gebiet“ bereits vor dem Alleröd bzw. Bölling. Für die Jüngere Dryas ist am Latzigsee zunächst ein etwas höherer, dann ein drastisch ansteigender Wasserspiegel abzuleiten. Letzteres findet in den Seebecken und Flusstälern von Mecklenburg-Vorpommern vielfache Parallelen und ist das Resultat von klimabedingten Wasserhaushaltsveränderungen in der Jüngeren Dryas (z.B. JANKE 1978, KLIEWE 1989, KAISER 2001, im Druck, HELBIG & DE KLERK 2002).

Eine Torflage im Profil Schnitt I und das Fehlen frühholozäner Mudden im Profil Schnitt H belegt spätestens für das Boreal einen Seespiegel knapp unter dem heutigen Niveau. Damit fand zwischen der Jüngeren Dryas und dem Frühholozän eine Wasserspiegelsenkung von 2-3 m statt. Das frühholozäne Seeniveau lag deutlich *unter* dem Seespiegel vor Einsetzen direkter anthropogener Eingriffe in den Wasserhaushalt (18.-20. Jh.) und entspricht großräumig feststellbaren Tendenzen (KAISER 1996, KAISER et al. 2000, 2002).

Anhand einer Torflage im Profil Schnitt I ist für das mittlere Holozän bzw. jüngere Atlantikum ein Wasserstand um das heutige Niveau von 5,2 m HN abzuleiten. Die jungholozänen Sedimente verweisen auf einen nachfolgenden erheblichen Wasserspiegelanstieg im See, der nach Ausweis des Ausstreichens einer oberflächlich anstehenden subatlantischen Kalkmulde unweit von Profil Schnitt H ein Niveau von ca. 7,5 m HN erreichte. Hinsichtlich der Ursache des Seespiegelanstieges ist zunächst eine auffällige Parallele zur allgemeinen, wohl primär an die Ostsee-Entwicklung gebundenen Anstiegstendenz in den tiefliegenden Niederungen der Region erkennbar (RICHTER 1968, JANKE 1978, KAISER 1996, LAMPE 2002, MICHAELIS 2002). Daten zum Ablauf der mittel- bis jungholozänen Litorinatransgression im benachbarten Stettiner Haff – es handelt sich hier allerdings um ein Geschehen bis maximal 0 m HN – teilten in jüngerer Zeit JANKE & LAMPE (2000), MÜLLER (2001) und BOROWKA et al. (2002) mit. Ein *unmittelbarer* Einfluss der Ostseetransgression – z.B. dem Randowtal folgend – ist nach der Moortiefenkarte in Verbindung mit den topographischen und geologischen Verhältnissen auszuschließen (Abb. 1, 2, 3). Ob ein *mittelbarer* Einfluss – durch Abflußhemmung, Grundwasseranstieg und dadurch verstärktem Moorwachstum im Randowbruch – auf die Seespiegelentwicklung im Latzigsee vorliegt, lässt sich nur durch gezielte großräumige Untersuchungen feststellen. Im Gegensatz zu den gut bearbeiteten und deutlich tiefer um 0-1 m HN liegenden Flussunterläufen der Peene, der Trebel und der Recknitz finden sich im Randowbruch nahezu keine Torf-Mulde-Wechselfolgen (RAMSON 1990). Letztere haben sich vielfach als Indikatoren eines direkten oder indirekten Ostsee-Einflusses erwiesen. Ihr Fehlen könnte für eine weitgehende Autonomie der hydrologischen Verhältnisse im Randowbruch gegenüber der Ostsee-Entwicklung sprechen. Geologisch-geomorphologische Faktoren (zunächst Verlandung, später verstärktes Torfwachstum), klimatische Faktoren (Zunahme der Feuchtigkeit) und anthropogene Faktoren (Verstärkung des Abflusses und der Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet durch Entwaldung, Mühlenstau der „Neuen Mühle“ bei Eggesin?) waren – positiv korreliert – möglicherweise die Ursachen für den subatlantischen Seespiegelanstieg im Latzigsee. In diesem Zusammenhang ist auf ähnliche Beobachtungen im Havelland/Brandenburg hinzuweisen (GRAMSCH 2002, KAFFKE 2002).

Für die jüngste Vergangenheit gestatten topographische Karten Aussagen zur Seespiegelentwicklung. Das Meßtischblatt 1:25000 von 1889 (Blatt 2551, korrigiert 1911) weist direkt für den Latzigsee kein Niveau aus. Ein *Zulauf*-Graben ca. 60 m nordöstlich vom See liegt in 7,9 m NN. Für die ca. 750 m westlich gelegene Randow, in die der See über einen Graben entwässert, ist ein Niveau von 7,0 m NN angegeben (heute ca. 4,7 m HN). Daraus lässt sich um 1889 näherungsweise ein Seeniveau von ca. 7,5 m NN schlussfolgern. Auch der ca. 2 km südlich

des Latzigsees gelegene Haussee wies um 1889 mit 7,0 m NN einen deutlich höheren Seespiegel gegenüber heute (1987, 1996) mit 6,0 m HN auf. Der Latzigsee besaß nach Planimeter-Messung um 1889 eine Größe von ca. 0,65 km² (65 ha). Um 1996 (TK 25) betrug seine Fläche nur noch ca. 0,43 km² (43 ha). Er hat demzufolge ca. 0,22 km² (22 ha) bzw. 34 % an Fläche verloren.

Ursächlich ist die Seehöhen- und Seeflächenabnahme auf die mehrphasige Hydromelioration im Randowbruch zurückzuführen. Eine Reihe von Untersuchungen beschäftigte sich mit den seit dem 18. Jh. erfolgten Eingriffen in den Wasserhaushalt (MARKUSE 1958, HELLMUNDT 1962, RAMSON 1990, KUBE 1992). Auf der SCHWEDISCHEN MATRIKELKARTE (1693/94) ist das nördliche Randowbruch nahezu waldfrei dargestellt, die Randow mäandriert noch und Entwässerungsgräben fehlen. Ab 1743 erfolgte zwischen der Stadt Löcknitz und der Randowmündung bei Ueckermünde eine Begradigung des Flusses, wobei auf weiter Strecke dem Fluss ein neues Bett gegraben wurde. Im Randowbruch wurde darüber hinaus eine Vielzahl von Gräben angelegt. In der Mitte des 18. Jh. fand im Rahmen der preußischen Binnenkolonisation auch die Ablassung des wenige Kilometer nördlich gelegenen etwa 6 x 2 km großen Ahlbecker Sees statt (Abb. 2). Auf einer ersten Karte von SOTZMANN (1789) münden in den Latzigsee zwei Gräben; der See hat keinen Anschluss an die Randow. Auf der wenige Jahre zuvor erschienenen Karte von SCHMETTAU (um 1780) wird der See jedoch sowohl mit Zu- als auch mit Abfluss dargestellt. Auf einer zweiten Karte von SOTZMANN (1795) ist der See ebenfalls mit der Randow verbunden. Eine schrittweise Hydromelioration des Gebietes fand vom Ende des 19. Jh. bis in die 1920er Jahre statt. Im Zentralteil des Randowbruchs wurde in dieser Zeit auf größerer Fläche für die Stolzenburger Glashütte (heute: Stolec) Torf abgebaut. In den 1960er bis 80er Jahren erfolgten dann schließlich im Zuge einer sogenannten „Komplexmelioration“ weitere drastische Entwässerungen.

7 Ausblick

Die Geländeuntersuchungen am Fundplatz sind vorerst mit der Grabungskampagne 1999 und der geologisch-bodenkundlichen Kartierung 2000 eingestellt worden. Während zu den jüngsten Aktivitäten sowohl ein umfangreicher Grabungsbericht als auch diverse Publikationen vorliegen, harren die Grabungen von 1982-93 im wesentlichen noch ihrer Auswertung. Sowohl aus archäologischer Perspektive – vgl. die Gefährdung der Fund- und Befunderhaltung am Fundplatz – als auch aus naturwissenschaftlicher Perspektive – z.B. die Klärung noch ungelöster Fragen („Seesand“), geologisch-bodenkundliche Interpretation *aller* Schnittaufnahmen vor 1999, Notwendigkeit einer Bohrung im See (s.u.), paläobotanische Makrorestanalyse, Neuinterpretation älterer Pollendiagramme vom Fundplatz (KLOSS 1988a, b, 1989), Gesamtauswertung der Faunenfunde – besteht in Rothenklempenow weiterer Grabungs- und Forschungsbedarf. Die bisherigen Grabungen haben gezeigt, dass auch die höherliegenden, heute mehr oder weniger trockenen Bereiche Funde und Befunde aus organischem Material (Hockerbestattung, Gruben, Feuerstellen) aufweisen. Die pedologisch nachgewiesene subrezente Grundwasserabsenkung von – je nach topographischer Position – 0,8-1,6 m wird zukünftig eine Zerstörung bzw. schwere Schädigung des noch im Boden befindlichen archäologischen Materials zur Folge haben!

Geoarchäologisch von besonderem Interesse ist die Frage, ob die im Uferbereich nachgewiesenen „Seesande“ das Ergebnis lokaler Bodenerosion durch den siedelnden Menschen darstellen. Weitere Möglichkeiten für die Entstehung dieser Sedimentlagen sind zoogene Erosion (Wasserzugangsstelle für Wildtiere) und natürliche Ufererosion im Zuge von Wasserspiegelveränderungen. Die Klärung dieser Frage sollte an einem weiter seewärts, d.h. im Latzigsee selbst liegenden Profil vorgenommen werden. Hier ist eine größere Mächtigkeit der Chronozonen, bei geringerer Mächtigkeit der Sandlagen selbst, zu erwarten. Zudem sollte sich in diesem Profil „jedes“ Besiedlungsereignis auf dem Fundplatz durch einen absolut-chronologisch datierbaren „Holzkohle-Impuls“ widerspiegeln. In Verbindung mit sedimen-

tologischen und paläobotanischen Untersuchungen besteht somit die Chance, eine an den Uferschnitten und am Fundmaterial so kaum mögliche Feinauflösung des mesolithisch-frühneolithischen Siedlungsgeschehens zu erzielen. Wie erfolgversprechend ein solches Herangehen am Latzigsee sein könnte, haben die stratigraphischen Untersuchungen an der mesolithischen Seeuferstation Friesack in Brandenburg gezeigt (GRAMSCH 1987, 2001, KLOSS 1987a, b, WENZEL 2002). Gegenüber Friesack ist in Rothenklempenow möglicherweise seewärts die Mächtigkeit präborealer bis atlantischer Sedimente höher anzusetzen, das Potential zur archäologischen und Umweltanalyse der Sedimentkerne mithin ebenfalls höher zu veranschlagen. Ein solcher Kern würde zudem einige noch offene Fragen zur spätpleistozänen Landschaftsentwicklung am Fundplatz lösen.

8 Literatur

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung (4. Auflage). 392 S.; Hannover
- AK BODENSYSTEMATIK (1998): Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 86; 180 S.
- ARMOUR-CHELU, M. & ANDREWS, P. (1994): Some effects of bioturbation by earthworm (*Oligochaeta*) on archaeological sites. *Journal of Archaeological Science* 21: 433-443.
- AVERDIECK, F.-R. (1986): Palynological investigations in sediments of ancient lake Duvensee, Schleswig-Holstein (North Germany). *Hydrobiologia* 143: 407-410.
- BACH A. & BRUCHHAUS, H. (1995): Das Skelett aus dem Schachtgrab von Rothenklempenow. *Jahrbuch für Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern* 1994: 27-54.
- BARTON, R. N. E. (1987): Vertical distribution of artefacts and some post-depositional factors affecting site formation. In: PROBERT, F. (Hrsg.): *Mesolithic in northwest Europe: recent trends*: 55-62; Sheffield.
- BENECKE, N. (2002): Zur Datierung des Ur-Fundes von Potsdam Schlaatz, Brandenburg. Mit Beiträgen von Bernhard Gramsch und Roland Weise. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 32: 161-168.
- BILLWITZ, K., HELBIG, H., KAISER, K., DE KLERK, P., KÜHN, P. & TERBERGER, T. (2000): Untersuchungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Mecklenburg-Vorpommern. *Neubrandenburger Geologische Beiträge* 1: 24-38.
- BOGEN, C. (2002): Ein See in der Mittelsteinzeit. Interdisziplinäre Forschungen auf dem mesolithisch-frühneolithischen Fundplatz bei Rothenklempenow in Vorpommern. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 183-187.
- BOGEN, C., HILGERS, A., KAISER, K., KÜHN, P. & LIDKE, G. (2003): Archäologie, Pedologie und Geochronologie spätpaläolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide (Kr. Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern). *Archäologisches Korrespondenzblatt* 33: 1-20.
- BOGEN, C., BENECKE, N., ENDTMANN, E., JAHNS, S., KAISER, K., KLOSS, K. & SCHACHT, S. (in Vorb.): *The Mesolithic of Rothenklempenow: Archaeology and palaeoecology of a lake shore site in NE Germany*.
- BOROWKA, R. K., LATALOWA, M., OSADCZUK, A., SWIETA, J. & WITKOWSKI, A. (2002): Palaeogeography and palaeoecology of Szczecin Lagoon. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 27: 107-113.
- BRAMER, H. (1964): *Das Haffstausee-Gebiet: Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte im Spät- und Postglazial*. Unveröff. Habilschrift, Universität Greifswald, Math.-Nat. Fakultät.
- BRAMER, H. (1975): Über ein Vorkommen von Alleröd-Torf in Sedimenten der Ueckermünder Heide. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat. R.* 24 (3/4): 11-15.

- BRAUN, G. (1927): Über den sogenannten „Haffstausee“ und die Formen-Entwicklung der Küstenzone von Vorpommern unter Berücksichtigung der Litorinasenkung - eine erweiterte vorläufige Mitteilung. *Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Greifswald* 43/44, 1925/1926: 1-7.
- BUTZER, K. W. (1982): *Archaeology as human ecology: Method and theory for a contextual approach*. Cambridge.
- CROMBÉ, P. & MEGANCK, M. (1996): Results of an auger survey research at the Early Mesolithic site of Verrebroek "Dok" (East-Flanders, Belgium). *Notae Praehistoricae* 16: 101-115.
- DOBRACKA, E. (1983): Development of the lower Odra valley and the Wkra Forest (Uecker-münder Heide) lowland in the Late-Glacial and the Holocene. In: KLIEWE, H., GALON, R., JÄGER, K.-D. & NIEWIAROWSKI, W. (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.
- DUPHORN, K., KLIEWE, H., NIEDERMEYER, R.-O., JANKE, W. & WERNER, F. (1995): *Die deutsche Ostseeküste*. Sammlung geologischer Führer 88. 281 S.; Berlin, Stuttgart.
- ENDTMANN, E. (2000): Vegetations- und siedlungsgeschichtliche Untersuchungen am Latzig-See nördlich von Rothenklempenow, Kreis Uecker-Randow. Abschlußbericht zur Pollenanalyse Kern Rothenklempenow, Schnitt I. Unveröff. Bericht, 14 S.
- FRIEDRICH, M., KNIPPING, M., VAN DER KROFT, P., RENNO, A., SCHMIDT, S., ULLRICH, O. & VOLLBRECHT, J. (2001): Ein Wald am Ende der letzten Eiszeit. Untersuchungen zur Besiedlungs-, Landschafts- und Vegetationsentwicklung an einem verlandeten See im Tagebau Reichwalde, Niederschlesischer Oberlausitzkreis. *Arbeits- und Forschungsberichte zur sächsischen Bodendenkmalpflege* 43: 21-94.
- GERLACH, R. (1999): Geoarchäologie am Niederrhein. *GeoArchaeoRhein* 2: 241-266.
- GÖRSDORF, J. & KAISER, K. (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätpleistozän und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. *Meyniana* 53: 91-118.
- 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. (2001): Friesack: Letzte Jäger und Sammler in Brandenburg. *Jahrbuch des Röm.-Germ. Zentralmuseums Mainz* 47, 2000: 1-46.
- GRAMSCH, B. (2002): Archäologische Indizien für natürliche und künstliche Wasserspiegelveränderungen in nordostdeutschen Urstromtälern während des Holozäns. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 189-192.
- GROENEWOUDT, B. J., DEEBEN, J., VAN GEEL, B. & LAUWERIER, R. C. G. M. (2001): An Early Mesolithic assemblage with faunal remains in a stream valley near Zutphen, The Netherlands. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 31: 329-348.
- GUMINSKI, W. (1995): Environment, economy and habitation during the Mesolithic at Dudka, Great Masurian Lakeland, NE-Poland. *Przeglad Archeologiczny* 43: 5-46.
- HELBIG, H. & DE KLERK, P. (2002): Befunde zur spätglazialen fluvial-limnischen Morphodynamik in kleinen Talungen Vorpommerns. *Eiszeitalter und Gegenwart* 51: 51-66.
- HELLMUNDT, A. (1962): Die Ablassung des ehemaligen Ahlbeckischen Sees im Kreise Ueckermünde und die Entstehung der Dörfer Vorse, Gegensee und Hintersee auf dem Seegrunde. *Greifswald-Stralsunder Jahrbuch* 2: 49-102.
- HERKING, C. (2002): Der menschliche Einfluß auf die Vegetation im Umkreis des Ahlbecker Sees und des Kleinen Faulen Sees, Kreis Uecker-Randow, im Spiegel pollenanalytischer Untersuchungen. *Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern* 9: 16-25.
- HOLLIDAY, V. T. (1997): *Paleoindian geoarchaeology of the southern High Plains*. Austin.

- IKINGER, A. (1989): Die geomorphologische Entwicklung des mesolithischen Fundplatzes Bedburg-Königshoven (Erft). Unveröff. Diplomarbeit, Universität Bonn, Geographisches Institut.
- JAHNS, S., HERKING, C. & KLOSS, K. (2002): Landschaftsrekonstruktion entlang des westlichen unteren Oderlaufs anhand ausgewählter Pollenkurven aus acht Seeprofilen. Greifswalder Geographische Arbeiten 26: 153-156.
- JANKE, W. (1978): 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. & LAMPE, R. (2000): Zu Veränderungen des Meeresspiegels an der vorpommerschen Küste in den letzten 8000 Jahren. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 28: 585-600.
- KAFFKE, A. (2002): Holozäner Seespiegelanstieg und Moorwachstum durch Versumpfung – palynologische und stratigraphische Untersuchungen am Görner See (Havelland, Brandenburg). *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 157-160.
- KAISER, K. (1996): Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 140: 323-342.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 24, 208 S.
- KAISER, K. (im Druck): Geoarchäologie und landschaftsgeschichtliche Aussage spätpaläolithischer und frühmesolithischer Fundplätze in Mecklenburg-Vorpommern. *Meyniana*.
- KAISER, K. & KÜHN, P. (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., TERBERGER, T. & JANTZEN, C. (2000): 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., ENDTMANN, E., BOGEN, C., CZAKÓ-PAP, S. & KÜHN, P. (2001): Geoarchäologie und Palynologie spätpaläolithischer und mesolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide, Vorpommern. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 29: 233-244.
- KAISER, K., SCHOKNECHT, T., PREHN, B., JANKE, W. & KLOSS, K. (2002): Geomorphologische, palynologische und archäologische Beiträge zur holozänen Landschaftsgeschichte im Müritzgebiet (Mecklenburg-Vorpommern). *Eiszeitalter und Gegenwart* 51: 15-32.
- KAISER, K. & BOGEN, C. (in Vorb.): Geoarchaeology of the Mesolithic-Neolithic lake shore site Rothenklempenow, NE Germany.
- 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.
- KERTESZ, R., SÜMEGI, P., KOZAK, M., BRAUN, M., FELEGYHAZI, E. & HERTELENDI, E. (1994): Archaeological and paleoecological study of an Early Holocene settlement in the Jaszag area (Jaszbereny I). *Acta Geographica Debrecina* 32, 1993: 5-49.
- KLIEWE, H. (1989): Zur Entwicklung der Küstenlandschaft im Nordosten der DDR während des Weichsel-Spätglazials. *Acta Geographica Debrecina* 24/25, 1985/86: 99-113.
- 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. (1988a): Erläuterungen zum Test-Pollendiagramm N Rot 88/3 (Latzigsee bei Rothenklempenow, Grabung S. Schacht, August 1988). Unveröff. Mskr., Museum für Ur- und Frühgeschichte Potsdam, 4 S.
- KLOSS, K. (1988b): Profilbeschreibungen zu den Bohrungen am Nordost-Ufer des Latzigsee bei Rothenklempenow, 18.10.88. Unveröff. Mskr., Museum für Ur- und Frühgeschichte Potsdam, 4 S.
- KLOSS, K. (1989): Ergebnis der Untersuchung des Pollendiagramms N Rot 89/2-10 EP (10 Einzelproben durch die fundführende Sandschicht D der Grabung Rothenklempenow, Latzigsee, Grabungsleiter S. Schacht). Unveröff. Mskr., Museum für Ur- und Frühgeschichte Potsdam, 5 S.
- KLOSS, K. (1990): Zur Landschafts- und Vegetationsgeschichte des Randowbruches nördlich Rothenklempenow nach den Moortiefenkarten des Meliorationskombinates Neubrandenburg (Koll. Ramson) und einem Pollendiagramm aus dem Pollenlabor des Museums für Urgeschichte Potsdam. In: TUSEK-BAU GMBH: Gutachten zur Wasserregulierung (Borken, Krs. Pasewalk). Unveröff. Bericht: 9 S.; Neubrandenburg.
- 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.
- KUBE, R. (1992): Die Urbarmachung des Randowtales. In: VOLLACK, M. (Hrsg.): Der Kreis Ueckermünde bis 1945: 104-108; Husum.
- KÜHN, P. (2002): Vergleichende bodenkundliche Untersuchungen zur Lessivégenese auf jungweichselzeitlichen Sedimenten Deutschlands. Unveröff. Dissertation, Universität Greifswald, Math.-Nat. Fakultät, 160 S.
- LAMPE, R. (2002): Post-glacial water-level variability along the south Baltic coast - a short overview. Greifswalder Geographische Arbeiten 27: 13-19.
- LIDKE, G. & TERBERGER, T. (2001): Verletzungen an mesolithischen Menschenresten aus Deutschland und Südsandinavien - Folgen von Streit oder Krieg? Die Kunde N.F. 52: 189-214.
- LIEDTKE, H. (1961): Die Talentwicklung im Oderbruch und im Unteren Odertal. Die Erde 92: 259-280.
- NOE-NYGAARD, N. (1995): Ecological, sedimentary, and geochemical evolution of the late-glacial to postglacial Amose lacustrine basin, Denmark. Fossils & Strata 37, 436 S.; Oslo.
- MARKUSE, G. (1958): Das Randow-Bruch. Eine ökonomisch-geographische Skizze. Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geographisches Institut, 74 S.
- MATKOWSKA, Z. & MOJSKI, J. E. (1983): Late-Glacial at Miodowice in the northern part of Szczecin Lowland. In: KLIEWE, H., R. GALON, K.-D. JÄGER & NIEWIAROWSKI, W. (Hrsg.): Das Jungquartär und seine Nutzung im Küsten- und Binnentiefenland der DDR und der VR Polen. Ergänzungsheft Nr. 282 zu Petermanns Geographische Mitteilungen: 54-58.
- MELLARS, P. & DARK, P. (1998): Star Carr in context: new archaeological and palaeoecological investigations at the Early Mesolithic site of Star Carr, North Yorkshire. McDonald Institute Monographs, 250 S.; Cambridge.
- MICHAELIS, D. (2002): Die spät- und nacheiszeitliche Entwicklung der natürlichen Vegetation von Durchströmungsmooren in Mecklenburg-Vorpommern am Beispiel der Recknitz. Dissertationes Botanicae 365, 188 S.
- MÜLLER, A. (2001): Late- and postglacial sea-level change and paleoenvironments in the Oder Estuary, southern Baltic Sea. Quaternary Research 55: 89-96.

- RAMSON, H.-A. (1990): Bodenkundliches Gutachten. In: TUSEK-BAU GMBH: Gutachten zur Wasserregulierung (Borken, Krs. Pasewalk). Unveröff. Bericht: 33 S.; Neubrandenburg.
- RICHTER, G. (1968): Fernwirkungen der litorinen Ostseetransgression auf tiefliegende Becken und Flußtäler. *Eiszeitalter und Gegenwart* 19: 48-72.
- 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. & BOGEN, C. (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.
- 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.
- SCHNEIDERMEIER, T. (2000): Paläolithische Fundschichten in quartären Lockersedimenten (Südwestdeutschland): Prospektionsmethoden, Stratigraphie und Paläoökologie. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten A* 57.
- SOTZMANN, D. F. (1789): Karte des Königl. Preuß. Herzogthums Vor- und Hinter-Pommern nach speciellen Vermessungen entworfen von D. Gilly, ... in Kupfer ausgeführt im Jahre 1789 von D. F. Sotzmann ... zu Berlin.
- SOTZMANN, D. F. (1795): Karte der Uckermark (abgebildet in RAMSON 1990).
- SCHMETTAU, F. W. C. GRAF VON (um 1780): Karte von Pommern um 1780. Blatt 28, Stettin. Nachdruck 1963, Böhlau Verlag; Köln, Graz.
- SCHWEDISCHE MATRIKELKARTE (1693/94) (abgebildet in RAMSON 1990).
- SUCCOW, M. (1988): *Landschaftsökologische Moorkunde* (1. Aufl.). 340 S.; Jena.
- TERBERGER, T. & PIEK, J. (1998): Zur absoluten Chronologie der Steinzeit in Mecklenburg-Vorpommern. *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern* 45, Jahrbuch 1997: 7-39.
- TUSEK-BAU GMBH (1990). Gutachten zur Wasserregulierung (Borken, Krs. Pasewalk). Unveröff. Bericht; Neubrandenburg.
- URZ, R. (2000): Begraben unter Auelehm: Frühmesolithische Siedlungsspuren im mittleren Lahntal. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 30: 33-43.
- WEIßE, 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.
- WATERS, M. R. (1992): *Principles of geoarchaeology. A North American perspective*. Tucson, London.
- WENZEL, S. (2002): Mesolithische Lagerplatzstrukturen am Moorfundplatz Friesack 4, Lkr. Havelland. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 26: 207-210.

Nachbemerkung und Danksagung

Hintergrund des geowissenschaftlichen Engagements am Latzigsee war, wie eingangs angedeutet, ein interdisziplinäres Projekt zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Vorpommern. Einmal nun den Archäologen am Latzigsee „an die Angel gegangen“, wurde schließlich der „Motor“ einer intensiven Beschäftigung mit dem Fundplatz die freundschaftliche Zusammenarbeit aller Beteiligten und das stimmungs- volle Naturerlebnis am See. Beides ist der Grund dafür, dass die Untersuchungen weit über eine „gewöhnliche Dienstleistung“ für die Archäologie hinausgingen und letztlich größtenteils „ehrenamtlich“ durchgeführt wurden. Nicht zuletzt schuf das am Fundplatz mit enthusiastisch arbeitenden Studenten durchgeführte Kartierpraktikum des Geographischen Instituts der Universität Greifswald im Sommer 2000 wesentliche Grundlagen der oben vorge-

stellten Ergebnisse. Insgesamt lässt sich nach dem (vorläufigen) Abschluss der Untersuchungen resümieren, dass der Fundplatz nunmehr die *geoarchäologisch* am umfangreichsten untersuchte mesolithische Station im nordostdeutschen Binnenland darstellt. Sicherlich kann die Untersuchung von Rothenklempenow nicht zuletzt auch deshalb einen gewissen Referenzcharakter für sich beanspruchen.

Leider waren die Untersuchungen in Rothenklempenow von Konflikten mit der verantwortlichen Bodendenkmalpflegebehörde des Landes Mecklenburg-Vorpommern überschattet. Diese Entwicklung stimmt nach der „Euphorie der Forschung“ am Latzigsee traurig und lässt seitens des Amtes auf eine Unterschätzung der Potentiale des Fundplatzes Rothenklempenow, der erzielten neuen Ergebnisse und vor allem aber eines Teils derjenigen schließen, die diese erarbeiteten.

Für Mecklenburg-Vorpommern ist allgemein zu konstatieren, dass – mit Ausnahme des Küstenbereiches – nahezu keine archäologische Untersuchung geoarchäologisch begleitet wird: Das wissenschaftliche Potential archäologischer Grabungen wird somit nur teilweise ausgeschöpft, wertvolle Erkenntnisse zum Verhältnis Mensch-Natur bzw. zur Landschaftsgeschichte „bleiben im Boden“. Das methodische Niveau der Landesarchäologie erscheint, was die reguläre Einbindung einer so wichtigen „Hilfswissenschaft“ wie die Geologie/Physische Geographie/Bodenkunde anlangt, teilweise als anachronistisch. Zu hoffen bleibt, dass in der Zukunft dem Fundplatz Rothenklempenow die ihm gebührende bodendenkmalpflegerische Aufmerksamkeit – und dies muss weitere (Rettungs-) Grabungen mit einschließen – wieder zuteil wird.

Abschließend ist einer Reihe von Personen sehr herzlich zu danken. Zunächst den Grabungshelfern Heinz Haase, Rudi Let, Falk Menke und Kurt Schleicher, die im Rahmen der Ausgrabung im September 1999 für die entsprechenden Aufschlüsse und weitere Hilfe sorgten. Dann Christian Albrecht, Susanne Kraft, Eva May, Claudia Sütering, Ulrike Stentzel und Martin Theuerkauf sowie Dr. Peter Kühn für die im Rahmen eines Kartierpraktikums im August 2000 geleistete Arbeit am Fundplatz. Sigrid Schacht gebührt Dank für die administrative Begleitung der 1999er Grabung und die Beschaffung von Fördermitteln, die freundlicherweise u.a. die Archäologische Gesellschaft von Mecklenburg-Vorpommern bereitstellte. Brigitta Lintzen und Petra Wiese fertigten dankenswerter Weise eine Reihe von Abbildungen an. Dem Wasser- und Bodenverband „Mittlere Uecker-Randow“ in Löcknitz gilt der Dank für die Bereitstellung von Standortsunterlagen für das nördliche Randowbruch, die freundlicherweise durch Steffen Grothe im Rahmen einer studentischen Projektarbeit ausgewertet wurden. PD Dr. habil. Thomas Terberger verdanken wir die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Schließlich ist Prof. Dr. Konrad Billwitz für die Möglichkeit zu danken, dass die Laboranalysen im Rahmen der „Dienstgeschäfte“ des Geographischen Institutes der Universität Greifswald erfolgen konnten.

Anschriften der Autoren

Dr. Knut Kaiser, Universität Marburg, Fachbereich Geographie, Deutschhausstraße 10,
D-35032 Marburg, e-mail: Knut.Kaiser@staff.uni-marburg.de

Dipl. Geogr. Stefan Czakó-Pap, Prof. Dr. Wolfgang Janke,
Universität Greifswald, Geographisches Institut, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16,
D-17487 Greifswald

Christian Bogen M.A., Pfaffendorfer Straße 14, D-04105 Leipzig

Anhang-Tab. 1: Daten zum Profil Schnitt I (Terminologie und Abkürzungen nach AG BODEN 1994). Profilentnahme am 13.09.1999 (Aufnahme im Labor).

lfd. Nr.	Tiefe (cm)	Farbe	Feuchte	Probe (cm)	GV (%)	CaCO ₃	Ton (%)	Schluff (%)	Feinsand (%)	Mitteland (%)	Grobsand (%)	Kies (%)	Horizont	Substrat	
1	0-20	bngr	3-4	-	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	F-Go-Ah	Fmk	
2	20-41	olgr	5	20-25	22,4	55,6	6,1	93,9	0	0	0	0	F-Gor	Fmk	
				25-30	23,2	61,6	9,2	60,4	19,3	10,9	0,2	0			
				30-35	21,3	63,1	5,1	58,3	25,7	10,8	0,1	0			
				35-41	15,3	66,9	1,5	20,6	14,1	48,2	15,6	0			
3	41-67	olgr	5	41-46	4,2	20,5	0,5	5,2	8,2	61,4	24,7	0	Gor	See-sand (fl-s)	
				46-51	5,5	16,9	0,6	3,6	7,3	63,3	25,2	0			
				51-56	9,1	8,5	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		Gr
				56-62	4,6	3,7	0,5	1,5	3,7	58,8	34,8	0,7			
				62-67	12,0	1,2	0,5	3,8	4,1	60,2	31,4	0			
4	67-80	swb n	5	67-72	46,0	0,0	1,5	9,4	5,1	65,8	18,2	0	fHr	Hn	
				72-80	30,8	1,4	0,2	1,5	6,4	69,2	22,7	0			
5	80-91	dgr	5	80-85	5,3	0,7	0,5	1,8	4,6	60,9	31,2	1,0	Gr	fl-s	
				85-91	3,8	0	0,4	0,8	6,6	59,2	32,3	0,7			
6	91-94	dgr	5	91-94	0,6	0	0,2	0,2	2,8	47,5	37,7	11,6	Gr	fl-s	
7	94-109	swb n	5	94-99	80,4	0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	fHr	Hn	
				99-104	64,5	0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.			
				104-109	42,3	0	3,9	28,1	16,2	50,1	1,7	0			
8	109-150	dgr	5	109-115	17,5	0	0,5	5,5	14,1	61,3	18,6	0	Gr	See-sand	
				115-120	1,0	0	0,4	0,6	9,6	70,1	19,3	0			
				120-125	0,9	0	0,3	0	4,8	74,7	20,2	0			
				125-131	1,7	0	0,4	0,6	10,4	67,1	21,5	0			
				140-145	1,0	0	0,4	0,6	8,1	66,9	24,0	0			
				145-150	2,1	2,7	0,6	2,3	13,7	67,3	16,1	0			
9	150-165	olgr	5	150-155	4,6	11,4	2,4	35,6	28,4	33,6	0	0	F-Gr	Fms	
				155-160	5,8	16,2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.			
				160-165	6,2	14,1	1,0	5,0	11,1	67,3	15,6	0			
10	165-186	gr	5	165-170	14,8	40,6	2,2	73,3	24,5	0	0	0	F-Gr	Fmk	
				170-175	17,5	59,3	2,3	59,5	20,2	16,4	1,6	0			
				175-180	16,4	67,5	3,3	78,0	18,1	0,6	0	0			
				180-183	23,3	54,5	2,3	71,1	21,3	5,3	0	0			
				183-186	29,6	46,8	5,8	70,1	17,9	6,2	0	0			
11	186-190	olbn	5	186-190	47,5	19,7	3,1	13,2	12,0	49,0	22,7	0	F-Gr	Fhg	

Anhang-Tab. 2: Daten zum Profil Schnitt H (Terminologie und Abkürzungen nach AG BODEN 1994). Profilaufnahme am 08.09.1999.

Ifd. Nr.	Tiefe (cm)	Farbe	Feuchte	Probe (cm)	GV (%)	CaCO ₃	Ton + Schluff (%)	Feinsand (%)	Mitteland (%)	Grobsand (%)	Kies (%)	Horizont	Substrat
1	0-15	gr	2	0-15	14,2	53,5	32,7	34,2	30,5	2,6	0	F-Go-Ah	Fmk
2	15-35	weigr	2	15-35	5,6	75,6	38,2	40,9	19,1	1,8	0	F-Go	Fmk
3	35-40	dbn	2	35-40	10,3	11,8	10,3	28,4	55,5	5,8	0	Go-fAh	fl-s
4	40-53	oc, or	2	40-53	2,0	0,9	0,8	18,2	67,5	10,9	2,6	Go	fl-s
5	53-75	dgr	2	53-75	2,4	0	2,2	27,5	56,8	9,9	3,6	Go-fAh	fl-s
6	75-138	oc, gr	2-3	75-100	0,5	0,3	1,1	18,5	71,0	9,4	0	Go	fl-s
				100-120	0,7	4,1	3,5	32,5	59,6	4,4	0		
				120-138	1,5	0	1,2	33,1	62,5	3,2	0		
7	138-175	swbn, olgr	5	138-155	0,9	9,6	8,5	36,5	51,1	3,9	0	F-Gr	Fms
				155-175	1,0	13,1	13,8	67,3	17,5	1,4	0		
8	175-180	hgr	5	175-180	2,3	27,7	41,0	48,6	9,3	1,1	0	F-Gr	Fmks
9	180-181	bn	5	180-181	1,7	3,2	6,1	29,2	59,5	5,2	0	F-Gr	Fms
10	181-350	gr	5-6	181-350	0,5	1,8	2,9	60,2	34	2,9	0	Gr	fgl-s

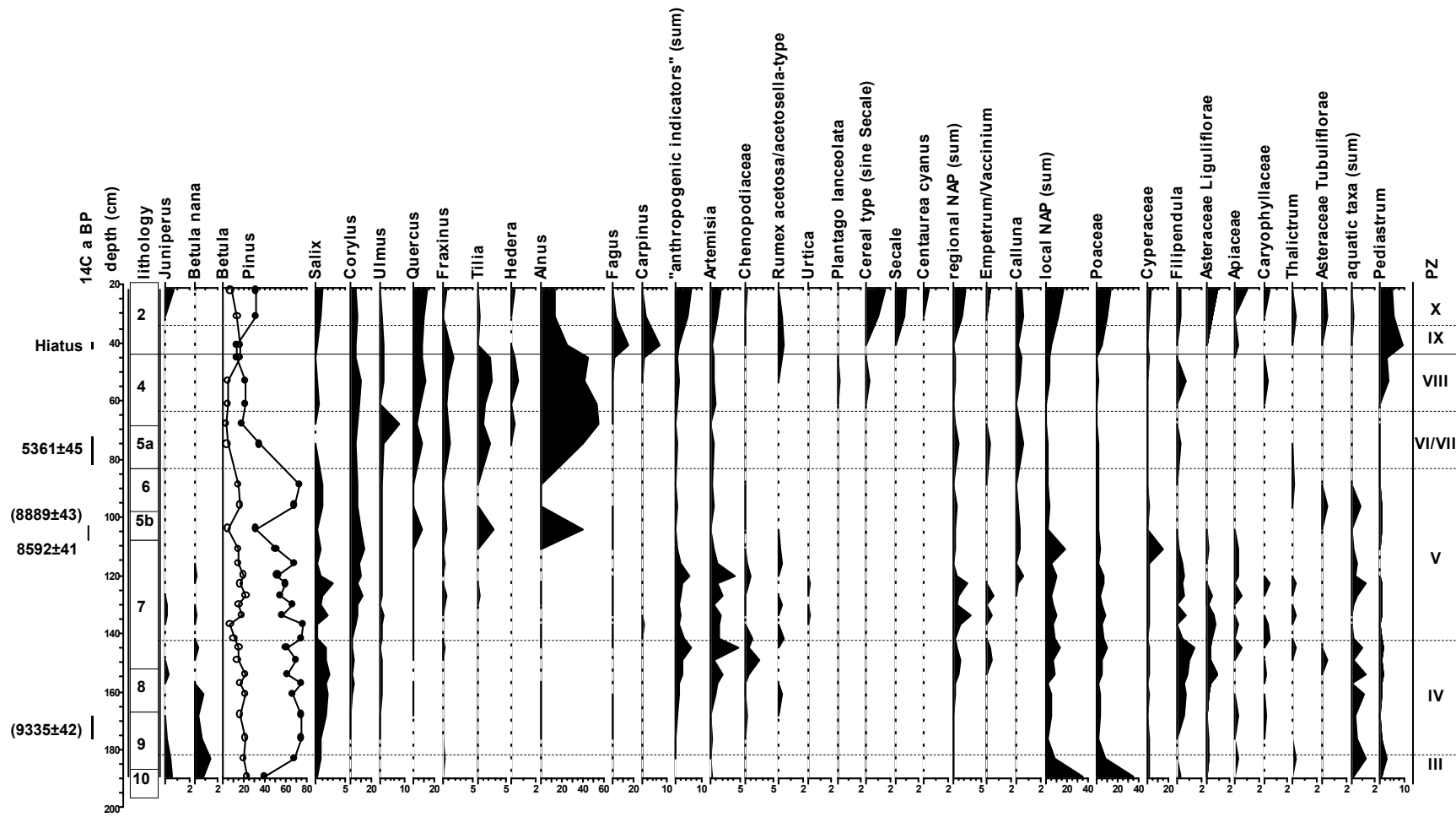
Anhang-Tab. 3: Daten zum Profil Schnitt R (Terminologie und Abkürzungen nach AG BODEN 1994). Profilaufnahme am 09.09.1999.

Ifd. Nr.	Tiefe (cm)	Farbe	Feuchte	Probe (cm)	GV (%)	CaCO ₃	Ton + Schluff (%)	Feinsand (%)	Mitteland (%)	Grobsand (%)	Kies (%)	Horizont	Substrat
1	0-20	ddgr	2	0-20	11,3	0	3,0	24,3	65,5	7,2	0	rAp	(fgl-s?)
2	20-55	dgr, swgr	2	20-55	1,8	0	2,3	24,9	67,6	5,2	0	rGo-Ah	fgl-s
3	55-160	oc, hge, hgr,	2-3 (3 ab 150 cm)	55-85	0,4	0	0,7	15,8	76,3	7,0	0	rGo, Go	fgl-s
				85-122	0,3	0	0,5	10,5	68,3	16,3	4,4		
				122-124	0,3	0	0,7	20,0	51,4	18,1	9,8		
				124-145	0,2	0	0,3	20,3	70,0	9,4	0		
				145-160	0,2	0	2,8	53,8	41,6	1,9	0		
4	160-200	gr, hoc	3-5	160-200	0,2	0	0,7	22,6	69,0	6,1	1,5	Gro	fgl-s
5	200-220	gr	5	200-220	0,3	0	1,0	3,5	44,4	37,3	13,8	Gr	fgl-s

Anhang-Tab. 4: Daten zum Profil Schnitt J (Terminologie und Abkürzungen nach AG BODEN 1994).

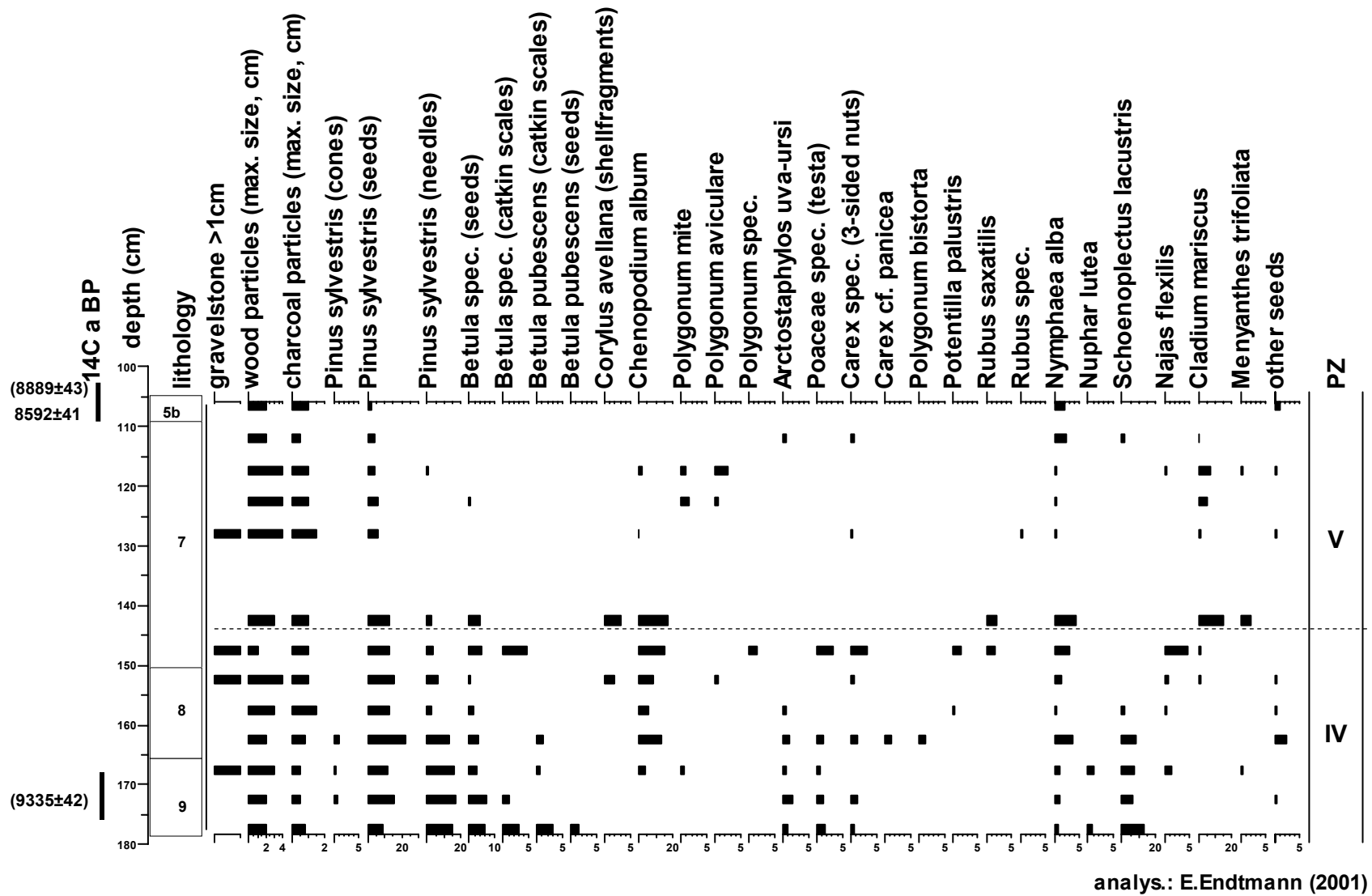
Profilaufnahme am 15.08.2000.

Ifd. Nr.	Tiefe (cm)	Farbe	Feuchte	Probe (cm)	GV (%)	CaCO ₃	Ton + Schluff (%)	Feinsand (%)	Mitteland (%)	Grobsand (%)	Kies (%)	Horizont	Substrat
1	0-20	sw	2	0-20	25,8	0	1,7	20,7	59,4	18,2	0	rGo-rAa	(fl-s)
2	20-35	dgr	2	20-35	2,5	0	1,9	27,3	65,0	5,8	0	rGo-Ah	fl-s
3	35-110	hgeb _n , bn	2-4 (4 ab 90 cm)	35-110	0,6	0	0,8	22,0	69,3	7,9	0	rGo, Go	fl-s
4	110-122	hgr	5	110-122	1,6	26,1	35,9	53,9	9,7	0,5	0	F-Gro	Fmks
5	122-160	hgeb _n , gr	5	122-130	0,4	0,6	2,2	27,1	63,6	7,1	0	Gr	fgl-s
				130-135	0,7	3,5	3,1	12,8	40,3	28,6	15,2		
				135-160	0,3	0,6	0,8	31,5	67,3	0,4	0		



analys.: E.Endtmann (2001)

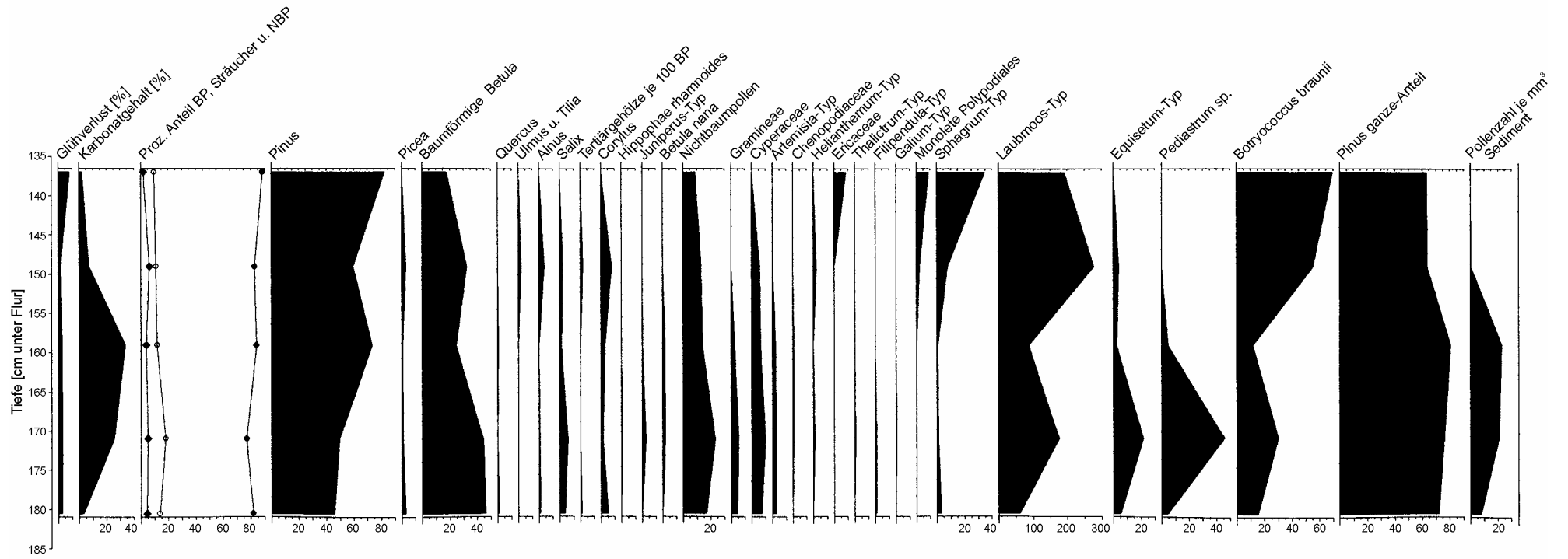
Anhang-Abb. 1: Pollendiagramm Schnitt I (Analyse E. ENDTMANN, Quelle: BOGEN et al. in Vorb.).



Anhang-Abb. 2: Makrorestediagramm Schnitt I (Analyse E. ENDTMANN, Quelle: BOGEN et al. in Vorb.).

Pollendiagramm Profil Schnitt H

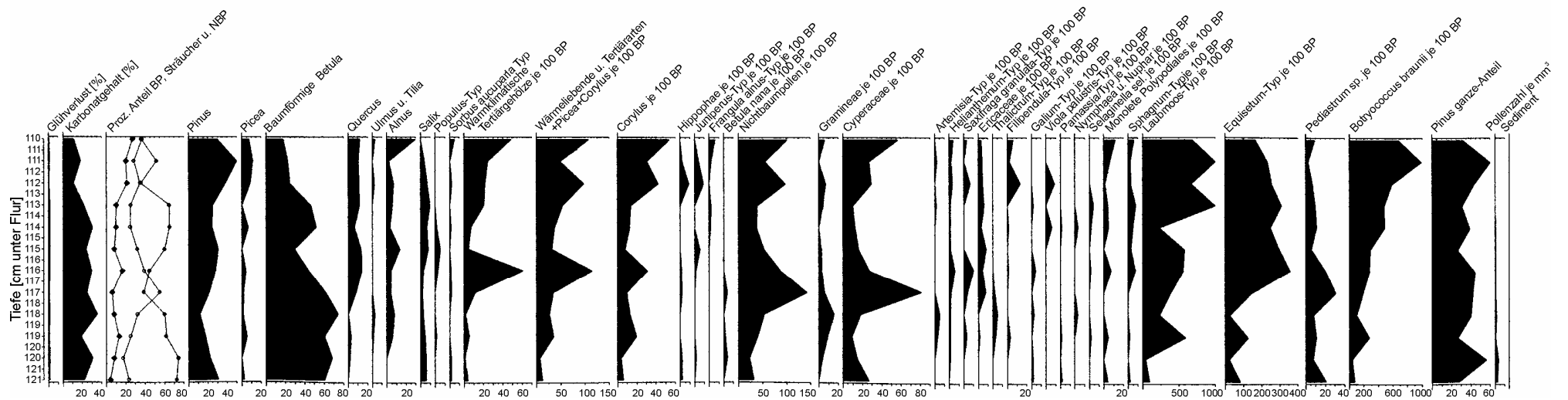
Strauch- u. Krautpollen, Sporen+Algen beziehen sich auf jeweils 100 BP



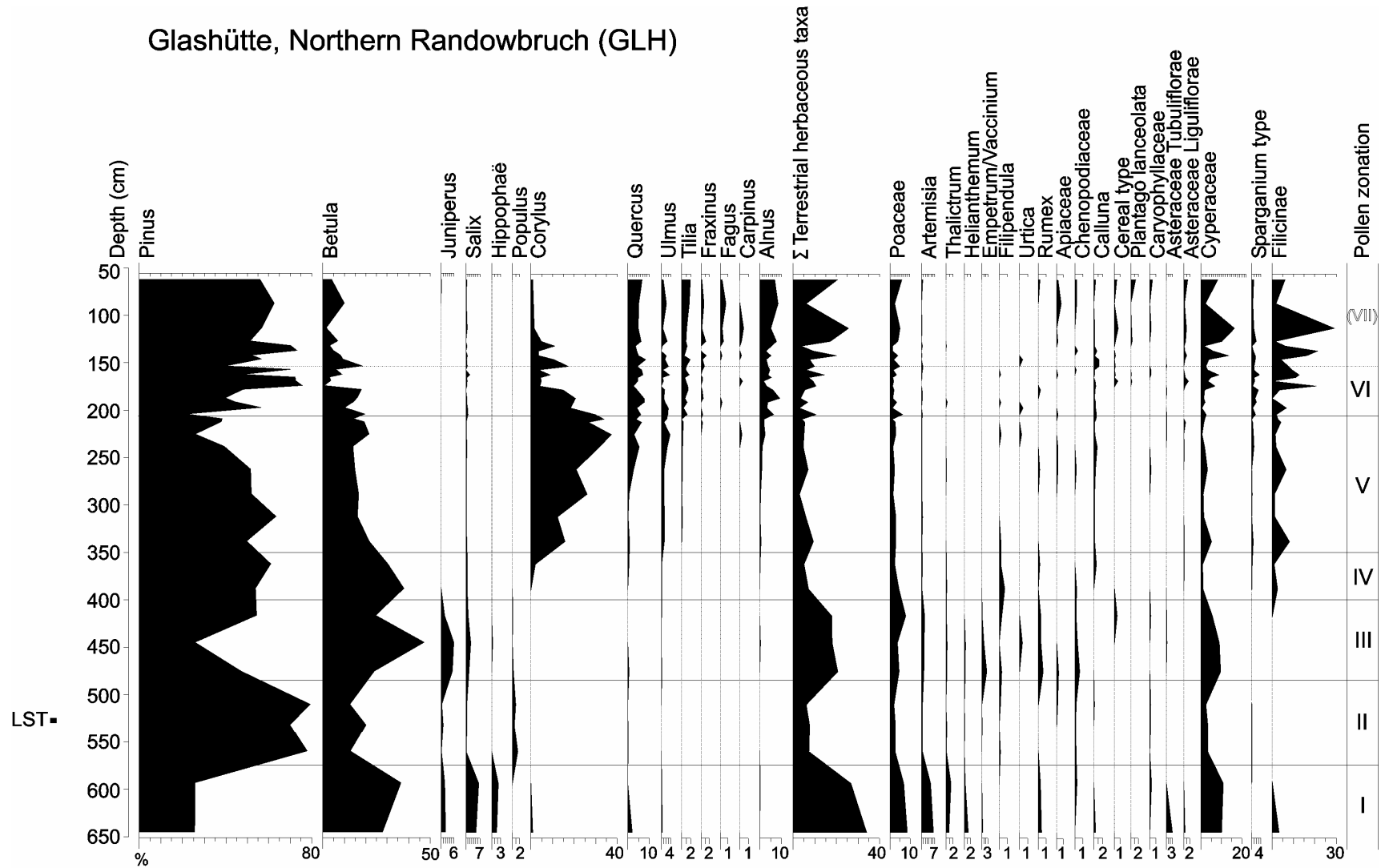
Anhang-Abb. 3: Pollendiagramm Schnitt H (Analyse: W. JANKE).

Pollendiagramm Profil Schnitt J

Strauch- u. Krautpollen, Sporen+Algen beziehen sich auf jeweils 100 BP

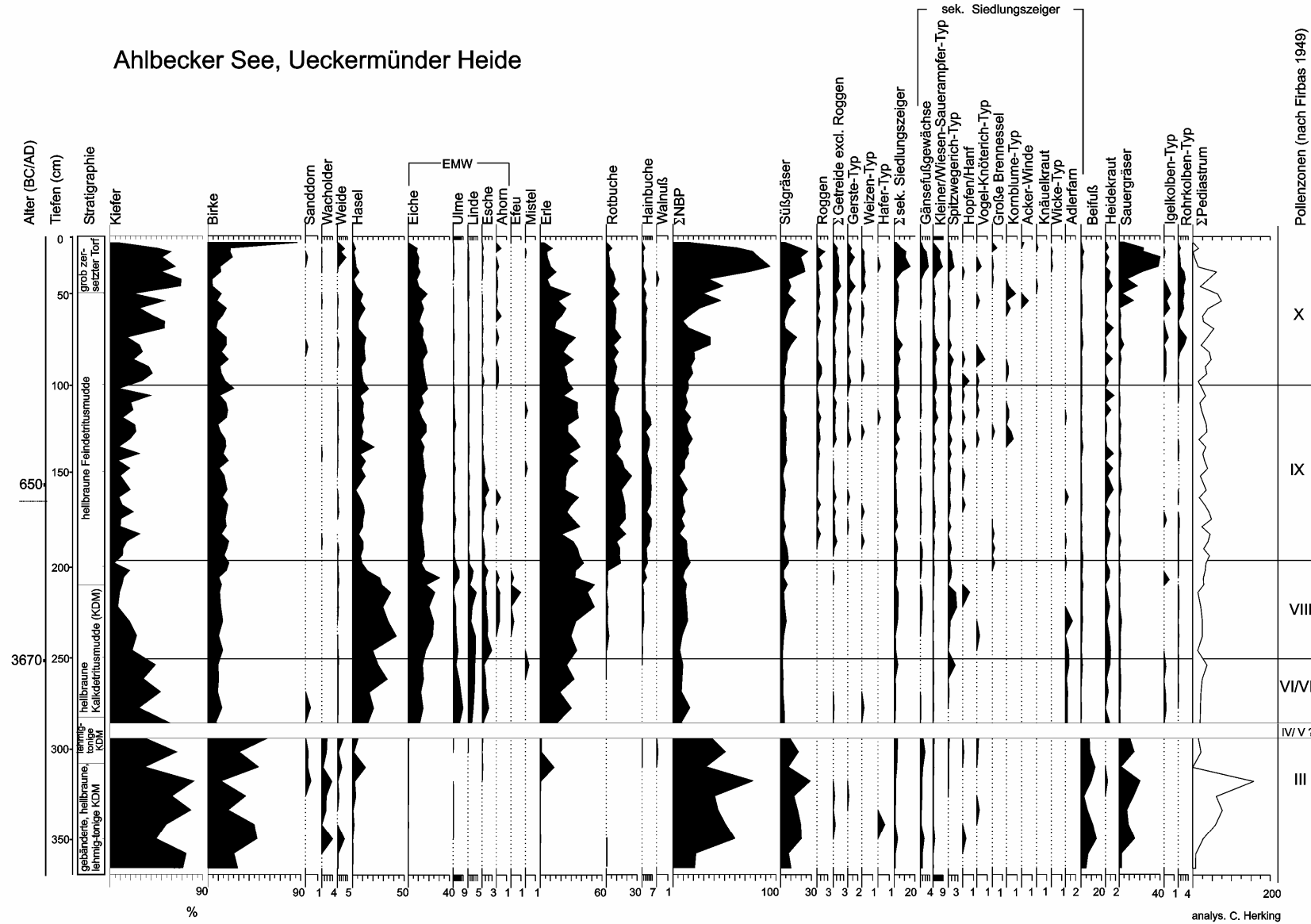


Anhang-Abb. 4: Pollendiagramm Schnitt J (Analyse: W. JANKE).

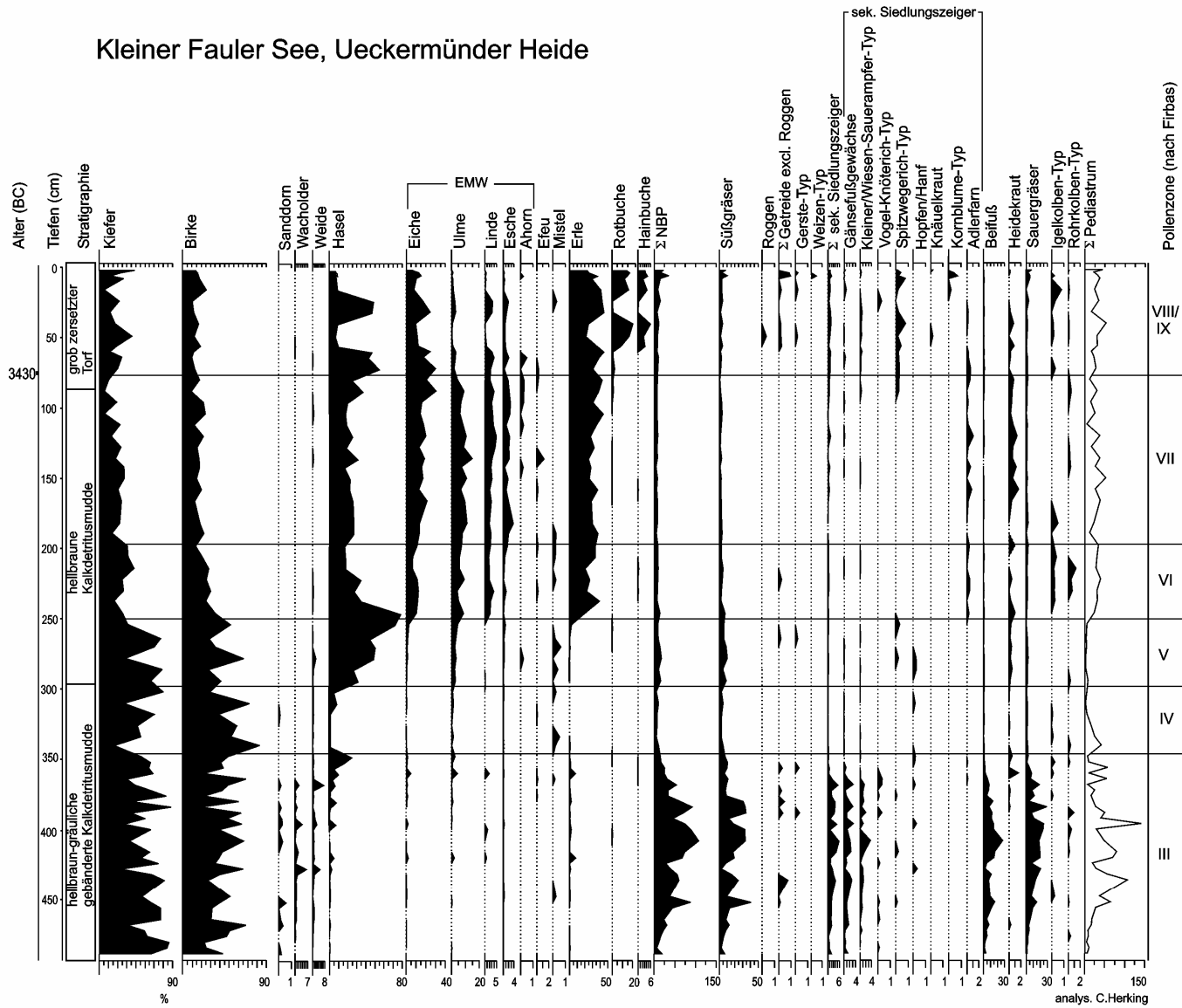


Anhang-Abb. 5: Pollendiagramm Glashütte (Analyse: K. KLOSS, Überarbeitung: S. JAHNS, Quelle: BOGEN et al. in Vorb.).

Ahlbecker See, Ueckermünder Heide



Anhang-Abb. 6: Pollendiagramm Ahlbecker See (Analyse: C. HERKING, Quelle: HERKING 2002).



Anhang-Abb. 7: Pollendiagramm Kleiner Fauler See (Analyse: C. HERKING, Quelle: HERKING 2002).



Taf. 1a: Luftaufnahme des Lätzigsees und der Randow.



Taf. 1b: Nordufer des Lätzigsees im Bereich des Fpl.



Taf. 1c: Nordostufer des Lätzigsees.



Taf. 1d: Umgebung von Schnitt I (September 1999).



Taf. 1e: Schnitt R (September 1999).



Taf. 1f: Schnitt I (September 1999).



Taf. 2a: Profil Schnitt I
(NW-Profil = analysiertes Profil).



Taf. 2b: Profil Schnitt I
(SE- Profil).



Taf. 2c: Profil Schnitt H.



Taf. 2d: Profil Schnitt R.



Taf. 2e: Profil Schnitt J.



Taf. 2f: Profil Schnitt J.
Detail (Kalk-Silikatmudde).

Geomorphogenese, Sedimente und Böden der Terrassen am Krakower See in Mecklenburg – Untersuchungen zur jungquartären Paläohydrologie

Geomorphogenesis, sediments and soils of terraces at Lake Krakower See in
Mecklenburg – Investigations on the Late Quaternary palaeohydrology

SEBASTIAN LORENZ

Zusammenfassung

Durch geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an Terrassen des Krakower Sees (47,5 m HN) in Mecklenburg (NE-Deutschland) konnten Rückschlüsse auf die jungquartäre Paläohydrologie des Sees gezogen werden. Es wurden Terrassen in zwei Niveaus bestätigt. Eine Terrasse im 2-m-Niveau über dem Krakower See datiert einen Gewässerhöchststand in der Jüngeren Dryas und markiert die Ausbildung einer mit dem Fluss Nebel nach Nordosten gerichteten Abflussbahn, welche die Pommersche Haupteisrandlage durchschneidet (vgl. ROTHER 2002). Charakteristisches Kennzeichen der 2-m-Terrasse sind molluskenfreie Kalkmudden unterschiedlicher Mächtigkeit, die den Terrassenkörper unterlagern. Ihr spätglaziales Alter wird durch geringe Gehalte an palynologisch und paläontologisch auswertbarem Material unterstrichen. Die 2-m-Terrasse ist durch gut entwickelte Böden, wie Braunerden, Lessivés und Gleye gekennzeichnet. Sie belegen ein hohes Alter der 2-m-Terrasse. In typischer Ausbildung ist diese schwach in Richtung See geneigt und wird landseitig durch fossile Kliffs begrenzt. Die Verbreitung der 2-m-Terrasse markiert einen Paläosee des Spätglazials (ca. 51 m HN), der heute separat gelegene Kleinseen der Umgebung mit einschloss. Die Ursachen der spätglazialen Wasserstandsschwankungen sind sowohl klimatisch als auch geomorphologisch durch die Talgenese im Zuge des Toteistieftauens und extrem hohe Wasserstände begründet.

Die 1-m-Terrasse ist das zweite Terrassenniveau und anthropogenen Ursprungs. Sie entstand durch Verlandung infolge einer Seespiegelsenkung im Jahre 1830. Sie zeigt limnisch-telmatische Stratigraphien mit generalisierbaren Abfolgen von Torf über Mudden. Diese stellen adäquate Bildungen zu Sedimenten des rezenten Seebeckens dar und ersetzen so Bohrungen im freien Wasser.

Für das Frühholozän finden sich keine sedimentologischen und morphologischen Indizien auf einen tieferen Wasserstand. Für das ältere Atlantikum wird von einer einsetzenden Gewässerverlandung ausgegangen. Das anthropogen beeinflusste Holozän wird vermutlich erst durch den frühmittelalterlichen Mühlenstau für den Wasserstand des Krakower Sees bedeutsam. Durch einen Mühlenbau am Nebelausfluss in Serrahn (Erstnachweis 1296) wird ein Anstau des Krakower Sees um einen unbekanntem Betrag angenommen.

Summary

Through geomorphological and pedological investigations on terraces at Lake *Krakower See* (47.5 m a.s.l.) in Mecklenburg (NE-Germany) palaeohydrological results for the period of the Late Quaternary are presented. Two different stages of terraces could be affirmed. The 2-m-terrace above the recent lake-level marks the highest Lateglacial lake-level for the Younger Dryas (51 m a.s.l.). Its genesis is due to the formation of drainage by the River *Nebel*, penetrating the Pomeranian ice-margin creating a valley in north-eastern direction (Rother 2002).

A typical indicator for the 2 m-terrace is mollusc free lacustrine marl of varying thicknesses underlying the terrace. Its Lateglacial age is supported by a missing of declarative palaeontologic and palynologic matter. The inventory of the 2 m-terrace covers fully developed soils like Cambisols, Luvisols and Gleysols sustaining the great terrace-age. The 2 m-terrace is characterized by a slow decline towards the lake basin and is bordered by fossil cliffs. The distribution of the 2 m-terrace redraws a Lateglacial lake of much greater dimension. Recently separated small lakes were part of this palaeolake. Both climatic and geomorphologic reasons combined with the melting of dead ice and the forming of the River Nebelvalley are inferred as causes for the changing lake level during the Lateglacial period.

A second terrace is distributed at 1 m above the present lake level ('1 m-terrace'). This terrace is relatively young and was produced by an artificial drawdown of the lake level in 1830. Its composition is mainly characterized by gyttja and peat which follow a defined succession. Investigations on the 1 m-terrace focussed on acquiring lake sediments on recent terrestrial places.

The early Holocene is not verifiable by morphologic structures like terraces or sediments. Peat surrounding the Lake Krakower See was formed during the older Atlantikum. In medieval times the lake came under influence of hold-up by watermills resulting in a rising lake level. The rate of rising can only be estimated.

1 Einleitung

Broadly speaking, palaeoecology remains a descriptive science where attempts to identify and quantify past ecological processes are faced with innumerable problems.

J.A. DEARING

Der Krakower See fand in der Vergangenheit bereits mehrfach Beachtung bei der Bearbeitung geologisch-geomorphologischer Fragestellungen, die auch Aspekte zur Paläohydrologie beinhalteten. Einer ersten Beschreibung von Terrassen am Krakower See durch GEINITZ (1886) folgten lokale Studien durch MÖCKEL (1893) und AHRENS (1913). Eine erste umfassende bathymetrische Vermessung des Krakower Sees unternahm PELTZ (1893) per Bleilot vom Eis. Durch SCHULZ (1963a, 1963b, 1967) erfolgten in den frühen 1960er Jahren die bisher genauesten Untersuchungen im Rahmen der geologischen Landeskartierung. Erstmals wurden Altersangaben und eine Zuordnung der Terrassenbildungen in die spät- und postglazialen Chronozonen vorgenommen (SCHULZ 1963a, 1963b). Nur ansatzweise und lokal gering aufgelöst blieben bisher Aussagen zu Aufbau und Struktur der Terrassen sowie zur Verbreitung limnischer und telmatischer Sedimente. Aus diesen Kenntnislücken ergaben sich Fragestellungen für bodenkundlich-geomorphologische Untersuchungen in den Jahren 2000-2002. Mit umfangreichen Geländearbeiten wurde im Rahmen einer Diplomarbeit erstmals das Gesamtspektrum an Substraten und Bodenbildungen der Terrassen und ufernahen Bereiche am Krakower See erfasst (LORENZ 2002). Über die Analyse des Terrasseninventars wurden Hypothesen zu Bildungsbedingungen und Bildungszeitraum getroffen und damit Aussagen zur Paläohydrologie des Krakower Sees teilweise verifiziert bzw. falsifiziert.

Räumlich sowie thematisch eng benachbart ist die zeitgleich verfasste Arbeit von H. ROTHER (Greifswald) zur Landschaftsstruktur und jungquartären Landschaftsgenese des Nebeltales im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage (ROTHER 2002). Beide Arbeiten sollen die Entwicklung des kleinregionalen Gewässernetzes an Becken - der Krakower See - in Verbindung mit der fluvialen Dynamik - dem Nebelverlauf als Entwässerungsbahn - erkunden. Übergreifende Fragestellungen betreffen u.a. die Einbettung des Krakower Sees in das regionale Gewässernetz, insbesondere die Terminierung und Ausbildung der Abflussbahn des Flüsschens Nebel in nordöstlicher Richtung durch die Pommersche Haupteisrandlage und eine damit verbundene, mögliche (erste?) Absenkung des Seespiegels (LORENZ et al. 2002).

2 Das Gebiet der Krakower Seen

2.1 Lage der Untersuchungsgebiete

Das Gebiet der Krakower Seen befindet sich zentral im mittleren Mecklenburg und erstreckt sich ca. 20 km südlich der Kreisstadt Güstrow auf einer Fläche von ca. 40 km² (Abb. 1). Es ist Teil des nordostdeutschen Seengürtels der sich von Nordwestmecklenburg in Richtung Südwesten über den Bereich der großen Oberen Seen in das Kleinseengebiet Südmecklenburgs und Nordostbrandenburgs erstreckt. Die nördliche Begrenzung des Seengürtels bildet der girlandenartig verlaufende Endmoränengürtel des Pommerschen Stadiums, die südliche wird durch die Frankfurter Rاندlage gebildet (MARCINEK 2002). Das Krakower Seengebiet wird nicht zum Gebiet der Oberen Seen (Plauer See, Fleesensee, Kölpinsee, Müritz) gezählt, die mit einem Seespiegelniveau von 62 m HN noch etwa 14 m höher als der Krakower See liegen. Neben dem Krakower See (16 km²) befindet sich eine Vielzahl weiterer, viel kleinerer Seen im Untersuchungsgebiet, wobei die westlich gelegenen Seen eine Kleinseengruppe bilden.

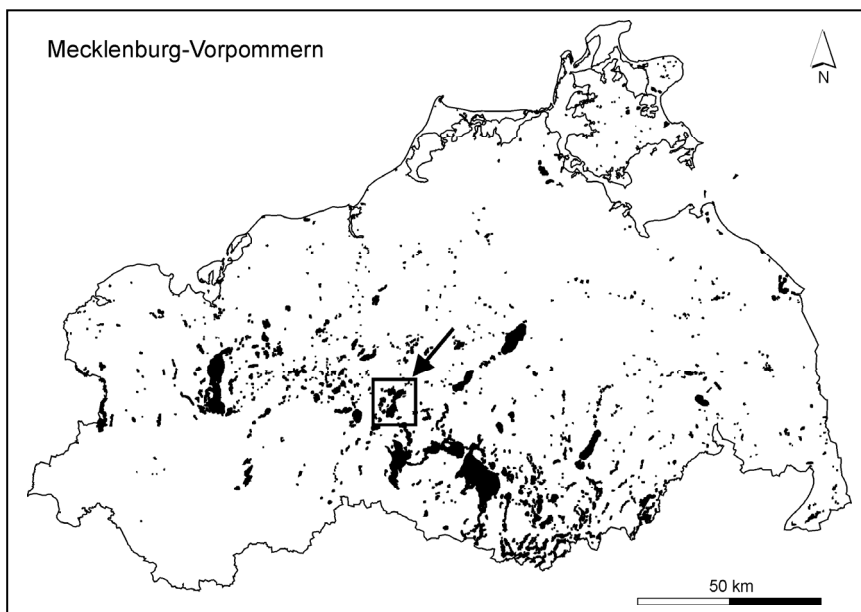


Abb. 1:
Das Gebiet der Krakower
Seen in Mecklenburg-
Vorpommern

Die nacheiszeitliche Entwicklung des Krakower Sees verlief in mehreren Phasen, die durch ehemalige tiefere und höhere Wasserstände in Verbindung mit unterschiedlichen Ausdehnungen des Gewässers gekennzeichnet waren (SCHULZ 1963a). Morphologisches Abbild dieser Entwicklungsphasen sind reliktsche Uferstrukturen (u.a. Terrassenbildungen) im heute seenahen, terrestrischen Gelände. Sie waren Gegenstand der bodenkundlich-geomorphologischen Untersuchungen (Abb. 2).

Bohrungen in verlandeten oder vermoorten Uferbereichen, also in ehemaligen Seebereichen, sollten technisch aufwendige Bohrungen im freien Wasser ersetzen und stratigraphischen Aufschluss über die Gewässerentwicklung geben. Torfe und grobdetritische Mudden, die unter dem rezenten Wasserstand liegen, belegen tiefere, reliktsche Wasserstände (vgl. KAISER 1996). Dabei wurden vor allem die Standorte ausgewählt, die nur einer geringen menschlichen Beeinflussung unterlegen waren. Die Wahl fiel insbesondere auf Bruchwälder am Südufer des Krakower Sees.

Eine Vielzahl der kleinen Seen im nahen Umfeld des Krakower Sees stehen in genetischem Zusammenhang mit dem Krakower See (SCHULZ 1963a), weshalb Übergangsbereiche ebenfalls Ziel der Untersuchungen waren. Exemplarisch wurde der Bereich zwischen dem Bosower See und dem Krakower Obersee bearbeitet.

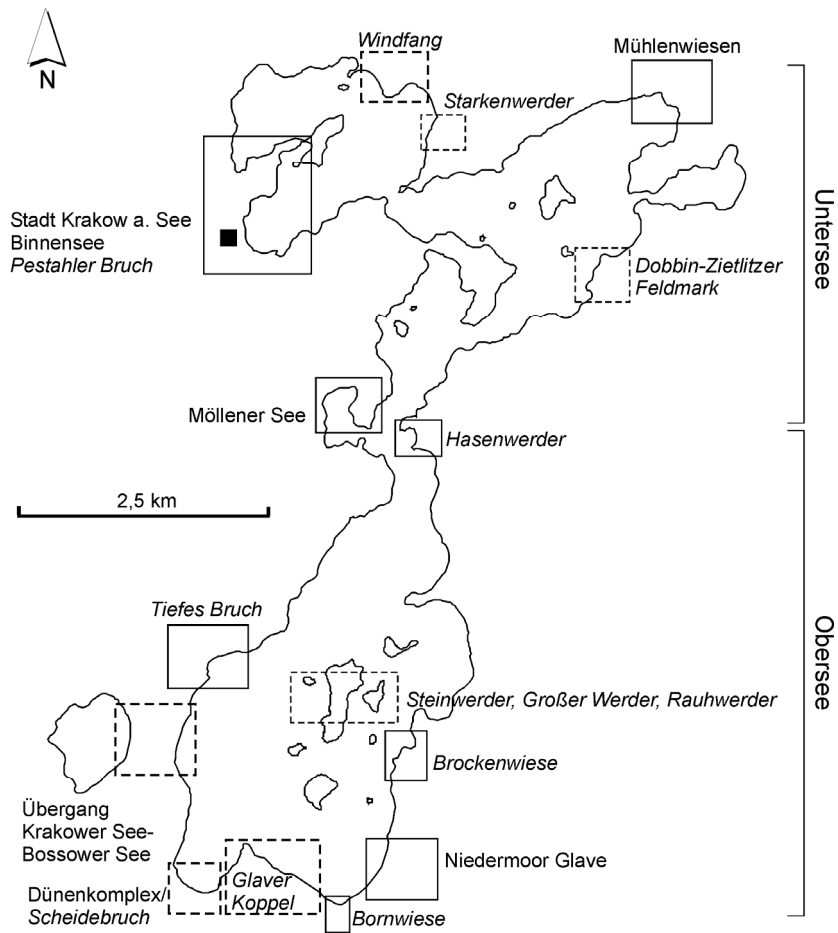


Abb. 2:
Die Untersuchungsgebiete am Krakower See (gestrichelt gekennzeichnete werden nachfolgend näher behandelt)

2.2 Quartärgeologie und Geomorphologie

Die Mächtigkeiten quartärer Sedimente im Krakower Raum variieren zwischen ca. 50 m im nördlichen Teil und ca. 100 Metern im Südteil. Sehr markant ist eine mesozoische Salinarstruktur des Lias und der Unterkreide, die sich im Raum Krakow aufwölbt und Mächtigkeiten von 1500 m bis 2500 m erreicht (GEOLOGISCHER DIENST M-V 1998). Direkt unter den pleistozänen Sedimenten steht Lias bis minimal 80 m unter Flur (-30 m HN) an (SCHULZ 1963b).

Ebenfalls aus dem Gebiet des Krakower Sees (Südende bei Glave) existiert eine Bohrbeschreibung mit einem Nachweis eem-zeitlicher Sedimente. Unter ca. 47 m weichselkaltzeitlichen Sedimenten lagern 6,4 m eemwarmzeitliche Torfmudden, konchylienhaltige Mudden und Torfe. Darunter stehen mindestens 22,4 m saalezeitliche Sedimente an (nach CEPEK 1972).

Das Arbeitsgebiet ist Teil der sich zwischen Pommerscher und Frankfurter Haupteisrandlage erstreckenden Seenplatte und in dieser zentral gelegen. Für den Bereich zwischen den beiden genannten Haupteisrandlagen findet auch der Begriff Mecklenburgischer Landrücken Verwendung. Die Nordgrenze des Untersuchungsgebietes wird durch die Haupteisrandlage des Pommerschen Stadiums gebildet. Als Südgrenze kann der Übergang in die Sanderhochfläche des Pommerschen Stadiums unmittelbar am Südende des Krakower Sees angesehen werden. Im Osten wird das Arbeitsgebiet durch die beginnenden Höhenzüge der "Mecklenburgischen Schweiz" begrenzt, nach Westen schließt der Kegelsander der Schwinzer Heide an (SCHULZ 1963b).

Von großer Bedeutung für die Gliederung des Krakower Raumes ist die Frühpommersche Endmoräne, die sich zwischen Schweriner See und Krakower See erstreckt und die maximale Ausdehnung des Pommerschen Gletschervorstoßes ($W_{2_{max}}$) kennzeichnet. Sie wird west-

lich von Krakow durch den deutlich vorgelagerten Kegelsander der Schwinzer Heide unterbrochen. Dieser trennt den Krakower Lobus vom Warnow-Lobus. Die Sanderwurzel setzt im Bereich westlich von Marienhof in einer Höhe 70 m bis 75 m HN an (SCHULZ 1963a, 1963b). Östlich des Krakower Sees ist der Verlauf der Frühpommerschen Endmoräne ungewiss, da nur einige Höhenzüge aus jüngeren Sanderbildungen ragen (RÜHBERG et al. 1995). Die Frühpommersche Randlage wird in mehrere Oszillationen unterteilt. Die ältesten schürften den Nordteil des Krakower Obersees (Relikt Halbinsel Dorfstätte), sowie den Borgwall-See aus und bildeten den Krakower Buchenberg (zwischen Alt-Sammit und Krakow am See). Die jüngeren und jüngsten Vorstöße akkumulierten u.a. die Geschiebemergelkerne der Insel Liepse, die Satzendmoräne des Mäkelberges und den Jörnberg (SCHULZ 1963a, 1963b).

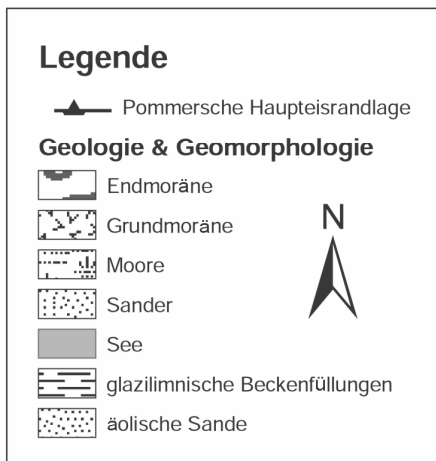
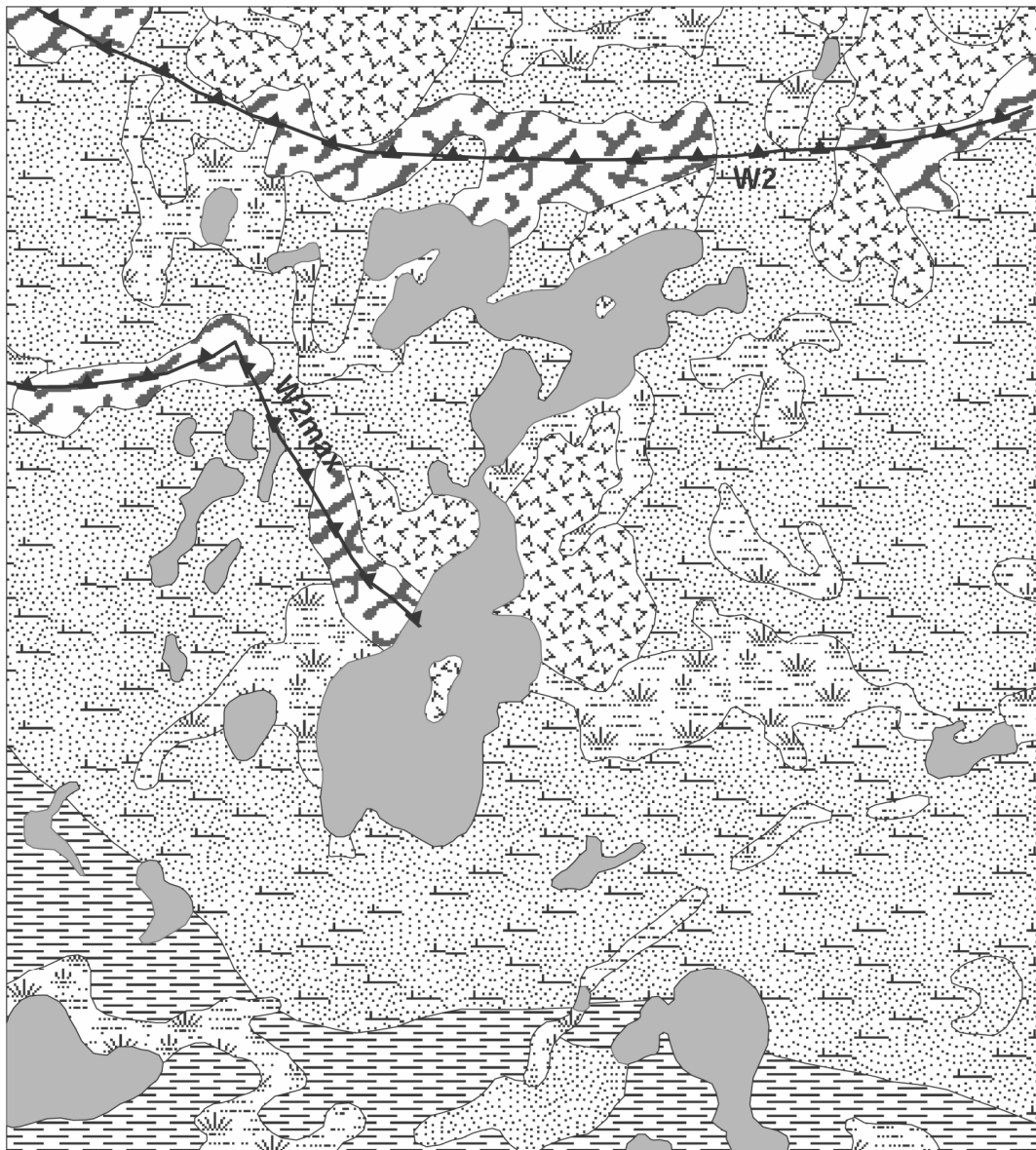
Die nördliche Begrenzung des mecklenburgischen Landrückens wird durch die Pommersche Haupteisrandlage (W2) gebildet, die sich girlandenartig aus dem Raum Neukloster in Richtung Südwesten ins Gebiet der Feldberger Seen erstreckt. Diese schließt sich nördlich des Krakower Sees unmittelbar an die Frühpommersche Endmoräne an und ist westlich des Durchbruchstaales der Nebel zwischen Serrahn und Kuchelmiß am besten ausgebildet. Sie hat die Frühpommersche Endmoräne nicht überfahren, ist jedoch stark mit den älteren, südlich vorgelagerten Bildungen verzahnt, woraus ein nur geringer zeitlicher Versatz der Bildung gefolgert werden kann (SCHULZ 1963b). Typische Bildungen im Bereich des nördlichen Krakower Seengebiets sind Satzendmoränen, die nach Süden durch eine Stauchendmoräne mit Höhen bis 80 m HN begrenzt werden (SCHULZ 1963b). Eine Anlage von (Stirn-)Stauchmoränen wird in Zusammenhang mit dem Gletschervortrieb gegen Hindernisse und mit Eingliederung dieser angenommen. Im Krakower Raum ist der Aufschub an Salzstrukturen im Untergrund erfolgt (SCHULZ 1967).

Die Entwässerung der Gletscherschmelzwässer erfolgte über Gletschertore, in deren Vorfeld mächtige Sanderschüttungen in Richtung Süden und Südwesten erfolgten. Die Schmelzwässer bildeten im Sander Rinnen und gegen das ansteigende Vorland Stauseen. Die Entwässerung der Stauseen erfolgte über urstromtalartige Abflüsse mit gleichzeitiger Absenkung ihrer Wasserspiegel. Relikte der Stauseen sind die heutigen, mit mehrfachen Terrassen ausgestatteten Seen in den Sandergebieten, die sich aus Schmelzwasserstauseen des Pommerschen Stadiums und deren Abflüssen durch Wasserspiegelabsenkungen bildeten (SCHULZ 1968, RÜHBERG et al. 1995, KAISER 2001b). Südlich des Krakower Seengebietes schließt sich ein Gürtel glazilimnisch-glazifluvialer Staubeckenablagerungen an. Dieser erstreckt sich östlich des Goldberger Sees über den Damerower See bis westlich des Drewitzer Sees in die Nähe von Nossentiner Hütte. Charakteristika der Seen sind langgestreckte Formen, tiefe Rinnenstrukturen und eine allgemeine Anordnung in Seenketten. Das Formenspektrum und Rinnenstrukturen auch in aus Toteis gebildeten Seen, lassen auf eine "*gebündelte, glazifluviatile Erosion ... überwiegend subglaziär*" (RÜHBERG et al. 1995, S. 109) schließen.

Die Sanderbildungen südlich der Pommerschen Haupteisrandlage erreichen unterschiedliche Mächtigkeiten, die vom unterlagernden pleistozänen Relief abhängig sind. Teilweise durchragen pleistozäne Kuppen die Hochflächen der Sanderschüttungen (SCHULZ 1963b). Den glazifluvialen und glazilimnischen Fein- und Mittelsanden sind Dünen spätglazialen, mittelalterlichen und neuzeitlichen Ursprungs aufgesetzt, so im nördlichen Bereich des Damerower und Goldberger Sees, um den Langhagensee und am Südufer des Krakower Sees (BULL 1961, WEIDERMANN 1999).

Markante Rinnenstrukturen durchziehen auch den Krakower See. Eine Rinnenstruktur wird durch die Verlängerung der Achse Kuchelmißer See und Nebeltal gebildet. Diese entwässerte während der Pommerschen Vereisung das Hoppenrader und Lalandorfer Becken in südliche Richtung. Die Rinnenstruktur lässt sich im Krakower See weiterverfolgen. Sie verläuft östlich der Liepse und des Schwerins in Richtung Süden. Im nördlichen und zentralen Krakower Obersee erreicht sie die maximale Tiefe und Breite (SCHULZ 1963a, 1963b). Nach jüngsten Seebohrungen ist von einer Rinnendimension von mindestens 45 m Tiefe bei ca. 700 m Breite auszugehen. Sie endet mit dem Krakower See im Süden in einer verlandeten

Niederung ("Scheidebruch"). Auf die dortige Befundlage wird später Bezug genommen. Südöstlich des Krakower Sees zerschneiden NE-SW-gerichtete Rinnen die Sanderhochfläche. In ihnen sind der Gültz-See, der Große und Kleine Rederank (Kleinseen) sowie zahlreiche vermoorte Kessel (Paläosen) gelegen (vgl. BULL 1961).



5 Kilometer

Abb. 3:
Geologisch-geomorphologische Übersicht
des Krakower Raumes
(nach Karte der quartären Bildungen, Blatt
Güstrow, Geologischer Dienst 1995)

2.3 Hydrologie und Hydromorphometrie

Das Seengebiet des Krakower Raums wird durch den stark gegliederten Krakower See dominiert. Mit über 16 km² (1646 ha) Wasserfläche erstreckt er sich in einer maximalen Nord-Süd-Spanne von 8,8 km. Für die West-Ost-Erstreckung ist durch die starke Gliederung nur schwer eine Breite zu nennen, schwankt sie doch zwischen 5,4 km als Maximum im Nordteil des Sees, nur 270 m am Übergang zum Südteil des Sees (Wadehäng) und weitet sich im Südteil des Sees wieder auf maximal 2,7 km. Sein Seespiegel liegt bei 47,5 m HN. Der Krakower See wird im Sprachgebrauch in den Untersee (805 ha) und den Obersee (841 ha) gegliedert. Beide sind durch einen 1883 geschütteten Damm bis auf eine schmale, überbrückte Durchfahrt getrennt, mit dem auch eine sichtbare Grenze geschaffen wurde (NEUBAUER 1995).

Die reich gegliederten Ufer finden ihre Ursachen und Fortsetzung in der Beckengliederung des Sees. Dieser wird durch mehrere miteinander verbundene Becken gebildet, die vornehmlich in NO-SW-Ausrichtung angelegt sind. Der Krakower See wird durch 21 Werder gegliedert (SCHULZ 1963a). Einige von ihnen sind durch künstliche Dammschüttungen in historischen Zeiten zu Halbinseln geworden (Schwerin, Lehmwerder).

Eine grobe Unterteilung anhand enger Beckendurchlässe lässt eine Untergliederung des Krakower Sees in drei Hauptteile zu. Der erste Seeteil ist der nordwestliche Abschnitt des Sees, der Binnensee. Nur durch einen schmalen Durchlass verbunden, schließt sich der zweite Seeteil östlich an. Dieser umfasst den See östlich des Starkenwerder bis an die Halbinsel Schwerin, den Serrahner See und den Borgwall-See bis zum Damm am Wadehäng. Dritter und größter Teilabschnitt des Sees ist der Krakower Obersee südlich des Damms am Wadehäng. Er lässt sich anhand der Tiefenverhältnisse in zwei große Bereiche untergliedern. Der westliche Obersee weist eine markante Rinnenstruktur auf, die ihren Ansatz im nördlichen Hals des Obersees hat und im Süden in einem Verlandungsbereich als Verlängerung ausstreicht. In dieser Rinne liegt mit rund 28 m Wassertiefe die tiefste Stelle des Krakower Sees. Nördlich des Lindwerders zweigt eine flachere Rinne in Richtung Südosten ab. Sie verläuft östlich des Großen Werders zwischen Lindwerder, Rauhwerder und Lobwerder und streicht nach Süden, östlich des Süfs, in der Glaver Bucht ebenfalls in einem Verlandungsbereich aus. Die östliche, durch die sechs Inseln unterbrochene Rinne weist geringere Wassertiefen mit einer Spanne zwischen 5 m und 10 m auf.

Jüngste Bohrungen im Krakower Obersee ergaben große Mächtigkeiten spätglazialer und holozäner Seesedimente. Im Beckentiefsten des Obersees wurde mit einem 20 m-Sedimentkern noch nicht die Beckenbasis erreicht. Im südlichen Randbereich des Obersees konnten unter 7 m mächtigen Muddeablagerungen basale Sande des Beckenbodens erbohrt werden. Die großen Mächtigkeiten der Beckenverfüllungen durch Mudden geben zwar nur einen ungefähren Richtwert, relativieren aber die Tiefenangaben. Diese geben die Oberkante der Beckenverfüllungen (Mudden), nicht aber die eigentliche, minerogene Beckenbasis wieder. Bei der Interpretation der Beckendimensionen (Tiefe-Breite-Verhältnis) ist das zu beachten.

Der wichtigste Zufluss des Krakower Sees ist die Nebel. Diese entspringt etwa 10 km östlich des Krakower Obersees im Malkwitzer See (60,7 m HN) unweit der Hauptwasserscheide zwischen Nordsee und Ostsee. Nach Durchfließen einer Kleinseenkette (Kraazer See, Hofsee, Orthsee und Linstower See) und mehrerer Moorbereiche (Kiether Moor, Dobbiner Moor) mündet sie südlich von Dobbin bei Walkmöhl in den Obersee. Der Krakower See besitzt mit der Nebel nur ein einziges Fließgewässer, das den Anschluss an das Entwässerungssystem in Richtung Ostsee herstellt. Die Nebel verlässt den See mit dem Durchbruch durch die Pommersche Haupteisrandlage in nordöstliche Richtung und mündet bei Bützow in die Warnow. Die Nebel ist größter Nebenfluß der Warnow und hat ein Gesamteinzugsgebiet von 927,9 km² (MEHL & THIELE 1995). Sonstige Zuflüsse haben die Dimension von Bächen.

Die hydrographische Einbindung des Krakower Sees in das norddeutsche Gewässernetz ist folglich von geringer Komplexität. So beschränken sich die historischen wasserbaulichen Tätigkeiten auf Maßnahmen, die nicht auf eine Schiffbarkeit und Funktion als Transportweg

zielten. Damit steht der Krakower See als einer der größeren Seen Mecklenburgs hydrographisch gesehen etwas abseits. Einen starken Kontrast dazu bilden die großen mecklenburgischen Seen (die Oberen Seen), die in historischer Zeit durch vielfältige wasserbauliche Tätigkeiten Verbindung untereinander und Anschluss an das große Stromsystem der Elbe fanden (SCHULZ 1968, RUCHHÖFT 1999). Sicherlich boten ihre enge Nachbarschaft und so natürliche Gegebenheiten willkommenen Anlass.

2.4 Typologische Zuordnungen des Krakower Sees

Die Anlage der Seebecken ist seit etwa 100 Jahren Gegenstand geowissenschaftlicher Diskussionen, die LIEDTKE (1958) und MARCINEK (1987) zusammenfassten. Einstige Ansichten einer für diesen Raum möglichen Seenentstehung in Folge von Kraterbildung durch vulkanische Bomben, durch tektonische Vorgänge (epirogenetischer Verformung der Landoberflächen) oder Evorsion (Gletschertöpfe, Strudellöcher) sind heute überholt und zeugen vom rasanten Erkenntnisgewinn über den pleistozänen Formenschatz in den letzten 100 Jahren.

Der Krakower See erfüllt die Kriterien verschiedener genetischer Seentypen. Die Ursachen dafür liegen in der starken Verzahnung unterschiedlicher Landschaftseinheiten im Krakower Raum. Neben der Frühpommerschen und Pommerschen Haupteisrandlage bestimmen Sanderflächen unterschiedlicher Größe sowie Geschiebemergel des Frankfurter Stadiums (Inselkerne) das Substratspektrum und damit die Morphometrie des Seebeckens. Der Krakower See besitzt eine unregelmäßige Gestalt mit abgeschnürten Buchten, vielen Inseln und einem insgesamt komplizierten Verlauf der Uferlinie. Es entsteht der Eindruck mehrerer kleinerer zusammengewachsener Seen. Die Rinnen des Untersees sind relativ kurz, eher trogförmig und durch Schwellen oder Sporne voneinander getrennt. Der Obersee wird durch eine lang gezogene Rinne im Westteil dominiert, die bereits im Süden des Untersees ansetzt. Im Ostteil des Obersees verläuft eine nur untergeordnete Rinnenstruktur zwischen einer Inselgruppe. Die Rinnenstrukturen, wie auch der gesamte Krakower See sind vornehmlich NNE-SSW und damit vermutlich senkrecht zum Eisrand orientiert. Der nördliche Krakower See hat Anteil an zwei stark reliefierten Endmoränengürteln, der Südteil streicht in südlich vorgelagerten, großflächigen Sanderbildungen aus. Die Entstehung des Seebeckens ist somit durch das Zusammenwirken verschiedener Prozesse erklärbar. Die Beckenvorprägung erfolgte durch glaziale Exaration. Insbesondere die langen Rinnenstrukturen wurden durch proglaziale oder subglaziale Schmelzwässer weiter ausgearbeitet. Durch gleichzeitige Sanderschüttungen in südliche Richtung wurden Grundmoränenareale des Frankfurter Stadiums verhüllt und überprägt. Kleinere Becken wurden durch Toteis konserviert und mit dem Tieftauen zu einem Seebecken vereinigt.

In seiner Gesamtheit ist der Krakower See als Kombinationssee zu bezeichnen. Allerdings ist der Begriff noch weiter zu fassen, als durch LIEDTKE (1958) und MARCINEK (1966) definiert. Im Krakower See sind die Eigenschaften des Beckensees, des Breiten Rinnensees und des Kombinationssees vereint, weshalb schon im übertragenen Sinne von einem 'Kombinationssee' zu reden ist.

Die Zuordnung des Krakower Sees in einen der hydrologischen Seentypen kann ebenfalls nur im Sinne einer Schnittmenge aus mehreren zutreffenden Seentypen erfolgen. Der Krakower See wird durch die Nebel durchflossen und ist Sammelpunkt der Grundwasserzuflüsse aus westlicher, östlicher und südlicher Richtung. Er ist damit eindeutig der Klasse der Durchströmungsseen zuzuordnen (MAUERSBERGER 2002, SUCCOW & BLÜMEL 1998). Eine treffende Zuordnung zu darin subsummierten Seentypen (Grundwassersee, Fließsee, Endsee, Quellsee) bedarf spezieller Untersuchungen. Wahrscheinlich ist auch hier ein hydrologischer 'Kombinationssee'.

Die trophische Situation des Krakower Sees war in den letzten Jahrzehnten einem starken Wandel unterworfen. Durch intensive landwirtschaftliche Tätigkeiten im Einzugsgebiet, durch Forellenmast und durch Einträge aus Siedlungsabwässern gelangten bedeutende

Nährstoffmengen in den See. Das führte ab Ende der 1970er Jahre zu einer signifikanten Verschlechterung der Wasserqualität. Der Höhepunkt wurde in den 1980er Jahren erreicht. Ein Schwund der Röhrichtgürtel und der Submersvegetation war die Folge. Die abgeschnürten Buchten des Serrahner Sees und des Möllener Sees sind besonders durch starke Nährstoffbelastung betroffen. In den letzten Jahren verbesserte sich die Wasserqualität und die Röhrichtbestände begannen wieder leicht zu wachsen (NEUBAUER 1995, 2002). Der Krakower See ist als eutropher See einzuordnen, der durch Nährstoffeinträge den mesotrophen Status vor etwa 40 Jahren verlor. Der Nachweis von vier *Characeen*-Arten (mndl. Mitt. W. NEUBAUER/Krakow am See) sowie von *Potamogeton*-Tauchfluren zeigen eine Tendenz zur Re-Mesotrophierung (vgl. SUCCOW & BLÜMEL 1998).

Der Krakower See ist durch pH-Werte von 7-9 gekennzeichnet. Sie schwanken im Jahresgang um ca. 0,5 bis 1 pH und sind für Untersee und Obersee als ähnlich zu betrachten. Die pH-Werte nehmen mit der Tiefe ab und weisen im Sommer (Juni) mit ca. 1 Wertepunkt die maximalen Vertikaldifferenzen auf (Messdaten von 1999 per Elektrode an Frischwasser erhoben, SEENPROJEKT M-V 2003). Damit ist dem Oberflächenwasser des Krakower Sees eine alkalische Säure-Basen-Stufe eigen, die mit größerer Wassertiefe (ab ~11 m) einen subneutralen Charakter (pH > 7,5) annimmt. Die hohen pH-Werte begründen eine Zuordnung zu den Carbonatseen (SUCCOW & BLÜMEL 1998). Abb. 4 zeigt beispielhaft die tiefenabhängigen, jahreszeitlich variierenden pH-Werte im Krakower See.

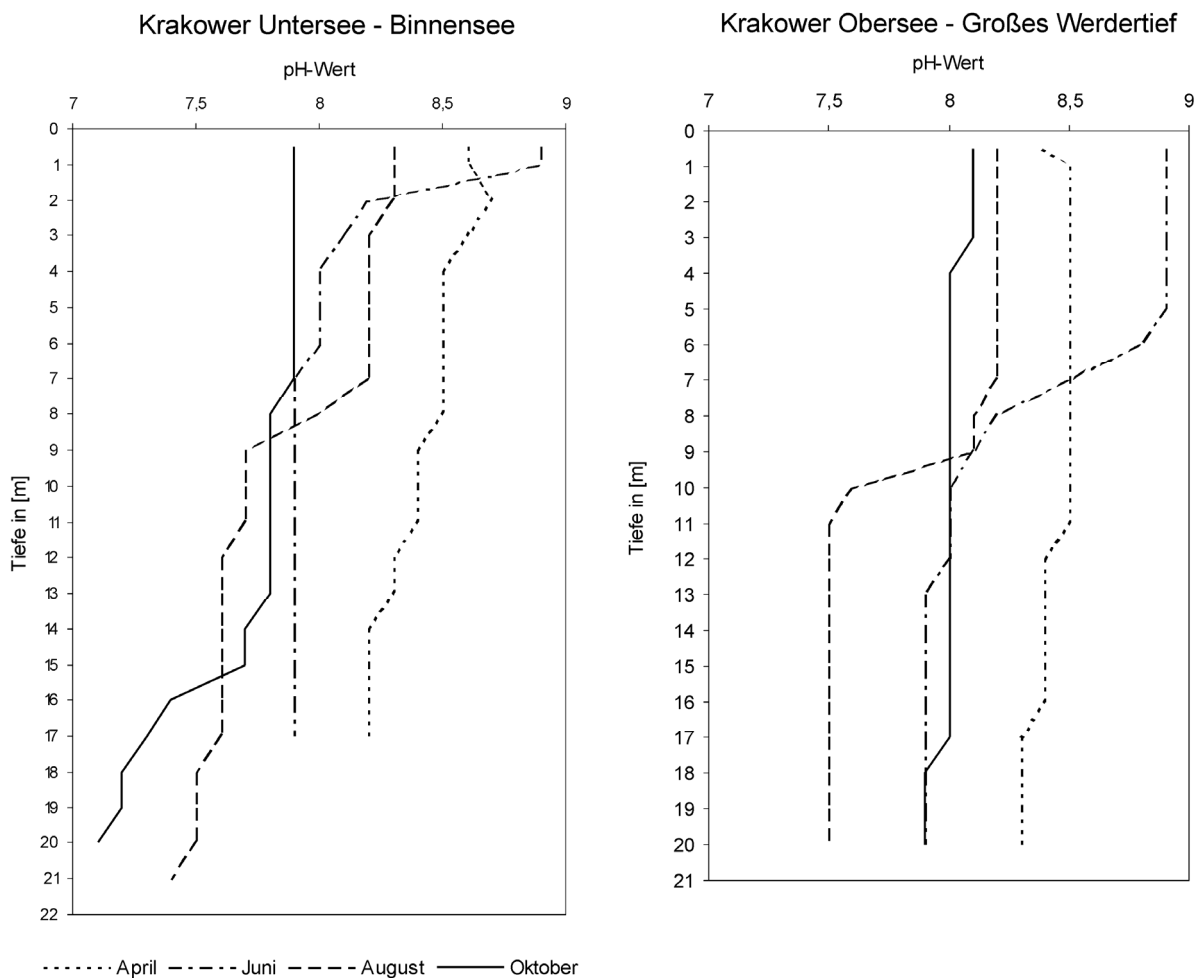


Abb. 4: Vertikalprofile der pH-Werte im Krakower See

3 Die Terrassen des Krakower Sees

3.1 Uferstrukturen und Terrassen

Der Gewässerrand wird in Abhängigkeit der regionalen geologisch-geomorphologischen Voraussetzungen angelegt. Er unterliegt aber einer permanenten Beeinflussung und Umformung durch physiogeographische, biologische und anthropogene Prozesse. Terrassen mit ihrer verschiedenartigen Ausbildung sind dabei ein gutes Beispiel für die Prozessspektren und die Prozessdauer einer Formung des Gewässerrandes. Die vielfältigen resultierenden Formen aus Erosion, Akkumulation und Sedimentneubildung sowohl im terrestrischen, als auch im limnischen Milieu seien als Uferstrukturen verstanden.

Terrassen sind Teil des geomorphologischen Formenschatzes sowohl des fluvialen als auch des limnischen Milieus. Auch marine Küsten weisen prinzipiell Prozesse der Terrassenbildung auf, doch sind diese durch die Überlagerung mit Gezeitenwirkung und Einbindung in größere Zusammenhänge (Wind, Brandung, Maßstabsdimensionen, Küstenformen etc.) komplexer zu beurteilen. Terrassen sind das Ergebnis des Wechselspiels von erosiver Kraft des bewegten Wassers und Akkumulation in Bereichen beruhigten, unbewegten Wassers. Aufgrund der weiten Verbreitung von Terrassen an glaziären Seen im norddeutschen Tiefland soll an dieser Stelle ein kurzer Überblick zur Ausbildung von Terrassen an Seen gegeben werden (vgl. SCHULZ 1968).

Neben Strömung und Winddrift führen Tiefenwirkung von Dünung und Wellenschlag zu Abrasion und Verlagerung von Sedimenten. Dies geschieht im Ufer- und Flachwasserbereich der Seen. Bodenreibung als initialer Prozess setzt bei Wassertiefen geringer als die halbe Wellenlänge der größten Wellen ein (AHNERT 1996). Bei langer Zeit konstanten Wasserspiegeln bildet sich durch die Erosion am Gewässerrand und durch schwerkraftgesteuerte Transportvorgänge in das Beckentiefste eine Scharbank (Haldenschüttung). Diese wächst seewärts und ist in typischer Ausprägung geneigt. Je nach Bildungsdauer ist die Scharbank unterschiedlich breit ausgebildet.

Auf das fossile Ufer bezogen, lassen sich Terrassen in ihrer horizontalen Erstreckung folglich in einen ufernahen, erosiven Teil und in einen uferfernen, akkumulativen Abschnitt untergliedern. Erstere sind durch breite Sedimentspektren gekennzeichnet (je nach Sedimentangebot), die sich für den akkumulativen Bereich auf die feinen, in Abhängigkeit der Wasserbewegung transportierfähigen Korngrößenklassen reduzieren. Sie können durch autochthon gebildete Sedimente ergänzt werden.

Bei Absenkung des Seespiegels wird die Scharbank durch Trockenfallen zur Terrasse. Die Sedimente unterliegen dann u.a. pedogenetischen Vorgängen. Art und Intensität von Bodenbildungen auf Terrassen erlauben so Rückschlüsse auf das Terrassenalter. Bei einem Ansteigen des Seespiegels vermindert sich die Tiefenwirksamkeit des Wellenschlages und das Wachstum der Scharbank endet (SCHULZ 1968). Die Ausbildung von Terrassen ist also an Seespiegelschwankungen gebunden und bildet diese sedimentologisch und geomorphologisch ab. Sie unterliegen gleichfalls den natürlichen und anthropogenen Ursachen der Seespiegelschwankungen.

Die Behandlung paläohydrologischer Fragestellungen mit lokal nachgewiesenen, höheren fossilen Wasserständen erweitert den Begriff der Uferstrukturen. So sind darunter nicht nur die rezenten Ufersäume gefasst, sondern auch Uferstrukturen, die durch ein vergangenes Gewässerstadium als Relikt hinterlassen wurden (z.B. fossiles Kliff, Verlandungsterrasse). Am Krakower See erweitern Terrassen nicht nur als alleinstehende Form das morphologische Inventar des See-Ufers, sondern sie verzahnen sich mit rezenten geomorphologischen Vorgängen im Uferbereich.

Das Spektrum der am Krakower See auftretenden Uferstrukturen wurde nach morphologischen und sedimentologischen Kriterien in neun Gruppen klassifiziert und in der Karte der Uferstrukturen des Krakower Sees dargestellt (Abb. 5). Die Anordnung der Uferstrukturen hintereinander erfolgte schematisch.

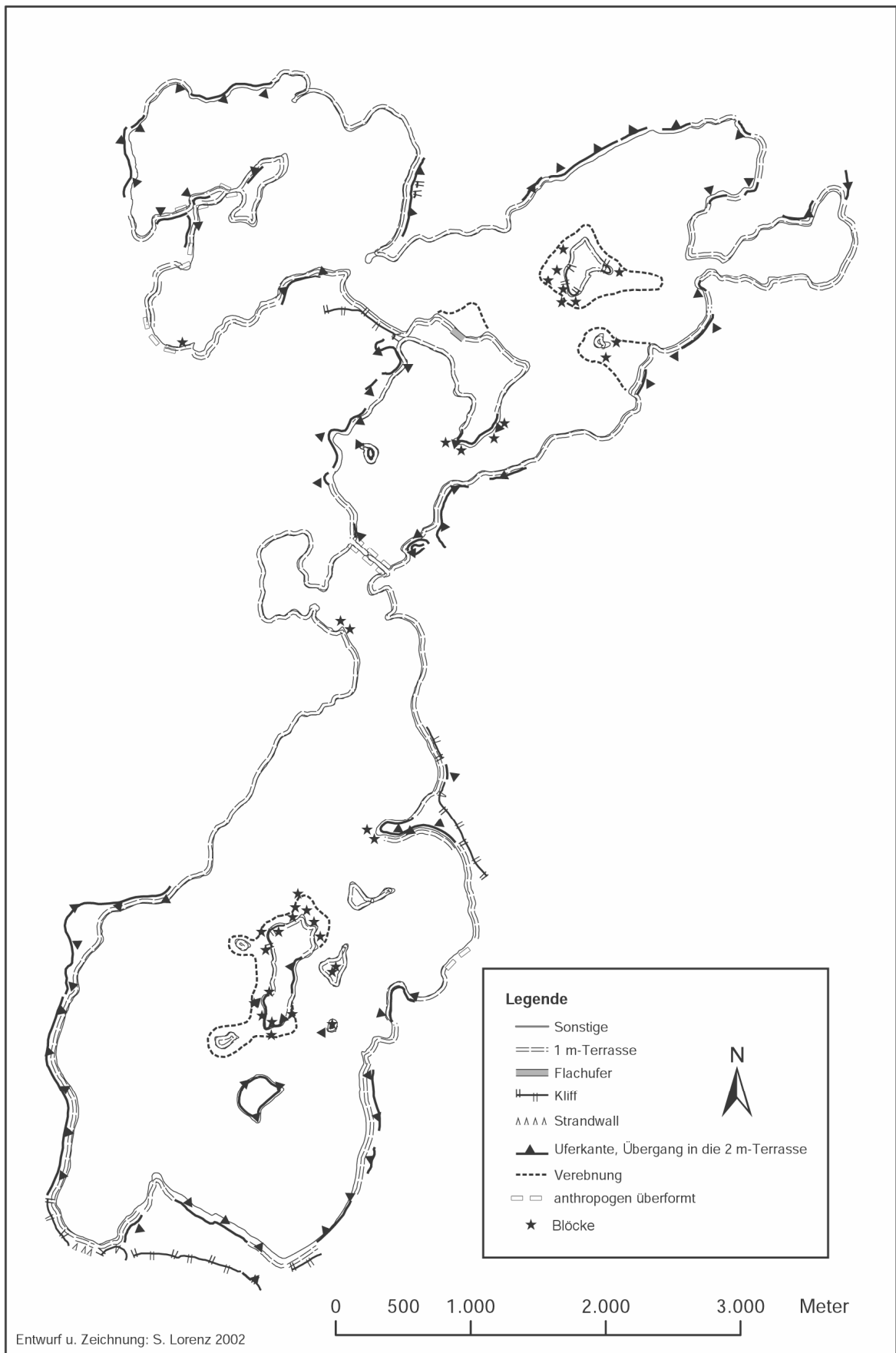


Abb. 5: Uferstrukturen des Krakower Sees

Die am meisten verbreitete Uferstruktur ist die Verlandungsterrasse im 1 m-Niveau, die den See weitgehend umsäumt. Ihre Entstehung ist durch die Seespiegelabsenkung 1830 zu erklären, die damals vorhandenen Schilfgürteln, Feuchtwiesen und Seggenrieden das Wasser entzog und in einen semiterrestrischen Standort umwandelte. Häufig geht die 1 m-Terrasse mit einer markanten Stufe in die 2 m-Terrasse über. So wurde der Übergang der 2 m-Terrasse aus den vorgelagerten Seeflächen oder Uferstrukturen in der Karte nicht als Fläche, sondern als Liniensignatur ausgehalten. Ebenfalls unter die Gruppe der Uferkanten fallen alle steilen Uferabbrüche, -anschnitte und Böschungen, die 2 m Höhe nicht überschreiten. Die landseitige Grenze der 2 m-Terrasse wird häufig durch fossile Kliffs gebildet, die auf der Karte nur für die seenahe Ausbildung dargestellt wurde. Beispielsweise finden sich markante Kliffstrukturen im Bereich des Windfangs am Nordufer, am Südufer und um den Bossower See. Unter dem Term 'Kliff' werden demnach Steilufer höher als 2 m verstanden. Als Flachufer wurden die Uferstrukturen bezeichnet, die ohne Verlandungsgürtel in mineralisches Ufersubstrat austreichen, ohne dabei in das Niveau der 2 m-Terrasse überzugehen. Inwiefern hier eine anthropogene Überformung ein Fehlen des Verlandungsgürtels oder von Uferkanten bewirkte, obliegt einer Beurteilung. Als Verebnungen werden die subaquatischen Bildungen um die Inseln verstanden. Diese sind Bildungen im Sinne einer rezenten, sehr schwach geneigten Scharbank und stellen ausgesprochene Flachwasserbereiche dar, die lokal Blockbestreuungen aufweisen. Ihr Übergang in tieferes Wasser ist durch ein abruptes Einfallen gekennzeichnet. Dammschüttungen, die Seepromenade und große Badestellen wurden als anthropogen überformtes Ufer ausgehalten. Sonstige Uferstrukturen sind nicht kartierte Abschnitte oder Bildungen, die keiner der Gruppen zugeordnet werden konnten. Als Blöcke wurden große Steine (Geschiebe) im Flachwasser bezeichnet, die ein charakteristisches Merkmal der Ufer sind.

3.2 Die 2 m-Terrasse

3.2.1 Morphologie und Verbreitung

Die 2 m-Terrasse nach SCHULZ (1963a, 1963b, 1967) ist die oberste Terrasse am Krakower See. Sie stellt eine weitverbreitete Verebnung im Niveau 1,5 m bis 3,2 m über dem Wasserspiegel des Krakower Sees dar. Am Krakower See ist sie besonders deutlich am Süd-, West- und Nordufer in sandigen und kiesigen Substraten ausgebildet. Eine maximale Horizontalerstreckung der 2 m-Terrasse ist schwer anzugeben, da sie auch eine Verbindung zu benachbarten Seen (z.B. Bossower See) darstellt. Als empirischer Durchschnittswert ist eine Breite zwischen 200 m und 500 m zu nennen. Die Terrassen fallen leicht in Richtung Krakower See ein. Am Windfang wurde ein Gefälle zwischen Kliffansatz und Übergang in die 1 m-Terrasse von 0,6% gemessen. Das Ostufer dagegen ist durch flach in Richtung See austreichende Geschiebemergelkuppen gekennzeichnet (vgl. SCHULZ 1963a, 1963b). Hier ist die 2 m-Terrasse weniger deutlich ausgeprägt und erreicht bei weitem nicht die horizontalen Erstreckungen, wie an anderen Uferabschnitten. Es wurden Breiten zwischen 50 und 150 m festgestellt.

Auch an den westlich gelegenen Seen (z.B. Derliener See, Altdorfer See, Langsee) ist die 2 m-Terrasse ausgebildet und mit fossilen Wasserständen des Krakower Sees in Verbindung zu setzen. Die Inseln des Sees sind im 2 m-Niveau über dem Wasserspiegel abradiert und zeigen damit morphologische Eigenschaften der 2 m-Terrasse. Neben den abradierten Inselkernen mit unterschiedlich tiefer Lage des Geschiebemergels treten auch sandige, terrassenartige Bildungen auf, die durch Erosion an exponierten Inselseiten und leeseitige Akkumulation entstanden sind (vgl. SCHULZ 1963b, 1967).

Die 2 m-Terrasse wird typischerweise durch fossile Kliffs landseitig begrenzt. Diese sind hauptsächlich in sandigen Substraten entwickelt (Nord-, Süd-, Westufer). Das Ostufer bedingt durch bindigere Substrate, wie Geschiebemergel und lehmige Sande, eine schlechte Abbildung von Kliffen. Auch sind diese von geringer Höhe und durch Kolluvien verhüllt.

Nur nördlich der Halbinsel Dorfstätte sind auch am Ostufer des Obersees kliffartige Steilufer ausgebildet, die bis 8 m Höhe erreichen.

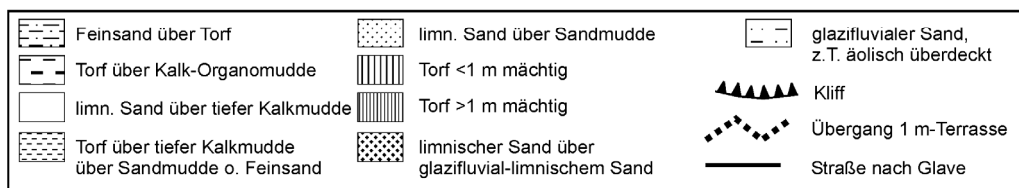
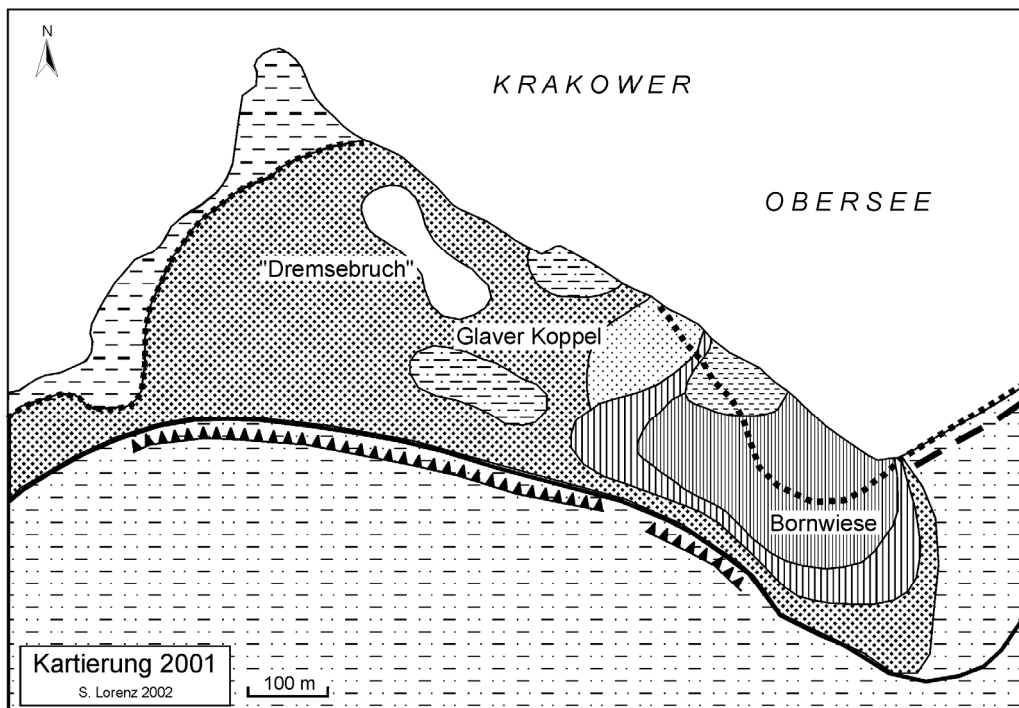
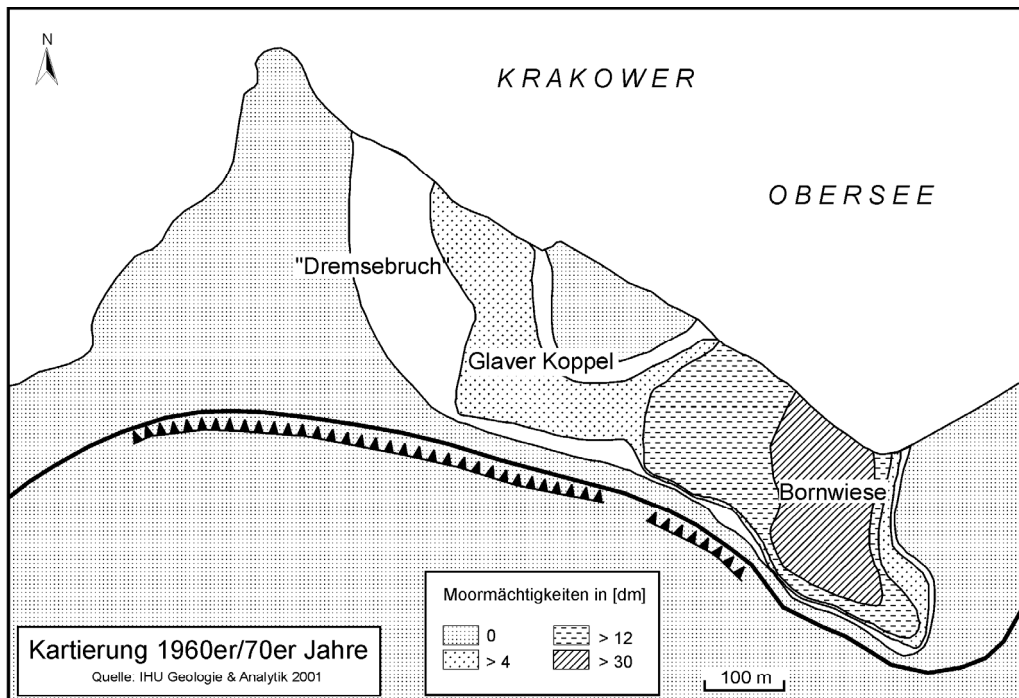


Abb. 6: Die Glaver Koppel am Südufer des Krakower Obersees im Vergleich zweier Kartierungen

Die wohl am deutlichsten ausgebildete 2 m-Terrasse findet sich am Südufer des Krakower Sees. Auf einer Breite von max. 500 Metern schließt diese sich im Niveau von 1,5 m bis 2,5 m über dem heutigen Seespiegel an das Ufer des Krakower Obersees an und wird im Süden durch ein fossiles Kliff begrenzt. Die Kliffhöhen des bewaldeten Kliffs erreichen im Gebiet der Glaver Koppel Maximalwerte um die 18 m (SCHULZ 1963a).

Neben dem umgangssprachlichen Namen 'Glaver Koppel' existiert ein weiterer, historischer Flurname für das Südufer des Krakower Obersees, der Auskunft über die Landnutzung und den natürlichen Zustand der Terrasse gibt. In der WIEBEKINGSchen Karte (um 1786) wie auch in der SCHMETTAUSchen Karte (1788) ist die Glaver Koppel als 'Dremsebruch' verzeichnet. Das Dremsebruch war nach dieser Karte überstaut und durch Gebüsch (Weiden, Birken?) bestanden. Das Meßtischblatt von 1882 gibt das Dremsebruch als waldfrei und von Gräben durchzogen an. Sicherlich ist hier von einer Innutzungnahme im Zuge der Seespiegelabsenkung von 1830 auszugehen, die sich 1882 erstmals im Kartenbild wieder findet.

Aufschluss über die sedimentologischen Verhältnisse der Glaver Koppel geben Kartierungen verschiedenen Alters. Aus den 1960/70er stammende Kartierungen von Moormächtigkeiten dienten der Vorbereitung meliorativer Eingriffe auf der Glaver Koppel zur Gewinnung landwirtschaftlicher Nutzfläche. Diese wurden im Rahmen der Moorerfassung im Naturpark Nossentiner-Schwinzer Heide aufgearbeitet und in eine Moormächtigkeitskarte überführt (IHU GEOLOGIE & ANALYTIK 2001). In Folge der Dränung und intensiveren landwirtschaftlichen Nutzung war eine Veränderung der oberflächlich anstehenden Torfe und Humusschichten zu erwarten. Zur Abschätzung dieser und zur Erkundung des sedimentologischen und pedologischen Inventars der Terrasse wurde eine Neukartierung durchgeführt. Die Abb. 6 die aktuellen sedimentologischen Verhältnisse mit der Verbreitung oberflächlich anstehender Torfe und der subrezentten Mudden. Ein Vergleich der beiden kartographisch veranschaulichten Zeitscheiben verdeutlicht den Verlust der oberflächlich anstehenden Torfe vor allem im westlichen Teil der Glaver Koppel. Inselartig sind geringmächtige Torfe unter Fein- und Mittelsanden erhalten geblieben. Deren Ausprägung als limnische Sande ist fraglich, vielmehr ist eine anthropogene Übersandung durch Bearbeitung oder gewollte Sandüberdeckung wahrscheinlich. Die Bezeichnung 'Dremsebruch' ist unter heutigen Umständen demnach nicht mehr zutreffend.

3.2.2 Sedimentologie

Für die 2 m-Terrasse wurde eine sedimentologische Vertikal- und Horizontalgliederung erkannt. Anhand der geologisch-geomorphologischen Konfiguration ist nach Nord-, Süd- und Westufer auf der einen Seite und dem Ostufer auf der anderen Seite zu unterscheiden. Gemeinsam mit Niedermoorstandorten im Niveau der 2 m-Terrasse ergeben sich drei unterschiedliche Formen der Ausprägung.

Im Falle der ersten sind der Terrassenkörper und die Terrassenbasis stets durch sandige und kiesige Substrate aufgebaut. In der horizontalen Erstreckung ist zwischen erosivem und akkumulativem Terrassenabschnitt zu differenzieren (Abb. 7).

Der erosive Abschnitt der 2 m-Terrasse ist dem Kliff vorgelagert und substratisch zweigeteilt. Die Terrassenbasis liegt in Tiefen zwischen 0,4 m und 0,8 m und wird durch z.T. carbonatische, glazifluvial-limnische Sande und Kiese aufgebaut. Sie werden direkt durch Geschiebedecksande überlagert, die den kolluvialen Einfluß des Kliffs verdeutlichen. Im Falle der Glaver Koppel reichen limnische Sande bis in die Nähe des Kliffs. Diese waren durch Flachtorfe überdeckt, die durch Bewirtschaftung in historischer Zeit aufgebraucht wurden (Abb. 6). Das Vorkommen sandiger Substrate ist durch die erosive Wirkung des flachen Seewassers gegen die Kliffbereiche und durch den Transport ins Beckenzentrum zu erklären. Der akkumulative Abschnitt der 2 m-Terrasse muss bereits unter tieferem Wasser gebildet worden sein, was das seewärtige Einfallen des Terrassenkörpers zeigt. Im tieferen, ruhigen

Wasser konnten auf der Terrassenbasis Kalkmudden sedimentiert werden. Unter der 2-m-Terrasse im Bossower Forst konnte unter den Kalkmudden eine ca. 3 cm mächtige Silikatmudde nachgewiesen werden (Abb. 7). Die subcutanen Kalkmudden sind kennzeichnendes Merkmal der akkumulativen Ausprägung der 2-m-Terrasse am Krakower See und flächenhaft und mit stets ähnlicher Konsistenz und Zusammensetzung verbreitet. Die Verbreitung der Kalkmudden beschränkt sich auf einen seenahen Streifen, der je nach Terrassenbreite zwischen 50 m und 350 m in der Breite umfassen kann. Mit dem landseitigen Ausstreichen der Kalkmudden endet auch die akkumulative Ausprägung der 2-m-Terrasse. Die Terrassenbasis wird ebenfalls durch carbonatische, glazifluvial-limnische Sande und Kiese aufgebaut. Diese zeigen z.T. ausgesprochen klare Schichtungen, die stets in Richtung des rezenten Seebeckens einfallen. Das Substratspektrum reicht von Feinsanden bis zu Grobkiesen. Der Terrassenkörper wird durch ungeschichtete limnische Sande und Feinkiese aufgebaut. Die Akkumulationsterrasse ist substratsystematisch zu unterteilen in die glazifluvial-limnischen Sande der Terrassenbasis, die Silikat- und Kalkmudden als paläolimnische Relikt und in die limnischen Sande des Terrassenkörpers.

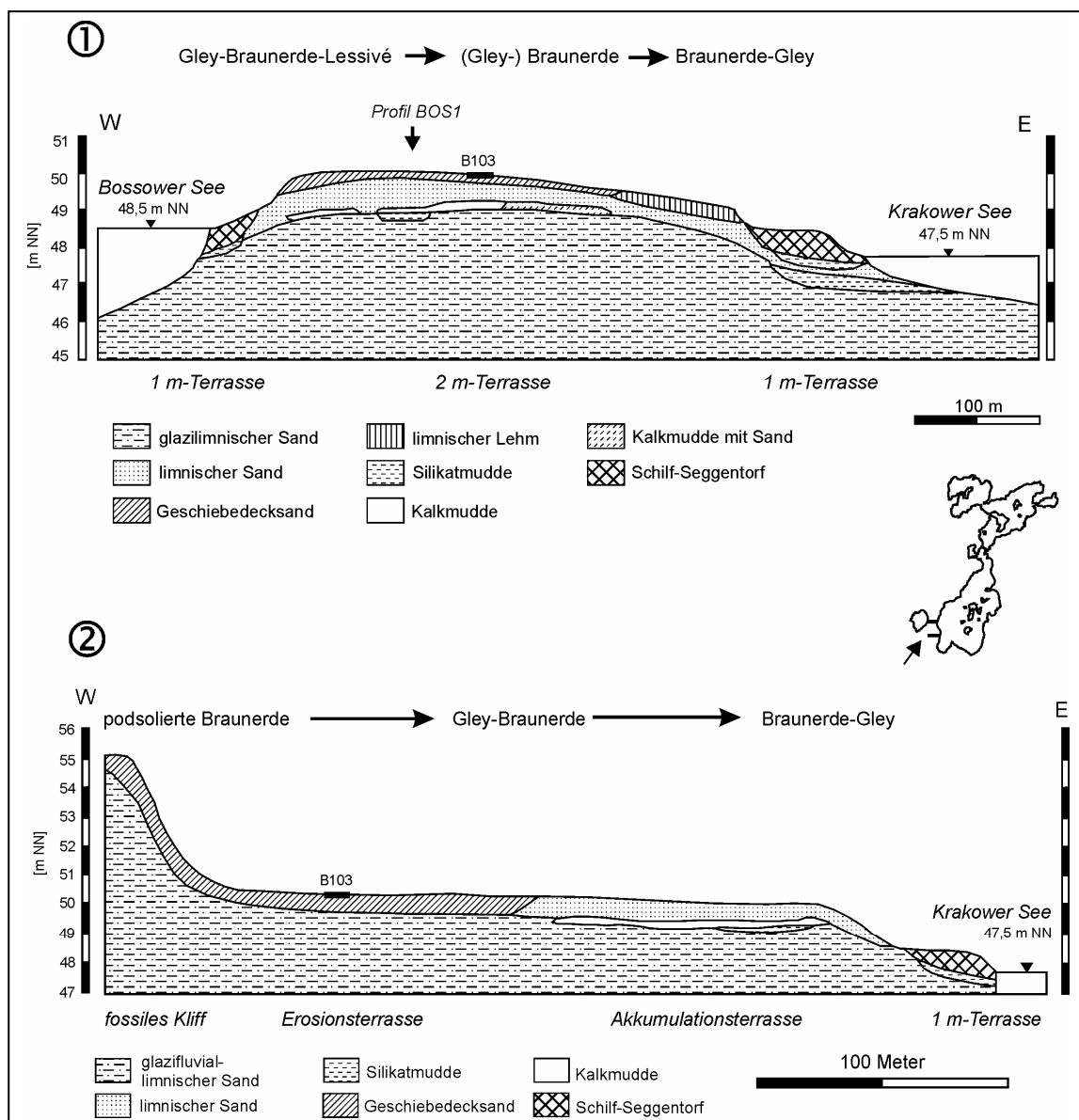


Abb. 7: Schnitte durch die 2-m-Terrasse im Bereich des Bossower Forstes. ① Als Bindeglied zwischen Bossower See und Krakower Obersee. ② Untergliederung in fossiles Kliff, Erosions- und Akkumulationsterrasse

Am Ostufer des Krakower Sees ist die 2 m-Terrasse durch Geschiebemergel und -lehme als anstehende Substrate unterschiedlich ausgebildet. Grenzen sandige Areale an den See, so ähneln die Terrassenbildungen den oben beschriebenen. Die vermutlich erst neuzeitlich einsetzende landwirtschaftliche Nutzung der schweren Böden führte durch Oberflächenentblößung und Kolluvienbildung zu einer starken Verhüllung der 2 m-Terrasse. Dadurch werden diese scheinbar in ihrer horizontalen Ausdehnung verkürzt. Das konnte insbesondere am Starckenwerder (Nordostufer, Umwandlung eines Kliffs in einen Hang) beobachtet werden.

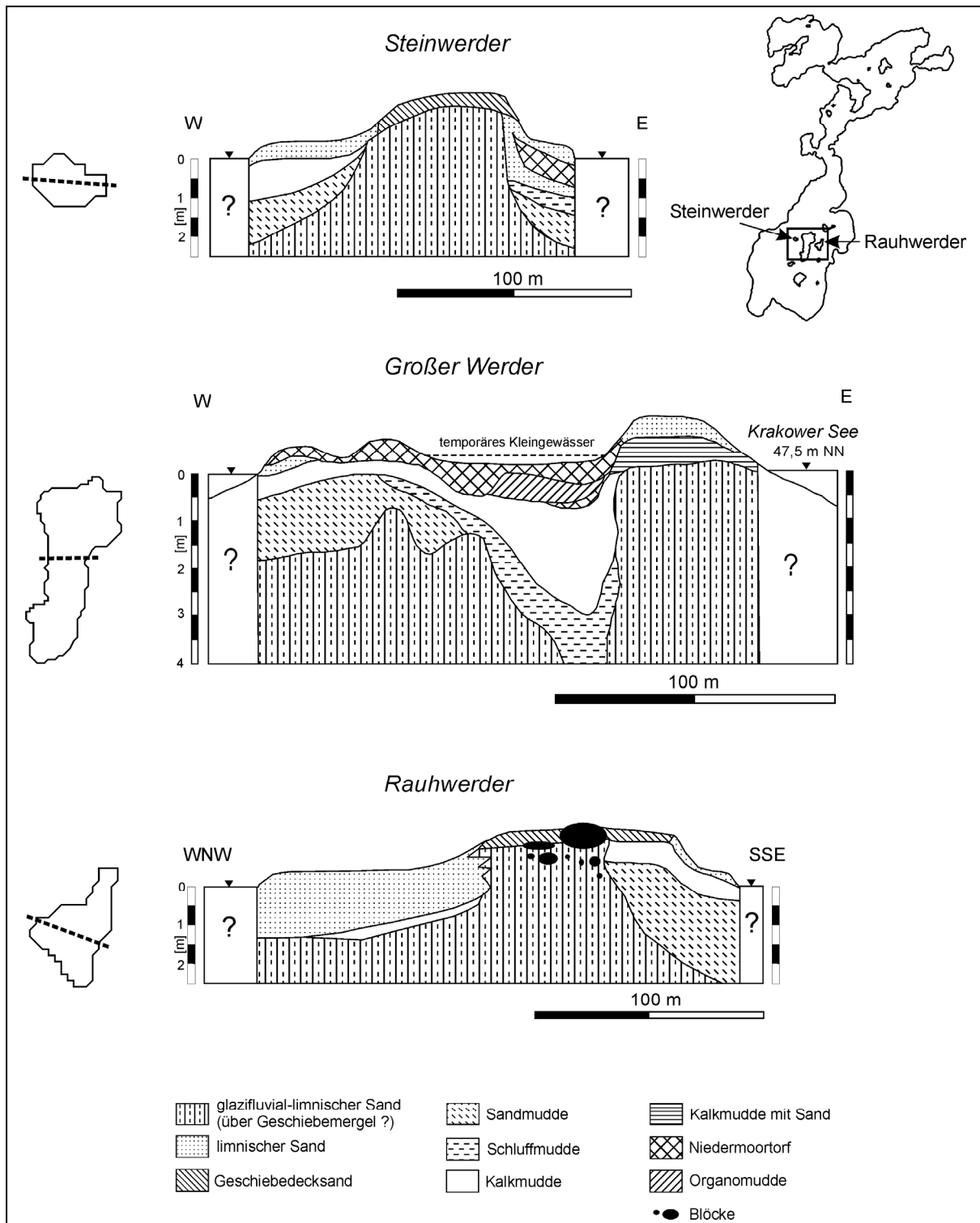


Abb. 8: Sedimentologischer Schnitt durch drei Inseln des Krakower Obersees

Für die Dobbin-Zietlitzer Feldmark (Ostufer des Untersees) beschreibt SCHULZ (1963a) die 2 m-Terrasse als Erosionsterrasse in Geschiebemergel. Kennzeichnend sind Geröllpackungen bis 0,3 m Mächtigkeit, die durch Kalk zu Konglomeraten verkittet sind. Jedoch konnten auch unmittelbar über Geschiebemergel Kalkmudden nachgewiesen werden. Nicht immer war ein eindeutiger Übergang zwischen stark carbonatischem, tonigem Geschiebemergel und Kalkmudde zu erkennen. Die Kalkmudden waren durch limnischen Lehm oder limnische Sande des Terrassenkörpers bedeckt. Zusätzlich bildeten bis 1,8 m mächtige Kolluvien die Substratdecken der Mudden.

Eine dritte Ausbildung der 2 m-Terrasse stellen Niedermoore dar, wie etwa das Tiefe Bruch bei Bossow oder Gebiete nördlich von Glave. Die großflächigen Niedermoore sind Verlandungsflächen, die während der Aktivierung der 2 m-Terrasse Buchten des Krakower Sees bildeten. Sie zeigen demnach nicht die Merkmale der heute terrestrischen Terrassenstandorte, sondern limnisch-telmatische Stratigraphien. Die Oberflächen der Niedermoore entsprechen jedoch dem Niveau der 2 m-Terrasse in zuvor genannten Ausprägungen.

Die Inseln des Krakower Sees weisen ebenfalls Terrassenbildungen auf. Sie sind sogar in ihrer Gesamtheit als Terrassenbildungen aufzufassen, da sie im Niveau der 2 m-Terrasse abradiert sind und so ähnliche Geländehöhen über dem Seespiegel aufweisen. Der innere Aufbau der Inseln wird maßgeblich durch die pleistozänen Inselkerne aus Geschiebemergel bestimmt, die jedoch glazifluvial überschüttet wurden (Lage südlich der Pommerschen Eisrandlage). So ragen nur an wenigen exponierten Stellen übersandete Geschiebemergelkuppen höher als ~2 m über den Seespiegel. Diese sind durch die erosive Wirkung des Wassers angeschnitten und bilden steile Uferböschungen (Großer Werder, Liepse). Im Falle der großen Inseln (Liepse, Großer Werder) sind mehrere pleistozäne Inselkerne durch Verlandungsmoore und Sandhaken verbunden, die dem Niveau der 1 m-Terrasse entsprechen. Singuläre Inselkerne werden durch z.T. übersandete Verlandungsmoore oder Bruchwälder umgeben. Die Anordnung mehrerer Inseln auf kleinem Raum erlaubte im Bemühen um Vergleiche die Bearbeitung eines Schnittes (Abb. 8). Die Inseln Steinwerder, Großer Werder und Rauhwerder sind im zentralen Krakower Obersee gelegen.

3.2.3 Pedologie

Das pedologische Inventar der Terrassen am Krakower See ist stark substratabhängig und folgt der Untergliederung nach sedimentologischen Aspekten. Nachfolgend soll deswegen zwischen den Böden der Sandstandorte und denen der Sandlehm- und Geschiebemergelstandorte differenziert werden.

Die überwiegend sandigen Standorte erstrecken sich am Nord-, Süd- und Westufer des Krakower Sees. Die hier verbreiteten Böden ähneln einander stark und zeigen nur geringe Variationen. Es wurden vorwiegend Braunerden und Gleye kartiert, die je nach Lage des Grundwassers unterschiedlich stark ausgebildet oder verzahnt sind (BB-GG, GG-BB). Sie werden durch Subtypen mit Merkmalen der Podsolierung und Lessivierung ergänzt. Mehrfach konnte auf Terrassenflächen mit zunehmender See-Nähe die regelhafte Abfolge von Braunerden über Braunerde-Gleye in Gleye erkannt werden (Abb. 7). Häufig waren Bbt-Bänder (bänderartige Bt-Horizonte) ausgebildet. Insbesondere für Braunerden der Sanderhochflächen (Bossower Forst und südlich des Krakower Sees) konnte der Einfluss der Podsolierung über gebleichte Humushorizonte nachgewiesen werden. Gekappte oder überdünte Standorte wurden durch die Forstliche Standortserkundung als Sand-Saumpodsole kartiert. Im Bossower Forst zeigen Rumpf-Rosterden (FSK 1999) gestörte Standorte an. Waldentblößung in historischer Zeit führte hier zur Kappung von Bv-Horizonten (siehe KIWITT 1995).

Ein singulärer Nachweis ist der einer Gley-Braunerde im Bossower Forst, die durch Lessivierung und leichte Pseudovergleyung überprägt ist. Die kleinräumige Heterogenität von Braunerden auf Sandstandorten aufgrund von Substratunterschieden ist auch durch BUSSEMER (1998) für Brandenburg gezeigt worden. Demzufolge sind schon bei geringen

Körnungsschwankungen innerhalb des Sandspektrums die Voraussetzungen einer Parabraunerdebildung (Lessivierung) erfüllt. Offen bleibt die Frage nach der Herkunft des Ton- und Schluffmaximums im Profil BOS1 (Abb. 9). Möglich ist neben einer Anreicherung durch Tonmineralneubildung und Tonverlagerung auch eine Ton- oder Schluffanreicherung schon während der limnischen Sedimentation des Terrassenkörpers.

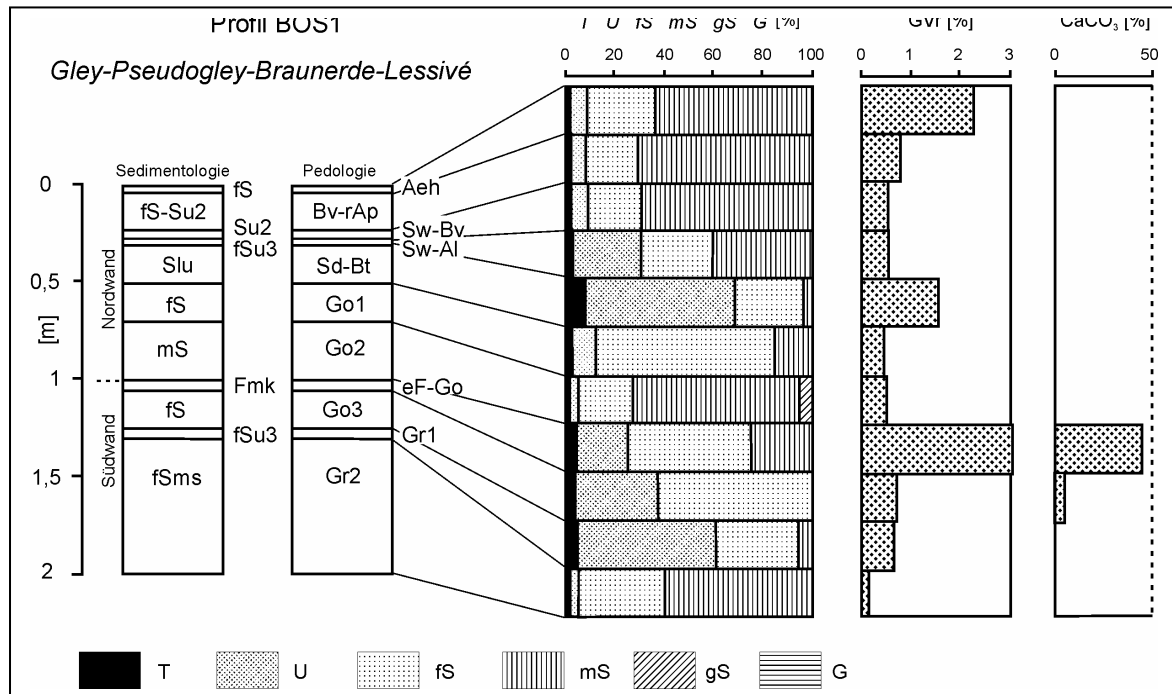


Abb. 9: Pedologie und sedimentologische Parameter des Profils BOS1 auf der 2 m-Terrasse im Bossower Forst (Lage siehe Abb. 6)

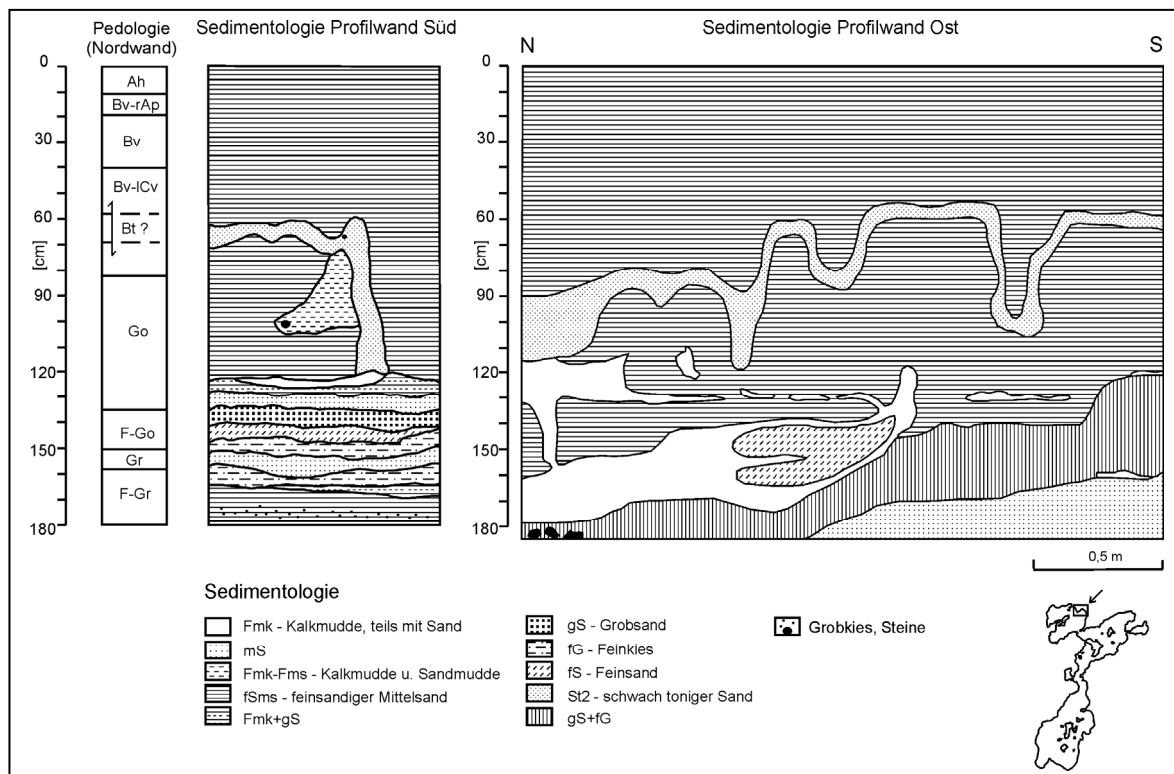


Abb. 10: Das Profil K1/4 am Nordufer des Krakower Sees im Bereich des Windfangs

Die Entstehung von Parabraunerden auf Sandstandorten setzt eine Verbraunung und Ton-mineralneubildung voraus. Durch eine vertikale Tonverlagerung im Profil bilden sich Tonverarmungshorizonte im Oberboden und in Abhängigkeit des pH-Wertes Tonanreicherungshorizonte (Bt-Horizonte) im Unterboden heraus (ROESCHMANN 1994). Demnach kann bei Lessivé-Standorten von "reifen", gut entwickelten Böden ausgegangen werden, die ein hohes Terrassenalter belegen. Gleiches gilt für gut entwickelte Braunerden mit ausgeprägtem Bv-Horizont, die z.T. bereits Tendenzen einer Podsolierung zeigen.

Am Nordufer des Krakower Sees konnte im Bereich des Windfangs eine lineare Verformung und Ausbildung von Taschen und Schlaufen im Bereich des Bv-Horizontes beobachtet werden (Abb. 10). Die Involutionen können als periglaziale Prägung des Terrassenkörpers unter Permafrostbedingungen gedeutet werden. Bodengefrorenis, Eislinsen und Frosthübe führten zu einer Umlagerung bestehender Stratigraphien in die charakteristischen Formen (LOWE & WALKER 1999, HELBIG 1999).

Das Ostufer des Krakower Sees zeigt ein pedogenetisches Inventar der perkulationsstarken Geschiebemergel- und Geschiebelehmstandorte. Durch die Nähe zum See sind die Flächen der 2 m-Terrasse ebenfalls semi- oder vollhydromorph beeinflusst und zeigen Gleymerkmale und/oder Pseudogley-Merkmale (Amphigleye). Typusböden der 2 m-Terrasse am Ostufer ist ein Braunerde-Lessivé, der in Abhängigkeit von den Ausgangssubstraten und der Reliefposition sowohl Merkmale der Vergleyung, als auch der Pseudovergleyung zeigen kann. Oberhalb der Terrassen sind Lessivés und Braunerden ausgebildet. Eine starke Kappung der Böden wurde in benachbarten Hanglagen deutlich, wo Rumpf-Lessivés und Pararendzinen in gekappten Geschiebemergeln kartiert wurden. Sie bilden eindrucksvoll den anthropogenen Nutzungseinfluß ab, der einerseits zur Profil-Kappung, andererseits zur starken kolluvialen Überdeckung der Terrassen führte.

3.2.4 Das Alter der 2 m-Terrasse

Die 2 m-Terrasse am Krakower See ist durch SCHULZ (1963a, 1963b) als eine spätglaziale Terrasse bezeichnet und in Analogie zu Terrassen an ostholsteinischen Seen (GRIPP 1953) in die Jüngere Dryas gestellt worden. Die direkte Datierung der Terrassenbildung konnte damals nicht erfolgen, da keine biostratigraphischen Befunde vorhanden waren. Allerdings lieferten archäologische Siedlungsfunde auf der 2 m-Terrasse eine Möglichkeit der relativen Datierung. Am Nordwestufer des Möllener Sees wurde durch SCHULZ (1962) auf der 2 m-Terrasse ein mesolithischer Siedlungsplatz über diverse Flintartefakte als Sammelfunde an der Oberfläche nachgewiesen. Weitere mesolithische Fundplätze auf dem Werder Schwerin, der ebenfalls das Niveau der 2 m-Terrasse besitzt, stützten diese These. Das Mesolithikum wurde durch SCHULZ (1963a, 1963b) in das Präboreal, das Boreal und das ältere Atlantikum gestellt. So stellt die breite Zeitspanne des Mesolithikums (8000-4000 v. Chr.) den Zeitraum der frühesten Existenz einer vom Wasser unbedeckten Terrassenoberfläche dar. Eine Spezifikation der Funde in älteres oder jüngeres Mesolithikum konnte nicht erfolgen. Zudem fehlte durch die Fundumstände einer Oberflächensammlung ein stratigraphischer Bezug.

Im Rahmen der sedimentologischen und pedologischen Erkundung der 2 m-Terrasse am Krakower See konnten Kalkmudden im Liegenden des minerogenen Terrassenkörpers nachgewiesen werden. Dieser Nachweis gelang für alle bekannten Uferbereiche mit einer ausgebildeten 2 m-Terrasse. Damit sind die Kalkmudden ein typisches Merkmal der 2 m-Terrasse am Krakower See und stehen für ihre akkumulative Ausbildung. Gleichzeitig finden sich erosive Ausprägungen der 2 m-Terrasse, die sich landwärts ohne Muddeablagerungen an den akkumulativen Teil anschließen. Im Falle einer nur schmalen Ausprägung der 2 m-Terrasse ist ebenfalls von einer erosiven Formung auszugehen. Jedoch zeigten sich am Ostufer des Sees (Dobbin-Zietlitzer Feldmark) fein- bis grobkiesige Konglomerate, die durch Kalke (Kalkmudden?) verkittet wurden. An ähnlicher Stelle wurden diese bereits durch SCHULZ (1963a) beschrieben.

Die Kalkmudden sind stark karbonatisch (40-80%), von homogener Struktur und stets moluskenfrei. Ebenso konnten keine Makroreste in den Kalkmudden gefunden werden. Die Versuche einer paläontologischen Datierung der Kalkmudden über Pollen, Diatomeen und Ostracoden blieben ohne konstruktive Ergebnisse, da die Gehalte an biogenen Relikten zerstört oder ungenügend vorhanden waren (Lösung, Zersetzung). Das wird als ein Indiz für ein hohes Terrassenalter angesehen. Auch der fazielle Wechsel von Kalkmudden in minerogene Substrate im Hangenden spricht für ein spätglaziales Alter der Terrasse, in dem organogenes Material (Vegetation) nur untergeordnet in die Terrassenstratigraphie einfließt.

Das pedologische Inventar der 2 m-Terrasse besteht aus gut entwickelten Böden, wie Braunerden, Gleyen und Lessivés. Geht man von einer Anlage der Bodenbildungen (Braunerden) unter den schwankenden klimatischen Bedingungen des Spätglazials aus, so deuten auch die gut entwickelten Böden auf ein hohes Alter. Dieses konnte bisher nur ungenau als pleni- bis spätglazial angegeben werden (LORENZ et al. 2002). Mikromorphologische Untersuchungen an einem mude-unterlagerten Gley-Braunerde-Lessivé sollen genauere Aufschlüsse über die Tonverlagerung bringen.

Im Bereich des Windfangs am Nordufer des Krakower Sees konnten Sediment- und Horizontstrukturen nachgewiesen werden, die auf eine periglaziäre Überformung der 2 m-Terrasse deuten. Ein alternierender und so taschenartig verlaufender Bv-Horizont muß allerdings kein zwingender Beweis einer Überprägung unter Permafrostbedingungen sein (BUSSEMER 1998). Die Kalkmudden im Aufschluss K1/4 (Abb. 10) zeigen einen starken Versatz (Verpressung) und eine Sandeinlagerung im Sinne einer tropfenartigen Implikation. Das ungestörte Lagerungsbild der Sande deutet auf einen Eintrag in die Mudden im gefrorenen Zustand und ist ein weiteres Indiz auf ein spätglaziales Alter der 2 m-Terrasse.

Der Zusammenhang zwischen der Ausbildung einer Abflußbahn mit dem Penetrieren der Pommerschen Haupteisrandlage und dem Freiwerden der 2 m-Terrasse konnte bisher nur vermutet werden (LORENZ et al. 2002). Untersuchungen und Analysen an Beckenstrukturen des Nebeltales im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage konnten Sedimentschüttungen großen Ausmaßes in Becken belegen (ROTHER 2002). In zwei verlandeten Paläoseebecken, die durch den Nebellauf verbunden und passiert werden, konnten allerødzeitliche Organo-Silikatmudden unter mächtigen deltaartigen Schüttungen der einsetzenden Jüngerer Dryas erbohrt werden. Diese sind offensichtlicher Beleg eines ab dato existierenden Abflusses aus dem Krakower See in nördliche Richtung. Das Einschneiden der nun erstmals vorhandenen Nebel war mit großen Sedimentverlagerungen verbunden, die einen Niederschlag in den vorzeitlichen Seebecken fanden. Mit der Ausbildung des Abflusses über die Nebel erfolgte die Ausbildung einer Seenkette, die durch rezente Talstrukturen mit Paläoseebecken und Engtalabschnitten belegt wird (ROTHER 2002). Mit der Schaffung eines Abflusses für das Paläostadium des heutigen Krakower Sees war eine drastische Abnahme des Wasserstandes verbunden, so dass die Scharbank als heutige 2 m-Terrasse freigelegt wurde. Damit bestätigt sich dieser Teil der durch SCHULZ (1963a, 1963b) postulierten Chronologie einer Seespiegelsenkung und Freilegung der 2 m-Terrasse in der Jüngerer Dryas.

3.3. Die 1 m-Terrasse

3.3.1 Morphologie und Verbreitung

Die 1 m-Terrasse nach SCHULZ (1963a, 1963b) stellt eine Absenkungsterrasse dar, die im Jahre 1830 durch die Verlegung eines Aalfanges am Nebelausfluß bei Serrahn verursacht wurde. Sie ist fast am gesamten See ausgebildet und beinhaltet sowohl die rezente Uferkante als auch landseitig anschließende Feuchtwiesen und Bruchwälder (Abb. 5). Ihre horizontale Erstreckung schwankt zwischen wenigen Metern und mehreren hundert Metern. Damit wird die 1 m-Terrasse weiter gefaßt als durch SCHULZ (1963a, 1963b), der lediglich einen schmalen Ufersaum einbezog. Das Niveau der 1 m-Terrasse ist unterschiedlich und schwankt zwischen 0,5 und 1 m über dem Wasserspiegel des Krakower Sees.

Die Rekonstruktion der Wasserflächen vor der historischen Seespiegelsenkung ist schwierig, da ausgehend von aktuellen Terrassenniveaus ein fehlerhaftes Bild des Sees geliefert werden würde. Erstens waren, wie historische Karten des Sees zeigen (WIEBEKING um 1786, SCHMETTAU 1788), nicht alle Terrassenflächen wirklich freies Wasser, sondern schon damals Verlandungsbereiche, die vielleicht nur periodisch überstaut waren. Zweitens können heutige Verlandungszonen am See unter dem Niveau von 1 m über dem Seespiegel (dem Betrag der Senkung), bereits durch Torfzehrung, Sackung oder Aufarbeitung verflacht worden sein. Sie wären demnach ebenfalls vor 1830 wahrscheinlich nicht freie Wasserfläche gewesen. Die Verlandung im Zuge der Freiwerdung der 1 m-Terrasse führte zum verstärkten Zusammenwachsen pleistozäner Inselkerne, was am Beispiel des Großen Werders und der Lipse beschrieben wurde (SCHULZ 1963a, 1963b, 1967, LORENZ et al. 2002).

3.3.2 Sedimentologie

Die Sedimentologie der 1 m-Terrasse wurde durch eine Vielzahl an Bohrungen erschlossen. Die Abfolgen ausschließlich limnisch-telmatischer Sedimente unter der 1 m-Terrasse verdeutlichen, dass es sich um Bohrlokalitäten innerhalb eines ehemaligen größeren Gewässers bzw. an dessen Gewässerrand handelt (Absenkungs- oder Verlandungsterrasse). Die Gesamtmächtigkeiten der Mudden und Torfe unter der 1 m-Terrasse variieren in den häufigsten Fällen zwischen 4 m und 7 m, können aber im Maximum auch über 10 m erreichen.

Die Oberfläche der 1 m-Terrasse wird durch Torfe oder Antorfe gebildet, die Mudden überlagern. Das Spektrum der Torfarten ist gering und beschränkt sich auf Mischtorfe aus Schilf und Seggen sowie auf Bruchwaldtorfe. Nur am Südufer des Sees in der Bornwiese konnten Moostorfe angesprochen werden. Die Mächtigkeiten der Torfe schwanken zwischen wenigen Dezimetern und durchschnittlich 2 m im Maximum. Auch in diesem Fall bildet die Bornwiese eine Ausnahme. Hier erreichten die Torfe mindestens 4 m Mächtigkeit. Geht man von einem Meter als Maximalwert der Terrassenexposition über dem Wasserspiegel des Krakower Sees aus, so reichen die Mehrzahl der Torfe noch deutlich unter das Niveau des rezenten Wasserspiegels (47,5 m HN). Die Akkumulation telmatischer Sedimente um den gesamten See ist Zeichen eines ehemals tieferen, dann aber langsam gestiegenen Wasserspiegels.

Neben oberflächlich anstehenden Torfen findet sich die 1 m-Terrasse auch in ausgesprochen sandiger Ausbildung. Dies ist zumeist an den Süd- und Westufern des Krakower Sees und seiner Inseln der Fall. Nicht nur als Auftrag auf der Oberfläche sind Sande verbreitet, sondern sie sind auch in die Stratigraphien implementiert. Die Expositionen verraten die Wetterwirksamkeit als Ursache des Phänomens. Neben natürlichen, limnischen Sanden finden

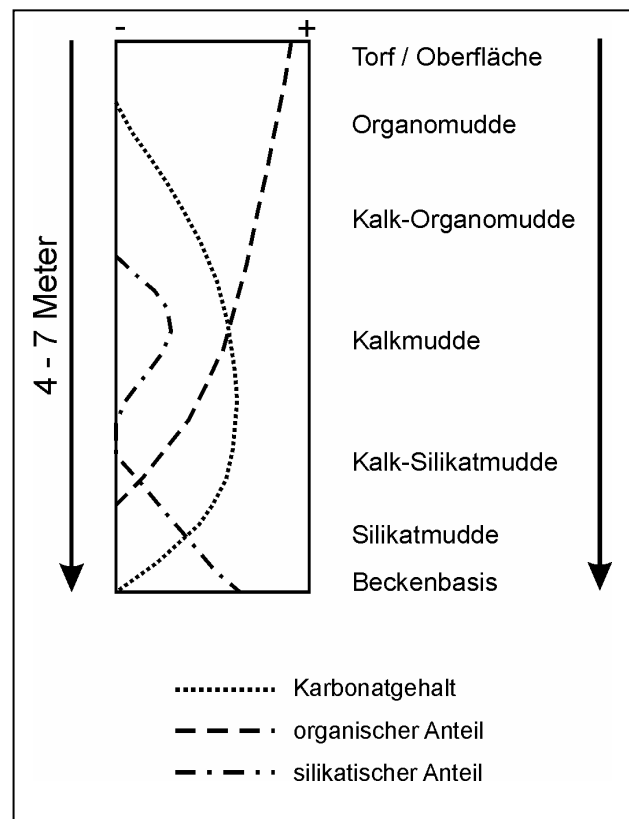


Abb. 11:
Allgemeine Stratigraphie der 1 m-Terrasse

sich vorwiegend im Stadtbereich anthropogene Aufschüttungen, die Torfe und Mudden überdecken.

Mit einem scharfen Wechsel gehen die Torfe in Organomudden oder Kalk-(Organo-) mudden über. Die weitere Horizontierung der Muddearten läßt sich generalisieren. Treten Organomudden (fein- bis mitteldetritisch) unter Torfen auf, so erreichen diese stets nur geringe Mächtigkeiten. Sie werden in der Tiefe sehr schnell carbonatisch und sind dann als Kalk-Organomudden oder Kalkmudden angesprochen worden. Die Kalk-Organomudden zeigen makroskopische Reste von Rhizomen. Die Kalkmudden sind von hoher Homogenität und Viskosität und von gelbgrauer bis weißer Farbe. In der Bornwiese wurden sehr große Mächtigkeiten der (Kalk-)Organomudden erbohrt (>10 m), wobei der Übergang in andere Muddearten im Liegenden nicht erreicht wurde.

Mit zunehmender Tiefe steigt der Carbonatgehalt, aber auch der Gehalt an silikatischen Bestandteilen an. Typisch sind Kalkmudden mit Anteilen von Feinsanden oder Schluffen. In einigen Fällen verschieben sich die Anteile in Richtung der silikatischen Bestandteile. Dann ist mit einer carbonatischen Sandmudde die Beckenbasis erreicht. In den häufigsten Fällen jedoch gehen die Kalkmudden in carbonatische Schluffmudden über. Diese stellen zumeist das erste limnische Sediment über der glazifluvial-limnischen Beckenbasis aus Sanden und Kiesen dar. Teilweise konnten Sandmudden als Zwischenglied erbohrt werden.

Es läßt sich eine generelle Stratigraphie der 1 m-Terrasse am Krakower See erkennen (Abb. 11). Diese ist durch mindestens vier Muddearten und deren fließende Übergänge ineinander gekennzeichnet. Torfe bilden zumeist die Oberfläche. Sie überlagern eine limnische Sedimentfolge aus Organomudde über Kalkorganomudde über Kalkmudde über Kalk-Silikatmudde über Silikatmudde. Die verallgemeinerte Stratigraphie ist das Ergebnis von Feldansprachen aller Bohrungen auf der 1 m-Terrasse.

Für das Jungmoränengebiet Mecklenburg-Vorpommerns existieren neben Modellvorstellungen zur Relief- und Gewässernetzentwicklung auch Vorstellungen zu Beckenprozessen der spät- und postglazialen Chronozonen mit typischen Sedimenten (zusammengefaßt in KAISER 2002). Durch wechselnde Klima- und Vegetationsverhältnisse sind unterschiedliche, aber charakteristische Sedimente in Mooren und Seen abgelagert worden. So lassen sich anhand der Mudde-Stratigraphien der 1 m-Terrasse bereits grobe Zuordnungen zu Bildungsbedingungen und -zeiträumen vornehmen. Mit einer silikatischen Basissedimentation und zunehmenden organischen und carbonatischen Gehalten im Prozess der Gewässerentwicklung widerspiegelt sie offensichtlich eine Sedimentationsabfolge, die im ausgehenden Spätglazial beginnt und sich über das Holozän fortsetzt (vgl. KAISER 2001a, 2002). Eine stratigraphische Ausnahme bildet ein in ca. 6 m unter dem rezenten Seespiegel sedimentierter Basistorf am Südufer des Krakower Sees („Scheidebruch“). Dieser stellt den einzigen Nachweis eines sedimentären Milieus unmittelbar über der Beckenbasis dar.

Die Bohrungen im Scheidebruch konzentrierten sich auf die seenahen Bereiche. Hier ist eine morphologische Vollform ausgebildet, die als reliktscher Strandwall gedeutet wird (Abb. 12). Dieser erhebt sich 20 m hinter der Uferlinie ~1,2 m über den Krakower See und ist aus limnischen Mittel- und Grobsanden aufgebaut. Die Besonderheit des reliktschen Strandwalls besteht in seiner Sedimentation auf Torfen und Mudden des Scheidebruchs. Dieses stellt die verlandete Fortsetzung einer im Krakower Obersee verlaufenden Rinnenstruktur (HNE-SSW) dar und grenzt unmittelbar südlich an den Krakower See. Die Mächtigkeiten der Strandwallschüttungen erreichen maximal 2 m, wobei der Übergang in die Torfe durch starke Vermengungen von limnischen Sanden und Torfen durch Aufarbeitung gekennzeichnet ist.

Die Beckenbasis des Scheidebruchs wird durch einen ca. 8 cm mächtigen Basistorf in ca. 5,7 m Tiefe gebildet, der mittelsandhaltigen Feinsanden aufliegt. Die Sande der Beckenbasis scheinen in einem Bereich von ca. 10 cm pedogenetisch beeinflusst, denn sie sind von intensiver rostbrauner Färbung (fGo-Horizont?). Die rötlich verfärbten Feinsande werden von dunkelgrauen Sanden gleicher Körnung überdeckt und unterlagert (Gr-Horizont?). Der

Übergang in die Überdeckung ist durch humose Bänder von 1-2 mm Stärke gekennzeichnet. Der Basistorf lieferte ein spätglaziales Pollenspektrum und wurde dem jüngeren Allerød zugeordnet (schrftl. Mitt. A. KAFFKE, mndl. Mitt. W. JANKE/beide Greifswald).

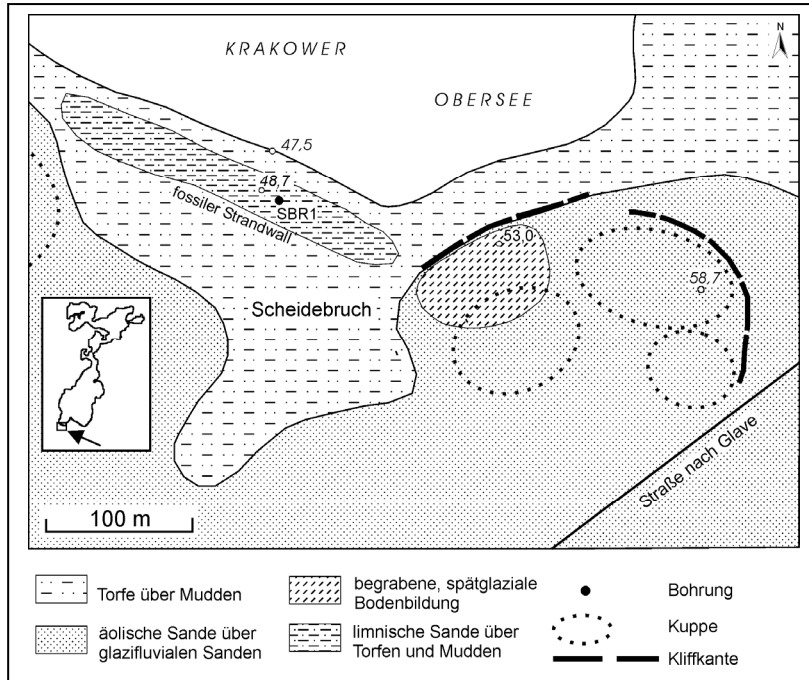


Abb. 12:
Der Strandwall auf Torfen am Südufer des Krakower Sees

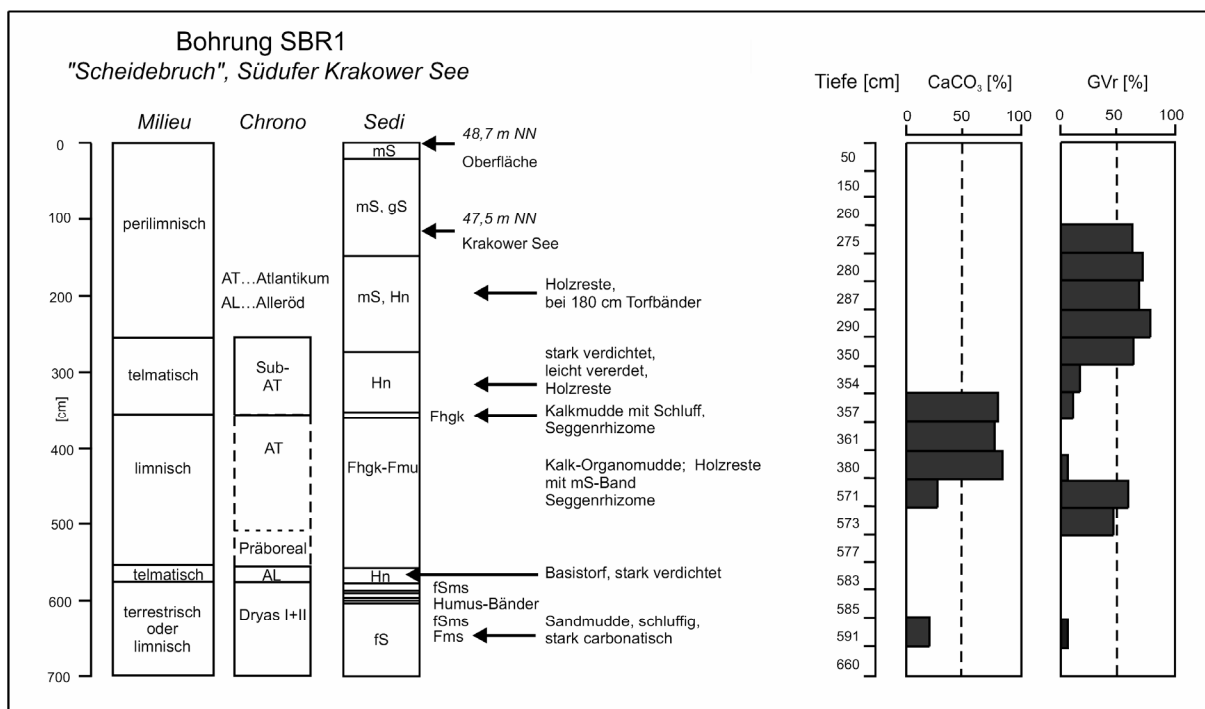


Abb. 13: Stratigraphische Übersicht des Scheidebruchs am Südufer des Krakower Sees

Die silikatischen Organomudden und Kalkmudden im Hangenden des Basistorfs zeigen für das Spätglazial einen drastischen Wechsel vom telmatischen ins limnische Milieu an. Die Silikat-Organomudden im Hangenden des Basistorfes verdeutlichen den minerogenen Eintrag der Jüngeren Dryas nicht über Sande, sondern über erhöhte Schluffgehalte. Die Lage der Bohrung im Beckenzentrum würde die Sedimentation einer "Schweb"-fracht stützen. Sande und größeres Material hätten sich demnach bereits am Beckenrand abgelagert. Diese Rückschlüsse sind nicht über Pollenbefunde belegt, da große Probenabstände das ausgehende Spätglazial nicht erfassen. Erst ca. 1,9 m darüber erfolgt ein Übergang in Kalk-Organomudden, der sich palynologisch dem älteren Teil des Atlantikums zuordnen lässt (schrftl. Mitt. A KAFFKE/Greifswald). Die Gewässerphase des Scheidebruchs wird durch die Sedimentation von Torfen beendet, die aufgrund der starken Verdichtung und leichter Vererdung nicht sicher bestimmt werden konnten. Ihr Pollenspektrum wurde ebenfalls dem Atlantikum zugeordnet. Der Übergang in den Strandwall wird aufgrund verstärkter Offenheitszeiger (Kräuterpollen und besonders hohe Gehalte an *Calluna vulgaris*) in das jüngere Subatlantikum gestellt. Insgesamt ist die Datierung anhand der palynologischen Befunde aufgrund der geringen Probenzahl und der mehrfachen Deutbarkeit der Ergebnisse mit Unsicherheiten behaftet. Impulse für eine Aktivierung von umliegenden Kliffen als Materialspender für den Strandwall können nur von einem Wasserspiegelanstieg ausgegangen sein.

3.4 Die 5 m-Terrasse

Nicht nur am Krakower See, sondern auch an den Oberen Seen wurden durch SCHULZ (1968) spätglaziale Becken- bzw. Talsandterrassen beschrieben. Diese sind an den Oberen Seen in drei Niveaus ausgebildet. Am Krakower See wurde bereits durch GEINITZ (1896) und AHRENS (1913) eine Terrassenbildung 5 m über dem heutigen Seespiegel erwähnt. Untersuchungsobjekt war der Jörnberg, an dessen Osthang Verebnungen im Sinne einer 5 m- und 2 m-Terrasse ausgebildet sind. SCHULZ (1963a, 1963b) bestätigt beide Terrassen und stellt die obere in die Ältere Dryas und die 2 m-Terrasse in die Jüngere Dryas. Die geringe Verbreitung der 5 m-Terrasse wird durch nur zwei morphologische Nachweise am Westufer und Nordufer des Krakower Untersees deutlich. Kennzeichnend für alle beschriebenen Fundlokalitäten ist die heute starke anthropogene Überprägung (Bebauung, Überformung), so dass ein morphologisches Nachvollziehen kaum noch möglich ist.

Die Existenz eines glazialen Sees während der Älteren Dryas (~53 m HN) erscheint fraglich, da morphologische Nachweise heute nur bedingt nutzbar sind, sedimentologische Nachweise jedoch völlig fehlen. Mit einem Wasserstand von wahrscheinlich 6 m über dem heutigen hätte ein gewaltiger glazialer See existiert, dessen Ablagerungen in Form von Beckenschluffen oder -sanden im größeren Umfeld des heutigen Krakower Sees nachweisbar sein sollten. Im Rahmen der geologischen Übersichtskartierung (Anfang der 1960er Jahre) wurden allerdings erst ca. 5 km südlich des Krakower Sees derartige hoch- und spätglaziale Beckenfüllungen erfaßt (SCHULZ 1963b, RÜHBERG et al. 1995). Auch zeigen die gut abradierbaren Substrate der Sanderhochflächen am West- und Südufer keine Merkmale einer limnischen Überprägung. Bohrungen auf der Sanderhochfläche im Niveau der vakanten 5 m-Terrasse zwischen Bossower See und Krakower See bestätigen äolische und glazifluviale Sedimentationen, nicht jedoch glazilimnische Ablagerungen. Die Nachweise der 5 m-Terrasse beschränken sich auf den nördlichen Untersee und liegen damit in unmittelbarer Nähe der Pommerschen Haupteisrandlage. Ohne lithostratigraphische Beweise zu liefern, wird an dieser Stelle allenfalls auf lokale Bildungen im Zusammenhang mit dem Eiszerfall geschlossen. Eine 5 m-Terrasse für den gesamten See kann damit nicht rekonstruiert werden. Dagegen lassen sich für die spätglaziale 2 m-Terrasse klare sedimentologische und morphologische Beweise erbringen.

Für die 5 m-Terrasse wäre analog zur 2 m-Terrasse ein kaltzeitliches Bildungsmilieu - das der Älteren Dryas (12.000-11.800 BP) - anzunehmen (SCHULZ 1963a, 1963b). Korrespondie-

rend mit den spätglazialen Klimaschwankungen würde die Existenz beider Terrassenniveaus enorme Wasserspiegelschwankungen in wenigen hundert Jahren bedeuten. Die Suche nach dafür notwendigen Abflussbahnen wird im Falle des Nebeldurchbruchstales negiert. Hier deuten die Paläoseebecken mit prä-allerødzeitlichen limnischen Sedimenten eine Existenz von Becken abseits des Krakower Sees an, die aber keine glazifluvialen Einträge erhielten. Eine Abflußbahn in Richtung Norden wurde erst später in der Jüngeren Dryas ausgebildet (ROTHER 2002). Weitere Abflußbahnen in südliche Richtung wären rein spekulativ. In Abwägung der vorliegenden Befunde erscheint die 5 m-Terrasse unwahrscheinlich. Vergleicht man die Befund- und Sedimentspektren der ebenfalls spätglazialen 2 m-Terrasse mit den rein morphologischen Betrachtungen zur "5 m-Terrasse", so stehen diese in keinem Verhältnis, die eine Bildung durch ein dryas-II-zeitliches Stadium des Krakower Sees nahelegen.

4 Ein Modell der postglazialen Entwicklung des Krakower Sees

4.1 Einleitende Anmerkungen

In Anlehnung an Modellvorstellungen zur nacheiszeitlichen Gewässer- und Reliefentwicklung (MARCINEK & BROSE 1972, NITZ 1984, NIEWIAROWSKI 1987, KAISER 2001a, 2002) sollen die Untersuchungsergebnisse vom Krakower See diskutiert werden und soweit möglich, eine phasenhafte chronologische Zuordnung erfahren.

Das Zeitgerüst der postglazialen Entwicklung des Krakower Sees knüpft an nur sehr wenige datierte Fixpunkte und bildet damit einen derzeitigen Kenntnisstand ab, der auf Arbeiten von SCHULZ (1962, 1963a, 1963b, 1967, 1968), ROTHER (2002) und eigenen Untersuchungen fußt. Sehr schwerwiegend für die Rekonstruktion der holozänen Genese des Krakower Sees ist das Fehlen eines kontinuierlichen Pollendiagramms, das für die lithostratigraphischen Charakteristika der Sedimente unter der 1 m-Terrasse die chronozonale Zuordnung absichert. Diese stellen Adäquate der limnischen Sedimente im Beckentiefen dar und waren deshalb ein Untersuchungsschwerpunkt. So bleiben morphologisch nicht belegte Änderungen im See-Haushalt (z.B. Volumen, Trophie) vorerst unbeschrieben. Aus finanziellen und zeitlichen Gründen konnten bisher nur aus Einzelproben palynologische Daten gewonnen und verwendet werden. Diese wurden vor dem Kontext eines bekannten dryaszeitlichen Alters der 2 m-Terrasse diskutiert.

4.2 Das ausgehende Spätglazial

Der älteste datierte sedimentologische Nachweis in Zusammenhang mit der Existenz des Krakower Sees (heute 47,5 m HN) ist ein Basistorf des jüngeren Allerøds aus dem Scheidebruch. Dieser lagert ca. 4,5 m unter dem heutigen Seespiegel limnischen Sanden und einer Sandmudde unbekanntes Alters auf. Vor allem während des jüngeren Allerøds (Allerød 11.800-11.000 BP) führt intensives Toteistieftauen zur Entstehung tiefer Seen mit maximalen Reliefunterschieden. Die mit 90% Anteil überwiegende Zahl der (Paläo-) Seen in Mecklenburg-Vorpommern zeigt einen Sedimentationsbeginn im Spätglazial, etwa zwei Fünftel davon im Allerød (KAISER 2001a, 2002). Vor dem Hintergrund einer bekannten Beckendimension des Krakower Sees mit maximalen Beckentiefen (gemeint ist die klastische Beckenbasis) von weit über 45 m widerspiegelt das Erreichen eines Seespiegels von "nur" ~4,5 m unter dem rezenten Seespiegel intensive Austauprozesse auch für den Krakower See. Der Basistorf ist von stark carbonatischen Organomudden begraben und verdeutlicht so einen im heutigen Vergleich sehr tiefen Wasserstand des Krakower Sees (43 m HN), in dessen Umfeld oder Flachwasser er ausgebildet wurde. Inwiefern eine Sedimentation auf verschüttetem Toteis in Erwägung zu ziehen ist, müssen tiefere Bohrungen zeigen. Wahrscheinlich repräsentieren die Sande und Sandmudden im Liegenden des Basistorfes nur den oberen Abschluß des Präallerød-Komplexes, der sich in der Tiefe mit weiteren limnischen Sedimenten fortsetzen

könnte. Der Basistorf repräsentiert nur den Rand eines Großbeckens. Die Wassertiefen im Allerød können demnach bereits beachtlich gewesen sein. Das erstmalige Einsetzen limnischer Sedimentation im Becken des Krakower Sees ist also weiterhin undatiert. Ältere See-stadien erscheinen angesichts sedimentologischer Befunde wahrscheinlich. KAISER (1998) zeigt mehrere Möglichkeiten einer Interpretation von basalen Bohrbefunden hinsichtlich des Toteisaustauens und der Wasserfüllung auf. Letztendliche Gewissheit kann erst nach einer tieferen Bohrung herrschen, die Aufschluß über die Beschaffenheit der Beckenbasis (prä-allerødzeitliche silikatische Mudden?) und mögliche durch Toteistauen versackte Spätglazialsedimente geben.

Der Krakower See wird während des Allerøds ein noch sehr differenziertes Bild gezeigt haben, da sich die nachhaltige Formung der Inseln und Beckenränder erst in der anschließenden Jüngeren Dryas vollzog. Möglicherweise bestand der See noch aus einzelnen kleineren Seen, die sich erst später zu einem großen Paläosee vereinigten.

Am Südufer des Krakower Obersees konnte in einem Dünenkomplex ein spätglazialer brauner Boden (fBv-Horizont) aufgeschlossen werden, der als „Finowboden“ (*sensu* SCHLAAK 1993, BUSSEMER 1998, SCHLAAK, 1998) angesprochen wurde. Genauere Datierungen dieser spätglazialen Oberfläche aus dem Umfeld des Krakower Sees liegen noch nicht vor, doch kann dieser in Analogie zu Nachweisen in Brandenburg und Vorpommern als eine Bildung unter boreo-periglaziären Klimaverhältnissen angesehen und in das Allerød gestellt werden. Die Flugsande im Hangenden datieren demnach in die Jüngere Dryas (SCHLAAK 1993, BUSSEMER 1998, SCHLAAK 1998, KAISER & KÜHN 1999, KAISER et al. 2000). Der Finowboden ist in einer Höhe von 53 m HN ausgebildet und befindet sich damit während des jüngeren Allerøds weit über der Seeoberfläche. Die vorzeitliche Niederung im Westen des Dünenkomplexes, das heutige Scheidebruch, war ein Seggenried. Die rostroten Sande unter dem Basistorf deuten auf eine Hydromorphierung (Vergleyung) parallel oder noch vor der Sedimentation des Basistorfes hin.

Die Jüngere Dryas (11.000-10.000 BP) gilt als die am weitesten verbreitete und am stärksten kontrastierende Kaltzeit während des ausgehenden Spätglazials (BRAUER et al. 1999). Die drastisch fallenden Jahresdurchschnittstemperaturen führten zur erneuten Ausbildung von Permafrost. Trotz geringer Niederschläge kam es durch gehemmte Versickerung zu intensiven lateralen Sedimenttransporten und Oberflächenabflüssen. Die Gewässer reagierten darauf mit z.T. drastischen Wasserstandszunahmen (vgl. NITZ 1984, NIEWIAROWSKI 1978, KAISER 2001a). Am Krakower See sind die erheblichen Wasserspiegelanstiege durch die Ausbildung der 2 m-Terrasse belegt. Vermutlich erreichte der See seinen maximalen Wasserstand in der Jüngeren Dryas, begann allerdings schon im Allerød mit Wasserspiegelanstiegen, da der Basistorf des jüngeren Allerøds mit Mudden bedeckt ist. Für die Schüttung der 2 m-Terrasse kann durch Vergleich rezenter Scharbänke am Krakower See von einem Wasserstand ausgegangen werden, der gut einen Meter über der fossilen Scharbank selbst gelegen hat. Für die Jüngere Dryas wird so ein Wasserstand von 51 m HN postuliert.

Sedimentologisch ist die Jüngere Dryas durch prominente Kalkmudde- und Kalk-Organomudde-Ablagerungen am Krakower See vertreten. Zum Ersten wurden Kalkmudden unter der 2 m-Terrasse in z.T. beachtlichen Mächtigkeiten nachgewiesen. Die Probleme und Schlußfolgerungen in Zusammenhang mit ihrer Datierung wurden bereits dargestellt. Zum Zweiten bedecken Kalk-Organomudden den Basistorf des Scheidebruchs. Wie die weit verbreiteten, basalen Kalkmudden unter der 1 m-Terrasse zeitlich einzuordnen sind, müssen weitere Analysen zeigen. Vermutlich beginnen die Mudde-Sedimentationen der meisten 1 m-Terrasse-Stratigraphien (die mit 3-5 m Sedimentmächtigkeit) erst im älteren Allerød bzw. in der Jüngeren Dryas, da erst zu diesem Zeitpunkt die dortige Beckenbasis geflutet wird. Häufig anzutreffende Silikatmudden als basale limnische Sedimente deuten zudem auf einen kaltzeitlichen Eintrag, der durch Lage im Beckenzentrum sehr feinklastisch ist. Eine Erklärung der vorwiegend carbonatischen Sedimentationen liefern sowohl chemische als auch geomorphologische Aspekte. Aufgrund des Lösungsverhältnisses von Kohlensäure in

Wasser und deren Abhängigkeit von der Wassertemperatur, erfolgt die höchste Kalklösung aus den beckenbildenden Sedimenten bei geringen Wassertemperaturen. Steigen die Wassertemperaturen so werden diese Kalke ausgefällt (KELTS & HSÜ 1978, FÜCHTBAUER 1988). Insbesondere die Flachwasserbereiche werden hier Akkumulationsschwerpunkt gewesen sein, da sie sich während der kurzen Sommer am stärksten erwärmten (vgl. CHROBOK et al. 1983). Das würde die prominenten Kalkmudden unter den 2 m-Terrassen erklären. Hochauflösende Sedimentanalysen an Maaren zeigen für die Jüngere Dryas zudem einen massiven Eintrag an Nährstoffen aus dem Einzugsgebiet (Devastierung der Oberflächen), der auch die Bioproduktivität der Gewässer durch Eutrophierung enorm steigert (BRAUER et al. 1999). Demzufolge wird die beachtliche Kalkausfällung sowohl phytogen, als auch chemogen stattgefunden haben.

Der Nachweis von spätglazialen Kalkmudden, Seekreiden und Kalksandsteinen im Gewässerumfeld ist ein Phänomen, das für Norddeutschland bisher nur an Einzelstandorten nachgewiesen wurde. Für das Biesenthaler Becken sind gleichfalls Kalkablagerungen u.a. in Form von Mudden und Kalksandsteinen eines spätglazialen Gewässers am Beckenrand bekannt (CHROBOK et al. 1983). Der Strazym-See in Polen zeigt eine dem Krakower See ähnliche spätglaziale Entwicklung. Nach tieferen Seespiegelständen im Allerød stieg der Seespiegel bis in die Jüngere Dryas und bildete Terrassen weit über dem heutigen Seespiegel. Diese sind wie am Krakower See stark sandig und mit Seekreide-Einlagerungen (*lacustrine marl*) ausgebildet (NIEWIAROWSKI 1987). Kalkreich und lediglich konchylienhaltig kennzeichnet SCHULZ (1968) spätglaziale Terrassen an den Oberen Seen Mecklenburgs.

Ein Wasserstand in der Jüngeren Dryas von 51 m HN bedeutete in Abhängigkeit des Geländes eine dramatische Zunahme der Seefläche, bei der benachbarte Becken unter der Nutzung vorhandener Rinnen und angrenzender Kleinbecken einbezogen wurden. Durch ein Ansteigen des Grundwassers vergrößerten auch oberflächlich nicht verbundene Seen, wie Karower See und Cossensee, ihre Fläche beachtlich (vgl. SCHULZ 1963a, 1963b, 1967). Unter Berücksichtigung heutiger Reliefverhältnisse und sedimentologischer Gegebenheiten (Torfe in Niederungen) konnte dieser Paläosee rekonstruiert werden (Abb. 14). Zudem ist auch an den westlichen Kleinseen die 2 m-Terrasse ausgebildet. Neben den heutigen Flächen der 2 m-Terrasse umfasste der Paläosee auch die heute separierten Kleinseen südwestlich der Stadt. Die Verbindung wurde über die Niederung des Mühlenbachs hergestellt, die durch mächtige Torfe verfüllt ist (vgl. MÖCKEL 1892). Die Rinne in Richtung Südwesten setzt am heutigen Stadtsee an, verläuft durch das heutige Pestahler Bruch, passiert die Stadt im Westen und folgt dann der besagten Mühlenbach-Niederung zu der Kleinseengruppe. Diese wird durch GEINITZ (1886) als 'Wiesenkalkniederung' bezeichnet. Die Stadt Krakow am See liegt inselartig auf einer mineralischen Kuppe in dieser Rinnenstruktur. Allerdings wurde auch diese Kuppe limnisch überformt, denn auch im Innenstadtbereich wurden Kalkmudden unter Sanden ergraben. Ihr spätglaziales Alter wird durch ihr Niveau und die vielfachen adäquaten Funde von Kalkmudden unter Sanden auf der 2 m-Terrasse geschlußfolgert. Weiterhin belegt eine Bohrung für eine Brücke über den Mühlenbach am Westrand der Innenstadt ebenso Kalkmudden unter Sanden. Auch am Südende der Stadt wurden Kalkmudden unter Sanden aufgeschlossen (mndl. Mitt. M. SYDOW/Waren). Alle hier genannten Nachweise in mineralischem Substrat zeichnen den spätglazialen Gewässerrand des nach Süden vorgehenden Krakower Paläosees nach. Am Nordostufer im Bereich des Nebeltales ergaben Nivellements und Nachweise von Beckensanden und Mudden eine Ausdehnung des jungdryaszeitlichen Krakower Sees bis an die erste Brücke im Nebeltal (vgl. ROTHER 2002).

Die Untersuchungen von ROTHER (2002) in Paläoseebecken des Nebeldurchbruchstals zwischen Krakower See und Ahrenshagen datieren u.a. die Schaffung der Abflussbahn durch die Pommersche Haupteisrandlage in nördliche Richtung. Dabei sind in Paläoseen basale organogene sowie silikatische Mudden des Allerøds unter mächtigen Sandschüttungen der Jüngeren Dryas nachgewiesen worden. Die ersten klastischen Einträge datieren in die einsetzende Jüngere Dryas. Es ist also davon auszugehen, dass ein Einschneiden der Nebel bereits

in der Tieftauphase des Allerøds einsetzte, aber erst mit Steigerung der Oberflächenabflüsse in der Jüngeren Dryas das heutige Talprofil erodiert werden konnte und heutige verlandete Gewässer in den Nebellauf einbezogen wurden.

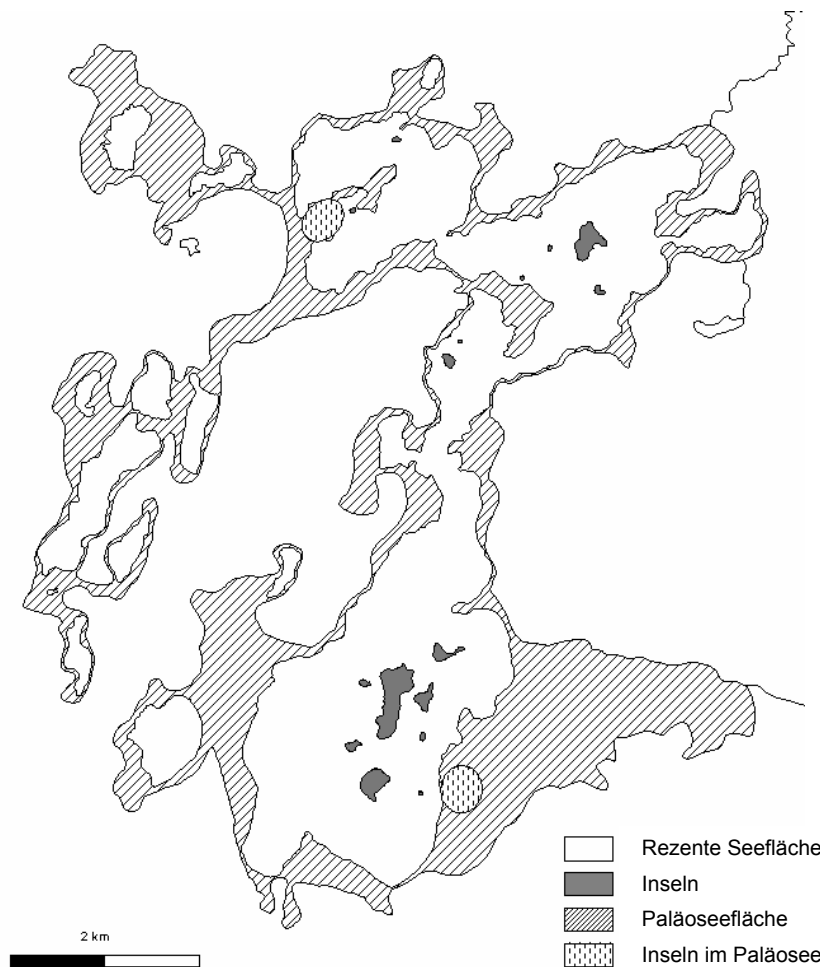


Abb. 14:
Der Krakower See in
heutiger Form und als
spätglazialer Paläosee

Für den Krakower See bedeutete die Entwässerung eine Absenkung des Seespiegels mindestens um einen Betrag, der die heutige 2 m-Terrasse trockenfallen ließ. Die sich verstärkenden Flachwasserbedingungen könnten eine Erklärung für die Lagerungsstörungen der Kalkmudden sein, die im Bereich des Windfangs in deutlichster Ausprägung angetroffen wurden. Vermutlich im gleichen Zeitraum wurden die westlich gelegenen Kleinseen separiert bzw. verlandete die Verbindung zum Krakower See.

Zusammenfassend läßt sich für die spätglazialen Wasserstandsschwankungen des Krakower Sees ein Ursachenkomplex aus klimatischen und geomorphologischen Faktoren verantwortlich machen. Das spätglaziale Toteistieftauen des Allerøds bewirkt Wasserstandszunahmen im Seebecken ab dem mittleren Allerød. Zeitgleich beginnt wahrscheinlich, begünstigt durch Toteistieftauen in der Rinnenstruktur des Nebeltales, die Nebel mit einer Eintiefung und einer initialen Talpräparierung. Die Jüngere Dryas bewirkt verstärkte Wasser- und Sedimenteinträge in den Krakower See, die zum Einen den Seespiegel erheblich ansteigen lassen, zum Anderen jedoch durch hohe Abflüsse zu einer massiven Tieferlegungen und Verbreiterung des Talquerschnittes der Nebel führten. Der Nachweis des Basistorfes am Beckenrand des Krakower Sees läßt bereits für das Allerød Tiefwassersedimentationen vermuten (absolute Beckentiefen von über 45 m). Die durch NIEWIAROWSKI (1987) dargestellten Ergebnisse aus dem Brodnica-Seengebiet (Polen) zeigen für die spätglazial-frühholozäne Gewässerentwicklung erstaunliche Parallelen.

4.3 Das Früh- und Mittelholozän

Für das Frühholozän sind sehr tiefe Wasserstände typisch und wurden für Mecklenburg-Vorpommern mehrfach belegt (KAISER 1998, 2001a, 2002). Auch der Krakower See wird unter den frühholozänen Klimabedingungen und mit dem nun vorhandenen Abfluß der Nebel einen tieferen Wasserstand erlangt haben. Der Betrag der Wasserspiegelsenkung ist allerdings unbekannt, da morphologische und sedimentologische Befunde, die einen frühholozänen Wasserstand markieren, fehlen oder makroskopisch nicht erkannt wurden. Aus den limnisch-telmatischen Stratigraphien in verlandeten Uferbereichen und Randbecken des Krakower Sees, die im Zusammenhang mit der 1 m-Terrasse dargestellt wurden, deuten keine Hinweise einen tieferen Wasserstand im Frühholozän an. Im Gegenteil weisen Abfolgen von silikatisch-carbonatischen in z.T. mächtige carbonatisch-organogene Mudden auf eine „konstant-gerichtete“ Gewässerentwicklung hin, ohne dass größere Schwankungen durch grobdetritische Mudden oder Torfe belegt sind. Vorwiegend silikatische Mudden gelten als ein Charakteristikum des Spätglazials, wohingegen die Mehrzahl der Organomudden und Kalkmudden in das Holozän datiert (KAISER 2002).

Tiefere Wasserstände sollten morphologisch mit heute subaquatischen Terrassenbildungen oder Kanten und Verebnungen nachweisbar sein. Die Tiefenkarte des Krakower Sees (SEENPROJEKT M-V 2000) deutet derartige Bildungen nicht an. Möglicherweise sind diese durch mächtige Muddeablagerungen verhüllt und wurden deswegen bei der Tiefenvermessung aus technischen Gründen nicht erfaßt. Palynologisch sind keine Daten aus dem Frühholozän vorhanden, die Rückschlüsse auf die See-Entwicklung zulassen. Für das Mesolithikum existieren erste Siedlungsnachweise für den Krakower Raum, die im Fall der Geweihaxt aus dem Pestahler Bruch auf tiefere Wasserstände deuten. Je nach Tiefenlage des Wasserspiegels könnten heutige Inseln eine Landverbindung besessen haben.

Auf die Rekonstruktion eines frühholozänen Abbildes des Krakower Sees mit geschätztem Wasserstand wird bewußt verzichtet. Unbekannte Mächtigkeiten der limnischen Sedimente lassen eine Becken-Rekonstruktion anhand heutiger Tiefenverhältnisse nicht zu.

Mit der Bohrung im Scheidebruch wurde auch der holozäne Übergang von Mudden in Torfe des Gewässerrandes erbohrt und in einen älteren Teil des Atlantikums (ab 8.000 BP) datiert. Der Übergang von Mudden in Torfe ist bei der Erfassung der 1 m-Terrasse um den gesamten Krakower See in deutlicher Ausprägung erkannt worden und deswegen ein charakteristisches Merkmal der 1 m-Terrasse. Ab dem älteren Atlantikum kann von beginnenden, großflächigen Verlandungen am Krakower See ausgegangen werden, die das Ausmaß an freien Wasserflächen reduzierte und stattdessen Feuchtwiesen, Brüche und Seggenriede in den Randbereichen entstehen ließ. Zu beachten ist die Einschränkung, dass es sich bei der Pollenprobe um die Untersuchung eines Einzelstandortes handelt. Mudde-Stratigraphien an Seerändern sind jedoch einer beständigen Umarbeitung unterlegen und können so Hiaten aufweisen, die bei der Begutachtung von Einzelproben in der Fläche und in vertikaler Hinsicht Fehler beinhalten können (vgl. SUCCOW & JOOSTEN 2000).

Der Übergang von Muddesedimentation in Torfsedimentation wurde im Bereich der 1 m-Terrasse zumeist in Niveaus unter dem heutigen Seespiegel nachgewiesen. Die Tiefenlage war stets verschieden, jedoch meist im Bereich von 0,5-1,5 m unter dem rezenten Seespiegel. Vergleichende Betrachtungen der postglazialen Gewässer- und Moorentwicklung gehen für das ältere Atlantikum von einem leichten Seespiegelrückgang aus, der zum Ende des Atlantikums (ca. 5000 BP) hin stagniert (KAISER 1998, SUCCOW 2000). Der Substratwechsel kann so als Marker eines tieferen Wasserstandes im mittleren Holozän angesehen werden. Genaue Beträge sind erst durch vielfache Nivellements in Zusammenhang mit weiteren Datierungen rekonstruierbar. Die Ursachen des deutlichen Substratwechsels liegen vermutlich an der früh-atlantischen Verflachung der Randbereiche des Krakower Sees, die die subaquatische Sedimentgrenze dichter an die Wasseroberfläche brachte und so telmatische Sedimentationen begünstigte. In diesem Fall wäre von einem Stagnationstorf zu sprechen, wie CHMIELESKI (1997) ihn für das Baberowmoor (Pommersche Haupteisrandlage) beschrieben hat. Dort setzt

die Torfbildung fast zeitgleich im mittleren Atlantikum ein und beendet eine Gewässerphase. Die Submersvegetation würde demzufolge durch Pflanzengesellschaften des Gewässerandes ergänzt oder verdrängt worden sein. Für das Atlantikum (Pollenzonen VI und VII nach FIRBAS) sind sowohl Torfe und Kalkmudden als auch Organomudden weit verbreitete Sedimente. Die Ausbildung der verschiedenen Muddetypen wird durch unterschiedliche Wassertiefen gedeutet. Der Eintrag minerogener Bestandteile minimiert sich schon während des Boreals. Im Atlantikum sind Silikatmudden nicht mehr typisch (KAISER 2001a). Neben indirekten schwachen Einflüssen des menschlichen Wirkens auf das Gewässerumfeld (z.B. GREGORY 1995), werden insbesondere klimatische Ursachen für die früh- und mittelholozänen Schwankungen der Seen diskutiert (z.B. YU & HARRISON 1995, HOSTETLER 2000).

4.4 Das anthropogen beeinflusste Jungholozän

Derzeitige archäologische Untersuchungen zu Wasserstandsveränderungen der Oberen Seen an der Zeitscheibe slawisch-frühneudeutsche Zeit zeigen Wasserstandsschwankungen auf, die für die Anlage und den Erhalt von Siedlungen von erheblicher Tragweite waren (BLEILE 1999, BLEILE & LÜBKE 2000, BLEILE 2002, RUCHHÖFT zuletzt 2002). Die Gegenüberstellung klimatischer Befunde aus Dendrochronologie und archäologischen Befunde der Slawenzeit und des frühen Mittelalters offenbaren eine teils konträre Überlagerung anthropogen bedingter und klimatisch verursachter Wasserstandsschwankungen (HERRMANN & HEUBNER 1991). Für die Oberen Seen Mecklenburgs zeigen ab dem frühen Mittelalter wasserbauliche Maßnahmen mit der Errichtung von Wassermühlen ihre Wirkung. Für die Jahrhunderte davor werden allerdings klimatisch bedingte Trocken- und Naßphasen aufgezeigt, die ein passives Reagieren (Ausweichen) slawenzeitlicher Siedlungen nach sich zogen. *„Nach bisherigen Erkenntnissen begann um 700 eine Feuchtphase, deren Maximum in der 2. Hälfte des 9. Jh. erreicht wurde. Um 1000 erreichte die folgende Trockenphase ihr Extrem, danach begann eine erneute Verfeuchtung, die im 12. Jh. einen Höhepunkt erreichte. Im 13. Jahrhundert erfolgte wiederum ein Rückgang der Verfeuchtung, um 1300 erreichte die klimatisch bedingte Trockenphase einen Höhepunkt.“* (HERMANN & HEUBNER 1991, S. 259).

Am Krakower See existieren mehrere slawenzeitliche Fundplätze, die durch Burganlagen und Befestigungen als Siedlungsnachweise angesehen werden können (vgl. KASBOHM 1965). Ihre Bindung an den Wasserspiegel des Krakower Sees ist bisher nicht erörtert. Für den slawischen Burgwall auf der Insel Borgwall im Krakower Untersee führt BLEILE (1999) keine bekannte Brückenkonstruktion auf. Möglich wäre demnach eine rein defensive Anlage, zu der mit Booten übergesetzt wurde. Oder aber die Wasserstände waren derart flach, dass ein Bohlenweg genügte. Letzterer ist rein hypothetisch und aufgrund der rezenten Wassertiefe von über 5 m zwischen Insel und Festland unwahrscheinlich. Generell zeigen sich für die Slawenzeit tiefere Wasserstände als heute, was Siedlungsfunde unter Wasser belegen (BLEILE & LÜBKE 2000, BLEILE 2002). Auch für den benachbarten Drewitzer See wurden subaquatische Siedlungsbefunde des Neolithikums und der Slawenzeit erbracht, die tiefere Wasserstände belegen (SCHULZ 1968). In Anlehnung an überregionale Betrachtungen (HERMANN & HEUBNER 1991) werden auch für den Krakower See klimatisch bedingte Schwankungen der Seespiegel in der Slawenzeit vermutet.

Erst für das 13. Jahrhundert liegen erneute Hinweise auf eine nachhaltige Veränderung der Seespiegel des Krakower Sees und der benachbarten Seen vor. Durch wasserbauliche Tätigkeiten in Zusammenhang mit der Nutzung von Wassermühlen deutet sich auch für den Krakower See ein Anstieg des Wasserspiegels im Meterbereich an. Für den Krakower See ist die 1296 erstmals erwähnte Serrahner Mühle am Nebelausfluss von besonderer Bedeutung. Zu ihrem Betrieb war die Errichtung eines Staus von zwingender Notwendigkeit, der den See mindestens um einen Meter anstaute. Die mühleneigenen Aalfänge, ebenfalls Stauanlagen, müssen noch nach Verschwinden der Serrahner Mühle weiter bestanden haben. Denn erst 1830 lässt Graf Hahn auf Kuchelmiß den Aalfang vom Nebelausfluss auf Höhe der heu-

tigen zweiten Brücke im Nebeltal verlegen. Der neue Aalfang wird am 7. September 1830 in Betrieb genommen. Die Tieferlegung der Abfluss- und Erosionsbasis bewirkt eine Absenkung des Wasserspiegels im Krakower See um dreieinhalb Fuß (~1,05 m) und führt zur Ausbildung der 1 m-Terrasse am Krakower See (SCHULZ 1963a, 1963b). Erst durch diese Absenkung war die landwirtschaftliche Nutzung von Wiesen im Uferbereich und auch der Inseln verbessert oder sogar erst ermöglicht worden. Im Jahr 1872 regt der Krakower Magistrat eine erneute Absenkung des Krakower Sees an und wird dabei lebhaft durch den Herren von Dobbin, Carl August von Jasmund, bekräftigt. Das Vorhaben wird hinfällig, da sich einer der angrenzenden Anlieger ablehnend verhält (OEYNHAUSEN 1903).

Die Auswirkungen des Mühlenstaus waren auch für die kleineren, südwestlich gelegenen Seen von Bedeutung. Deren Abfluss in Richtung Krakower See wurde durch die Krakower Mühlen gestaut und rief Seespiegelanstiege in den Kleinseen hervor (MASTALER 1991). In Zusammenhang mit den Krakower Mühlen existiert eine schriftliche Beschwerde (1674) des DANIEL VON WELTZIEN auf Sammit. Die Sammiter Seen und angrenzenden Ländereien waren unmittelbar durch die Stauungen der Krakower Mühlen betroffen:

„...daß vor undenklichen Jahren ein Bach aus den Samitschen Seen unbehindert auff die Krakowsche Mühle und hernach in den Krakowschen See gegangen. Es hat sich aber Bürgermeister und Rathmann der Stadt Krakow ohne einzige Ursache unterfangen, ... besagten Bach zu stauen undt mir unsäglichen schaden dadurch zuzufügen. Da sie Mir dan vorerst einen großen Dam, welcher zwischen zweene große See vor vielen Jahren umb die Schafe auff daß an jenseits der See gelegene Landt zu treiben und mit großen Unkosten gemacht worden, gantz in den grundt, aldieweil der besagte Dam, welcher von großen Feldsteinen gemacht worden war, durch die aufstauerungen des wassers ausgespült, ruinirt. Vors ander so haben sie durch besagte Stauerung des Baches, das Wasser in meinem See so hochgetrieben, daß es die Wurzeln des negst gelegenen Eich- und Buchholtzes gantz überschwemmet und ganz verdorben hat. ...“ (GUTSAKTEN SAMMIT in MASTALER 1991)

Die darauf folgende Rechtfertigung des Müllers wird durch den Krakower Bürgermeister bezeugt: *„...die Stadtwische sollte gemeyet werden und er sollte es wieder stauen, Er wollte es schon verantworten...“*, ohnehin erfolgten die Staumaßnahmen der Krakower *„...nach ihrem belieben, wenn sie auch nur Kerbse [Krebse] fangen wollten...“* (GUTSAKTEN SAMMIT in MASTALER 1991). Damit sind durch den Einfluss der Krakower Wassermühlen kurzfristige Wasserstandsschwankungen der westlich des Krakower Sees gelegenen Seen belegt.

Wahrscheinlich in Zusammenhang mit dem Mühlenstau stehen die Wasserstandszunahmen am Krakower See, die die Schüttung eines heute reliktschen, ca. 2 m mächtigen Strandwalls auf Torfen des Scheidebruchs verursacht haben. Bereits datierte Strandwälle sind aus der Prelitzniederung an der Müritz beschrieben (KAISER 1998). Dort datiert die Torfbasis eines Strandwalls auf 1275-1390 n. Chr. und wird mit mittelalterlichen Anstiegen der Müritz in Verbindung gebracht.

Die postulierten frühmittelalterlichen Wasserstandszunahmen halten den Krakower See für ca. 600 Jahre auf einem konstant hohen Niveau. Erst mit der Seespiegelsenkung um ca. 1,05 m im Jahre 1830 wird die heutige 1 m-Terrasse frei. Die Torfe und Sande, die diese Terrasse heute bilden, können also erst in den letzten 600 Jahren ein Niveau erreicht haben, das sie heute als Terrasse über den Seespiegel ragen lässt. Geht man von einem mittelalterlichen Wasseranstieg im Meterbereich aus, so haben sich große Teile der torfigen Oberflächen der 1 m-Terrasse in dem 600jährigen Zeitraum bis 1830 entwickelt.

Bisher nur unter Vorbehalt lässt sich mit den subaquatischen Torfen (MÖCKEL 1892) des Krakower Sees argumentieren, da ein bestätigender Nachweis selbiger fehlt. Grobdetritische Mudden am Seegrund im mittleren Seeteil erhärten allerdings den Verdacht. Vermutlich zeichnen diese einen vormittelalterlichen Wasserstand nach.



Mit der Absenkung war die Ausbildung von Verlandungszonen verbunden, die z.B. den pleistozänen Kernen der Werder *Hardenort* und *Süfs* ihr heutiges Erscheinungsbild gab. Eine Inselgruppe, wie sie SCHMETTAU (1788) in seiner Karte festhält, wird zuvor allerdings nicht existiert haben, sondern auf kartographischen Irrtümern beruhen (Abb. 15).

Abb. 15:
Die Inselgruppe des Krakower Obersees im Kartenbild SCHMETTAUS (1788)

Literatur

- AHNERT, F. (1995): Einführung in die Geomorphologie. Stuttgart, Ulmer UTB, 439 S.
- AHRENS, H. (1913): Terrassen an den Seen Mecklenburgs. Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg 67: 1-54.
- BLEILE, R. & Ch. LÜBKE (2000): Gewässernutzung in spätslawischer und frühdeutscher Zeit - Untersuchungen am "castrum cuscin" im Plauer See. Nachrichtenblatt Arbeitskreis Unterwasserarchäologie 7: 55-58
- BLEILE, R. (1999): Slawische Brücken in Mecklenburg-Vorpommern. Jahrbuch für Bodendenkmalpflege M-V, 1998, S. 127-169, Lübstorf
- BLEILE, R. (2002): Interdisziplinäre Forschungen zu Wasserstandsschwankungen der "Oberen Seen" (Mecklenburg) in spätslawischer Zeit (Ende 10.-12. Jh.). Greifswalder Geographische Arbeiten Bd. 26, S. 179-182.
- BRAUER, A., ENDRES, C., GÜNTER, C., LITT, Th., STEBICH, M. & J.F.W. NEGENDANK (1999): High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Maarfelder Maar, Germany. Quaternary Science Reviews 18: 321-329
- BULL, A. (1961): Aufnahmebericht zur Geologischen Übersichtskartierung (Maßstab 1:100.000) der Messtischblätter Goldberg (2438), Karow (2439), Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow, 35 S.
- BUSSEMER, S. (1998): Bodengenetische Untersuchungen an Braunerde- und Lessivéprofilen auf Sandstandorten des brandenburgischen Jungmoränengebiets. Münchener Geographische Abhandlungen, A49: 27-93.

- CEPEK, A.G. (1972): Zum Stand der Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit in der DDR. Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 21 (1): 11-21.
- CHMIELESKI, J. (1997): Das Baberowmoor - Moor- und Landschaftsgenese im Bereich der Pommerschen Eisrandlage. *Telma* 27: 23-34.
- CHROBOK, M., A. NASS u. B. NITZ (1983): Allgemeine Aspekte festländischer Kalkbildung periglaziärer und glaziär überformter Räume am Beispiel der Rüdnitz-Melchower Rücklandzone (Barnim). *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 11 (2): 179-191.
- 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
- FSK - LANDESAMT FÜR FORSTEN UND GROßSCHUTZGEBIETE M-V (LFG) (1999): Forstliche Standortskartierung in Mecklenburg-Vorpommern. Teil B: Standortformen und -gruppen
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): Sedimentpetrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. - 1141 S., Stuttgart.
- 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. (1913): Die großen Schwankungen der norddeutschen Seen. *Die Naturwissenschaften* 1: 665-670.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN (1998): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern, Präquartär und Quartärbasis - Übersichtskarte 1:500000. Schwerin.
- GÖRSDORF, J. & K. KAISER (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätpleistozän und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. *Meyniana* 53: 91-118.
- GREGORY, K.J. (1995): Human Activity and Palaeohydrology. In: GREGORY, K.J., STARKEL, L. & V.R. BAKER (Ed.): *Global Continental Palaeohydrology*, pp. 151-171 Wiley & Sons
- GRIPP, K. (1953): Die Entstehung der ostholsteinischen Seen und ihrer Entwässerung. - *Schr. Geograph. Inst. Univ. Kiel, Schmieder-Festschrift (Sonderband)*, S. 11-26, Kiel
- HELBIG, H. (1999): Die periglaziäre Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. *Petermanns Geographische Arbeiten*, 143: 373-386.
- HERRMANN, J. & K.-U. HEUBNER (1991): Dendrochronologie, Archäologie und Frühgeschichte vom 6. bis 12. Jahrhundert in den Gebieten zwischen Saale, Elbe und Oder. *Ausgrabungen und Funde*, 36, Heft 6, S. 255-290.
- HOSTETLER, S.W. (2000): Hydrological and Thermal response of Lakes to Climate: Description and Modeling. In: LERMAN, A., GAT, J.R., and IMBODEN, D.M. (ed.): *Physics and Chemistry of Lakes*, 2nd Ed., Springer-Verlag, Heidelberg, S. 63-84.
- IHU GEOLOGIE & ANALYTIK (2001): Moorerfassung im Naturpark "Nossentiner-Schwinzer Heide". Unveröff. Gutachten im Auftrag des Landesamtes für Forsten und Großschutzgebiete M-V.
- KAISER, K. & KÜHN, P. (1999): Eine spätglaziale Braunerde aus der Ueckerländer Heide. Geoarchäologische Untersuchungen in einem Dünengebiet bei Hintersee, Kreis Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 91:1037-1040
- KAISER, K. (1996): 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. (2001a): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern-Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. Greifswalder Geographische Arbeiten, Bd. 24, 208 S., Anhang
- KAISER, K. (2001b): Neue geomorphologische und pedologische Befunde zur jungquartären Landschaftsentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern. Greifswalder Geographische Arbeiten, 23: 7-41.
- KAISER, K. (2002): Limnische Sedimentabfolgen in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg. Greifswalder Geographische Arbeiten, Bd. 26, S. 49-54.
- KAISER, K., E. ENDTMANN, C. BOGEN, S. CZAKÓ-Pap & P. KÜHN (2001): Geoarchäologie und Palynologie spätpaläolithischer und mesolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide, Vorpommern. Zeitschrift für geologische Wissenschaften 29: 233-244.
- KASBOHM, W. (1965): Forschungsergebnisse zur Geschichte der Circipaner. In: Aus Güstrows Vergangenheit. Beiträge zur Heimatgeschichte - Kreisheimatmuseum Güstrow. Heft 3, S. 9-21.
- KELTS, K. & HSÜ, K. J. (1978): Freshwater carbonate sedimentology. In LERMAN, A. (ed.), Lakes: Chemistry, Geology and Physics. New York: Springer, S. 295-323.
- KIWITT, M. (1995): Die Wälder und deren Entwicklung in der Landschaft rund um Krakow. Das Heimatjahrbuch für den neuen Landkreis Güstrow im Jubiläumsjahr 1995. S.183-186, Güstrow
- KOSCHEL, R., G. PROFT & H. RAIDT (1986): Autochthone Kalkfällung in Hartwasserseen der Mecklenburger Seenplatte. Limnologica 18: 317-338.
- KÜHN, P. (2001): Grundlegende Voraussetzungen bodengenetischer Vergleichsuntersuchungen: Theorie und Anwendung. In Greifswalder Geographische Arbeiten, 23: 133-153
- LIEDTKE, H. (1958): Jungglaziale Seentypen, dargestellt am Beispiel Norddeutschlands. Geographische Berichte. 7: 1-15
- LORENZ, S., ROTHER, H. & K. KAISER (2002): Die jungquartäre Gewässernetzentwicklung im Gebiet des Krakower Sees und der Nebel (Mecklenburg) - erste Ergebnisse. Greifswalder Geographische Arbeiten, Bd. 26, S. 79-82.
- LOWE, J.J. & M.J.C. WALKER (1997): Reconstructing Quaternary Environments. Prentice Hall, 446 S.
- MARCINEK, J. & F. BROSE (1972): Das Gewässernetz in der Jungmoränenlandschaft. Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.Nat. R. 21: 53-56.
- MARCINEK, J. & F. BROSE (1972): Das Gewässernetz in der Jungmoränenlandschaft. Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 21: 53-56.
- MARCINEK, J. (1966): Die Entstehung der Seen im nördlichen Teil der Deutschen Demokratischen Republik. Zeitschrift für den Erdkundeunterricht, 10: 361-369.
- MARCINEK, J. (1978): Phasen der Gewässernetz- und Refiefentwicklung im Jungmoränengebiet der DDR. Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.- Nat. R. 27 (1/2): 63-64.
- 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. (2002): Die Jungmoränengebiete Norddeutschlands. In: LIEDTKE, H. & J. Marcinek [Hrsg.] (2002): Physische Geographie Deutschlands. 3. Auflage, Gotha, 786 S.
- MASTALER, W. (1991): Die Wassermühlen des Kreises Güstrow und ihre Geschichte. Dezerat Kultur und Bildung der Kreisverwaltung Güstrow [Hrsg.], Güstrow, 499 S.
- MAUERSBERGER, R. (2002): Hydrologische Seentypen und ihre Kennzeichnung am Beispiel der Seenlandschaften Nordostdeutschlands. Greifswalder Geographische Arbeiten, Bd. 26, S. 227-232.

- MEHL, D. & THIELE, V. [Hrsg.] (1995): Ein Verfahren zur Bewertung nordostdeutscher Fließgewässer und deren Niederungen unter besonderer Berücksichtigung der Entomofauna. Nachrichten des Entomologischen Vereins Apollo 15, 276 S., Frankfurt am Main.
- MÖCKEL, E. (1892): Die Entstehung des Plauer Sees, des Drewitzer oder Alt Schweriner Sees und des Krakower Sees. Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg, 46. Jhg. S. 26-36. Redigiert von E. Geinitz, Rostock 1893
- NEUBAUER, W. (1995): Das Naturschutzgebiet "Krakower Obersee". Das Heimatjahrbuch für den neuen Landkreis Güstrow im Jubiläumsjahr 1995. S.148-152, Güstrow
- NEUBAUER, W. (2002): Die Vögel des Naturschutzgebietes Krakower Obersee. Naturschutzarbeit in Mecklenburg-Vorpommern 47, 62 S.
- NIEWIAROWSKI, W. (1987): Oscillations of Lake Level during the Late Glacial and Holocene - a Case Study of the Brodnica Lake District. Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, 36: 36-37.
- NITZ, B. (1984): Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland - Modell einer Sediment und Reliefgenese. Peterm. Geogr. Mitt., 128: 133-142.
- OEYNHAUSEN, GRAF VON (1903): Die Geschichte des ritterschaftlichen Gutes Dobbin - Amts Goldberg. Druck der Bärensprungschen Hofbuchdruckerei, Schwerin
- PELTZ, W. (1893): Tiefenaufnahmen des Plauer, Krakower, Gr. Tessiner und Ziest-Sees. - Archiv Ver. Fr. Naturgesch. Mecklenburgs, 36, Güstrow
- ROESCHMANN, G. (1994): Prozesse der Bodenbildung. In: KUNTZE, H., ROESCHMANN, G. & G. SCHWERDTFEGER: Bodenkunde. 5. Auflage Stuttgart, S. 226-246.
- ROTHER, H. (2002): Das Nebeltal im Bereich der Pommerschen Hauptendmoräne bei Kuchelmiß (Mecklenburg) - Landschaftsstruktur und jungquartäre Landschaftsgenese". Unveröff. Diplomarbeit, Geographisches Institut der Universität Greifswald
- ROWINSKY, V. (2002): Stratigraphische Untersuchungen in Niedermooren Nordostdeutschlands (1992-2002). Greifswalder Geographische Arbeiten, Bd. 26, S. 97-100
- RUCHHÖFT, F. (1999): Der Wasserstand der "Oberen Seen" in Mecklenburg in Mittelalter und früher Neuzeit. Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern 6: 195-208.
- RUCHHÖFT, F. (2002): Wasserstände der "Oberen Seen" (Mecklenburg) in historischer Zeit. Greifswalder Geographische Arbeiten, Bd. 26, S. 197-200
- RÜHBERG, N., W. SCHULZ, W. v. BÜLOW, U. MÜLLER, H.-D. KRIENKE, F. BREMER, & T. DANN (1995): V. Mecklenburg-Vorpommern. In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands. Berlin u. Stuttgart, 95-115.
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. Berliner Geographische Arbeiten, 76, 145 S.
- SCHLAAK, N. (1998): Der Finowboden - Zeugnis einer begrabenen weichselspätglazialen Oberfläche in den Dünengebieten Nordostbrandenburgs. Münchener Geographische Abhandlungen, A49: 143-148.
- SCHMETTAU, F.W.C., v. (1788): Topographische, Oekonomische und Militärische Charte des Herzogtums Mecklenburg-Schwerin und des Fürstentums Ratzeburg.
- SCHULZ, W. (1962): Ein mesolithischer Siedlungsplatz am Krakower See. Unveröffentlichter Bericht in den Fundakten des Landesamtes für Bodendenkmalpflege M-V., 5 S.
- SCHULZ, W. (1963a): Aufnahmebericht zur geologischen Übersichtskartierung (1:100.000) des Messtischblattes Krakow (Nr. 2339). Archiv des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie (LUNG) Güstrow, 53 S.
- SCHULZ, W. (1963b): Eisrandlagen und Seeterrassen in der Umgebung von Krakow am See in Mecklenburg. Geologie, 12, S. 1152-1168.
- SCHULZ, W. (1967): Die geologische Situation im Naturschutzgebiet "Krakower Obersee". Naturschutzarbeit in Mecklenburg, 10: 32-36

- SCHULZ, W. (1968): Spätglaziale und holozäne Spiegelschwankungen an den westlichen Oberen Seen Mecklenburgs. *Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg*, 14: 7-43.
- SEENPROJEKT MECKLENBURG-VORPOMMERN (2003): Gewässerchemische Daten für den Krakower Untersee und Krakower Obersee der Jahre 1995 und 1999 (schriftl. Bericht)
- SUCCOW, M. & H. JOOSTEN (2001): *Landschaftsökologische Moorkunde* (2. Aufl.). 622 S.; Stuttgart.
- SUCCOW, M. (2000): Genese und Aufbau der Moore an Beispielen Ostdeutschlands - Verlandungsmoore. In: SUCCOW, M. & H. JOOSTEN [Hrsg.] (2000): *Landschaftsökologische Moorkunde*, 2. Aufl., S. 317-403
- SUCCOW, M., BLÜMEL, CH., WEGENER, U. & J. MÜLLER (1998): Standgewässer. In: *Naturschutz in der Kulturlandschaft - Schutz und Pflege von Lebensräumen*. Gustav Fischer, Jena, 455 S.
- WEIDERMANN, K. (1999): Zur Wald-, Forst- und Siedlungsgeschichte des Naturparks "Nossentiner-Schwinzer Heide". In: *Zur Wald-, Forst- und Siedlungsgeschichte - Aus Kultur und Wissenschaft*. Schriftenreihe des Landesamtes für Forsten und Großschutzgebiete Mecklenburg-Vorpommern, Naturpark Nossentiner-Schwinzer Heide, Heft 1, S. 6-57
- WIEBEKING, F. (1786): Karte des Großherzogthums Mecklenburg-Schwerin. (Nachdruck in: Engel, F. (1960): *Historischer Handatlas von Mecklenburg*. Köln/Graz). Blatt 23 - Krakower See
- 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.

Anschrift des Autors

Dipl. Geogr. Sebastian Lorenz, Universität Greifswald, Geographisches Institut,
Friedrich-Ludwig-Jahnstr. 16, D-17487 Greifswald, sebastian.lorenz@uni-greifswald.de

Die jungquartäre Landschaftsgenese des Nebeltales im Bereich der Pommerschen Hauptendmoräne bei Kuchelmiß (Mecklenburg)

Late Quaternary valley formation of the Nebel River in a moraine sequence of the Pomeranian Stage at Kuchelmiß (Mecklenburg)

HENRIK ROTHER

Zusammenfassung

Der untersuchte Talabschnitt der Nebel befindet sich im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage nördlich des Krakower Sees. Es ist ein „Durchbruchstal“ durch die Endmoränenzone mit einer Aufeinanderfolge von erosiven Engtalstrecken und akkumulativen Becken. Die Untersuchungsergebnisse verdeutlichen 6 Phasen der Talentwicklung: 1. Glaziale Anlage der Tiefenlinie durch Exaration und subglaziale Schmelzwassererosion (> 16,0 ka BP); 2. Konservierung der Tiefenstruktur durch Toteis im Pleniglazial (~ 14,0 ka BP); 3. Austauphase des Toteises und anschließende Seephase mit beginnender Beckensedimentation im Prä-Allerød; 4. Verbindung der Seebecken durch Überlaufen des Krakower Sees in die tieferliegenden Becken des Nebeltales während der Jüngerer Dryas sowie anschließende fluviale Erosion der zwischen den Becken liegenden Schwellen; 5. Verfüllung der Seebecken durch in-situ gebildete organogen-limnische Sedimente während des Frühholozäns mit folgender Verlandung im Atlantikum; 6. Anthropogen beeinflusste Gewässerphase mit massiven Eingriffen in die natürliche Gestalt des Fließgewässers seit historischer Zeit (von ca. 1200 u.Z.).

Summary

The studied river stretch of the Nebel River is located near Lake Krakow in the central part of Mecklenburg. Leaving Lake Krakow in a north east direction, the Nebel River cuts through a 2.5 km wide sequence of terminal moraines of the Pomeranian Stage that border the lake on its northern side. Phases of the Late Pleistocene to Holocene transformation of a subglacial channel into the present Nebel River valley are summarized as following: 1. Subglacial channel formation (> 16,0 ka BP); 2. Channel conservation by buried ice during deglaciation (~ 14,0 ka BP); 3. Melt down of dead ice and initial lake phase in the channel structure (Pre-Allerød); 4. Connection of lake basins due to water overspill from Lake Krakow causing incision in channel steps (Younger Dryas); 5. Infilling of organic sediments into small lake basins in the Nebel valley leading to the accumulation of peat (Preboreal - Atlantikum); 6. Phase of human induced alteration of the Nebel River (starting at ca. 1200 AD).

1 Einführung

Hochauflösende Felduntersuchungen zur Genese von fluvialen und limnischen Systemen sind Grundlage für die Rekonstruktion der Gewässernetzentwicklung im Jungquartär. Darüber hinaus stellen Untersuchungen zur Herausbildung von hydrologischen Strukturen aufgrund der Vielfalt der zu berücksichtigenden Einflussfaktoren (Responsesystem aus Geologie, Geomorphologie, Klima, Vegetation) einen wichtigen Beitrag zum Verständnis der allgemeinen Reliefentwicklung seit dem Spätglazial dar.

In Verbindung mit der Erforschung der jungquartären Reliefgenese haben Untersuchungen zur Paläohydrologie Nordostdeutschlands eine lange Tradition (GEINITZ 1886, 1922; HURTIG 1955; WOLDSTEDT 1956; LIEDTKE 1958; SCHULZ 1963; JANKE 1978; MARCINEK 1978; NITZ 1984; BILLWITZ et al. 1998; KAISER 2001). Dennoch fehlen mit Hinblick auf die Flussentwicklung für den Raum Mecklenburg-Vorpommern oftmals genauere Felduntersuchungen bzw. liegen nur für einige Flussläufe vor (Peene, Recknitz-Trebel, Tollense, Uecker, Randow, Warnow). Vor allem im Vergleich zum stärker regelhaft angeordneten Talnetz Vorpommerns ("Gitterform") hat das unregelmäßigere Kleintalnetz der Flüsse Mecklenburgs (Nebel, Mildnitz, Elde) bisher kaum geowissenschaftliche Bearbeitung erfahren.

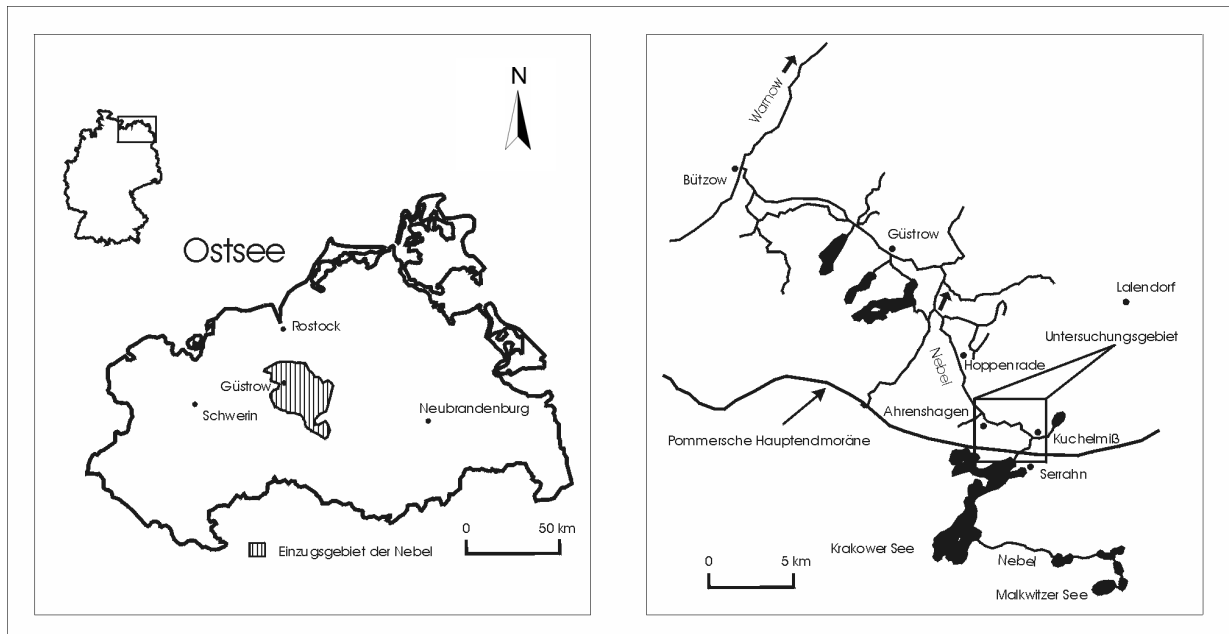


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes in Mecklenburg / Vorpommern

Die vorliegende Arbeit untersucht die jungquartäre Entwicklung des Flusses Nebel anhand geologisch-geomorphologischer Befunde. Besondere Berücksichtigung fand der Talabschnitt unmittelbar nördlich des Krakower Sees, in dem die Nebel die Pommersche Haupteisrandlage durchbricht. Konkrete Fragestellungen betrafen die Anlage und Entwicklung des Durchbruchstaes. Zusätzlich ließen die in den Flusslauf eingeschalteten Becken Aussagen zur lokalen Beckenbildung, als auch über das Ausmaß der klimagesteuerten Sedimentation zu.

Die Untersuchungen im Nebeltal wurden im Rahmen einer Diplomarbeit am Geographischen Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald durchgeführt. Eine parallel laufende Arbeit zu Uferstrukturen und Paläohydrologie des Krakower Sees durch LORENZ (2002) ermöglichte die Einbindung der Ergebnisse in die Maßstabebene des 'klein-regionalen Gewässernetzes', die als vermittelnde Ebene zwischen Einzelaufschlüssen und der regionalen Betrachtung steht. Damit konnte die Datenlage für einige Aspekte der jungquartären Entwicklung des Krakower Sees und des sich nördlich anschließenden Durchbruchstaes der Nebel verbessert werden. Dennoch bleiben Kenntnislücken vor allem hinsichtlich der Genese des Krakower Sees und der Entwicklung weiterer Talabschnitte der Nebel bestehen.

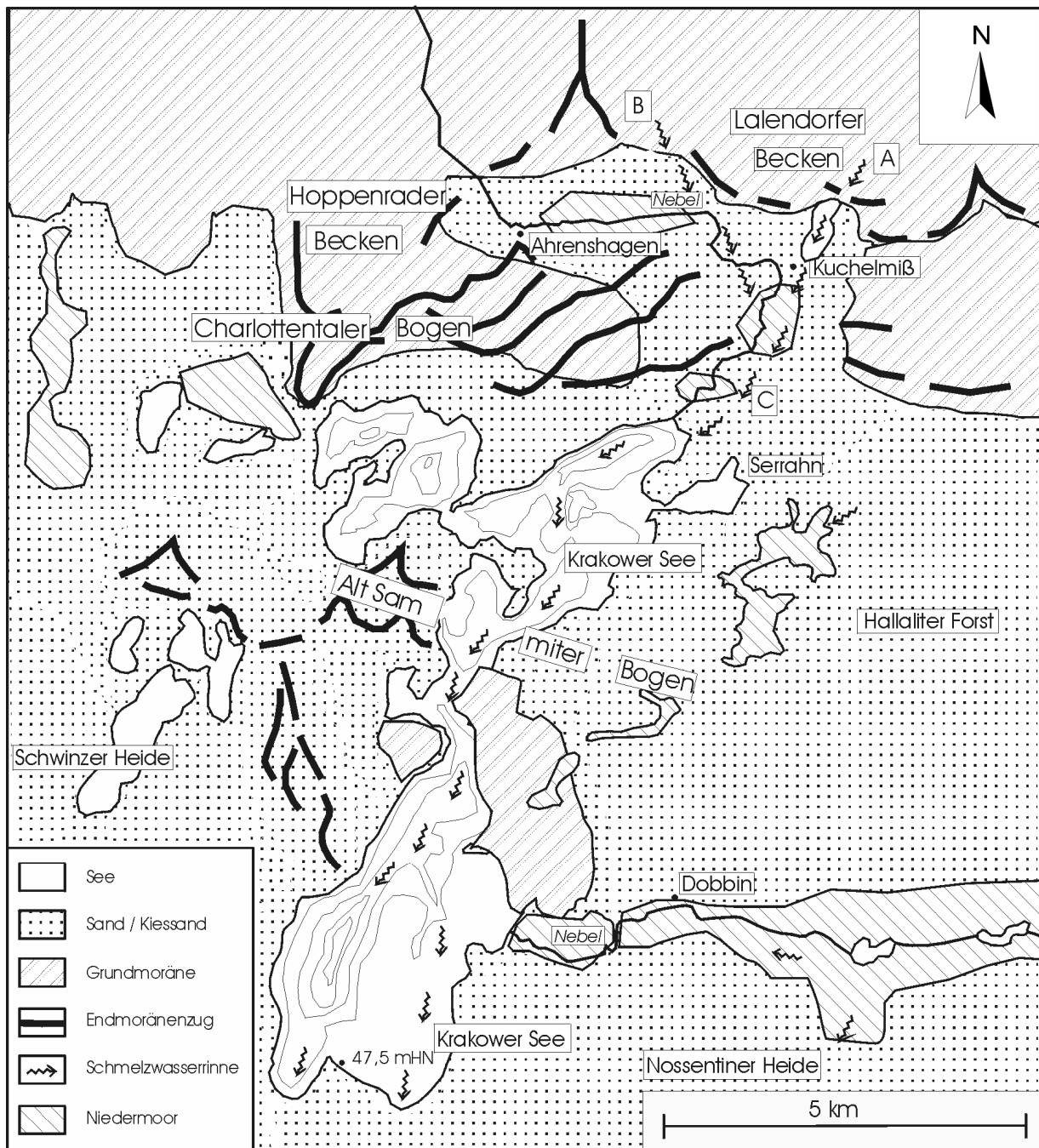


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Krakower Sees (nach SCHULZ 1963 u. RICHTER 1963, verändert)

2 Das Untersuchungsgebiet: Die Nebel zwischen Krakower See und Ahrenshagen / Mecklenburg

Das Arbeitsgebiet befindet sich im mittleren Mecklenburg am westlichen Rand der mecklenburgischen Seenplatte und wird von der Pommerschen Eisrandlage in mehreren hintereinanderliegenden WNW-ESE streichenden Bögen gequert. Nördlich der Eisrandlage schließen sich die landwirtschaftlich genutzten Grundmoränenflächen des Hoppenrader und Lalendorfer Beckens an. Südlich liegt der Krakower See umgeben von den bewaldeten Sandflächen des Hallaliter Forstes sowie der Nossentiner und Schwinzer Heide (Abb. 2).

Mit einer Größe des Einzugsgebietes von 927,9 km² (AMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT 1970) ist die Nebel der größte Nebenfluss der Warnow. Das Fließgewässer stellt den einzigen Abfluss

des Krakower Sees dar. Durch die Überwindung der regional als Wasserscheide zwischen Ostsee und Nordsee fungierenden Pommerschen Eisrandlage entwässert die Nebel das Einzugsgebiet des Krakower Sees über die Warnow in die Ostsee.

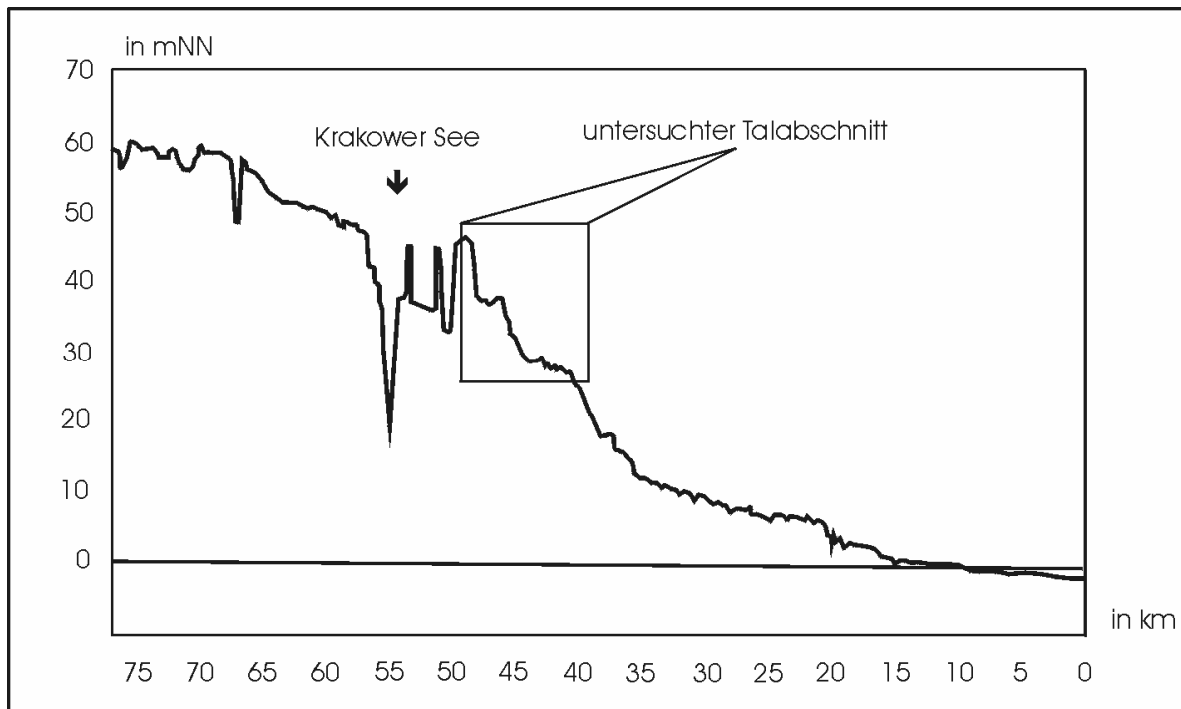


Abb. 3: Flussgefälle der Nebel von der Quelle bis zur Mündung (MEHL & THIELE 1995)

Charakteristisch für das Fließgewässer der Nebel und generelles Merkmal des Gewässertyps des mecklenburgischen Jungmoränenlandes ist der im Vergleich zum Altmoränenland geringere Grad hierarchischer Organisation. Beispiel hierfür sind die oft unvermittelten Richtungsänderungen sowie das unausgeglichene Flusslängsprofil der Nebel. Hinzu kommt ein auffälliger Reichtum an verschiedenen dimensionierten Beckenstrukturen, die selbst in Nebelnähe häufig als abflusslose Binnenentwässerungsgebiete ausgebildet sind.

Ihren Ursprung hat die Nebel im Malkwitzer See in der Nossentiner Heide südöstlich des Krakower Sees (Abb. 2). Auf ihrem Weg zum Krakower See durchfließt sie im Oberlauf ein im Sander liegendes Niederungsgebiet bestehend aus mehreren kleineren Seen (Malkwitzer See, Kraazer See, Hofsee, Orthsee, Linstower See), sowie Niedermooren (Kiether Moor, Dobbiner Moor). In der Nähe der Ortschaft Dobbin tritt die Nebel in den Südostteil des Krakower Sees und verlässt diesen wieder an seinem Nordostende nahe der Ortschaft Serrahn. Von Serrahn fließt sie zunächst in nordöstliche Richtung und durchschneidet in einem als Durchbruchstal bezeichneten Talabschnitt die Pommersche Endmoräne. Bei Kuchelmiß wendet sie sich nach Westen und durchfließt das Tiefe Bruch bei Ahrenshagen. Hinter der Ortschaft schwenkt die Nebel nach Nordwesten und zertalt in einem weiteren Engtalabschnitt die Beckenrandmoräne des Hoppenrader Beckens. Nach Passage des flachen Hoppenrader Grundmoränenbeckens ändert der Fluss in der Nähe des Ortes Klueß erneut abrupt seine Laufrichtung nach Westen. Nachdem sie Güstrow durchquert hat, mündet die Nebel bei Bützow in die Warnow. Flußab von Güstrow speist ein Großteil des Nebelwassers den Güstrow-Bützow Kanal, nur ein geringer Teil des Wassers verbleibt in der alten Nebel. Von der Quelle im Malkwitzer See bis zur Mündung in die Warnow hat die Nebel eine Gesamtlänge von 64 km, sie überwindet dabei ein Gesamtgefälle von ca. 60 Höhenmetern (Abb. 3). Damit besitzt die Nebel ein für Tieflandsflüsse erhebliches Gefälle. Größere Zuflüs-

se (Teuchelbach, Lößnitz, Au graben) erhält die Nebel im Hoppenrader Becken bzw. nahe Güstrow. Der langjährige mittlere Abfluss (MQ) der Nebel beträgt am Pegel Güstrow $3,92 \text{ m}^3/\text{s}$, der mittlere Hochwasserabfluss (MHQ) beträgt $13,3 \text{ m}^3/\text{s}$ (UMWELTMINISTERIUM M-V 1994). Mit den Abflussmaxima von Januar bis April und den Abflussminima von Juli bis Oktober ordnet sich die Nebel dem ozeanischen Typ des Abflussregimes zu.

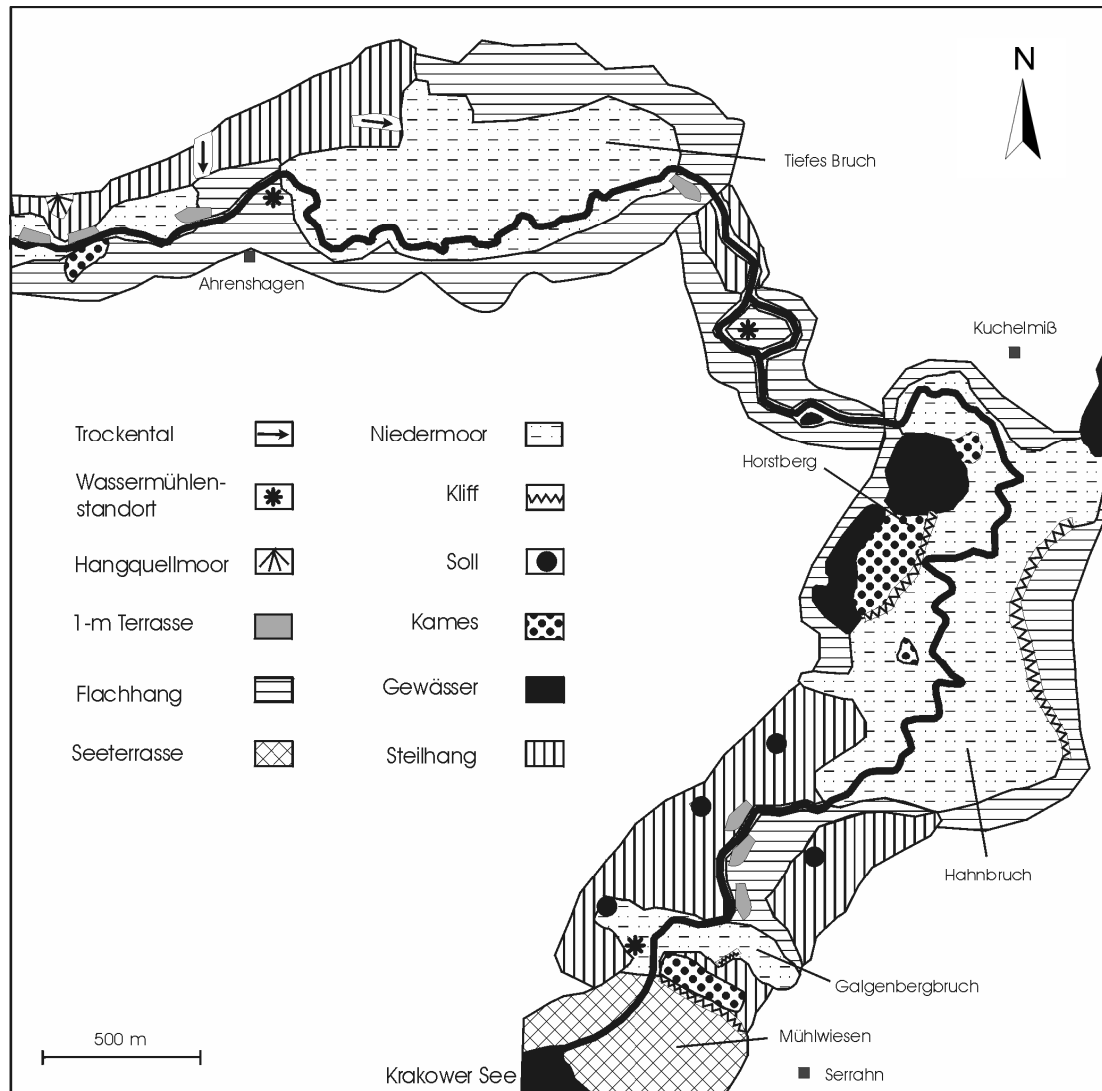


Abb. 4: Geomorphologische Karte des Nebeltales zwischen Krakower See und Ahrenshagen

Dominierendes Merkmal der Geländemorphologie des Untersuchungsraumes bildet der nördlich des Krakower Sees entlanglaufende Charlottentaler Endmoränenbogen der Pommerschen Eisrandlage mit maximalen Höhen von 70 - 80 m HN. Innerhalb der bis zu 2,5 km breiten Endmoränenzone finden sich Becken und Hohlformen verschiedener Dimension. Den zahlreichen kleinen Hohlformen (< 3 ha) wie Söllen, Kesselmooren und Kleinseen stehen die größeren Verlandungsbecken des Hahnbruchs (ca. 76 ha) und des Tiefen Bruchs (ca. 54 ha) gegenüber. Verallgemeinernd treten 3 Hauptelemente geomorphologisch in Erscheinung:

1. der Höhenzug des Charlottentaler Endmoränenzuges;
2. eine zwischen Kuchelmiß und Krakower See NE - SW durchziehende Tiefenlinie, die von der Nebel genutzt wird;
3. die in den Talverlauf eingeschalteten Beckenweitungen verschiedenen Ausmaßes;

Im unmittelbaren Durchbruchsbereich ist das Bett der Nebel bis zu 12 m eingetieft. Die Fließgeschwindigkeit schwankt zwischen 1,3 m/s (schießend) in den Engtalstrecken und 0,2 m/s (strömend) in den Beckenbereichen. In den hochenergetischen Talabschnitten mit starker Fließgeschwindigkeit ist die Talmorphologie durch verstellte Hänge, Kies- und Sandbänke sowie durch Blöcke und Steine im Gerinnebett gekennzeichnet. In den niedrigenergetischen Beckenbereichen und Niedermooren ist der Nebelverlauf sehr windungsreich, an vielen Abschnitten findet sich eine ca. 1 m über dem Fluss liegende akkumulative Terrasse. Die Elemente der Oberflächenmorphologie sind in Abb. 4 zusammengestellt.

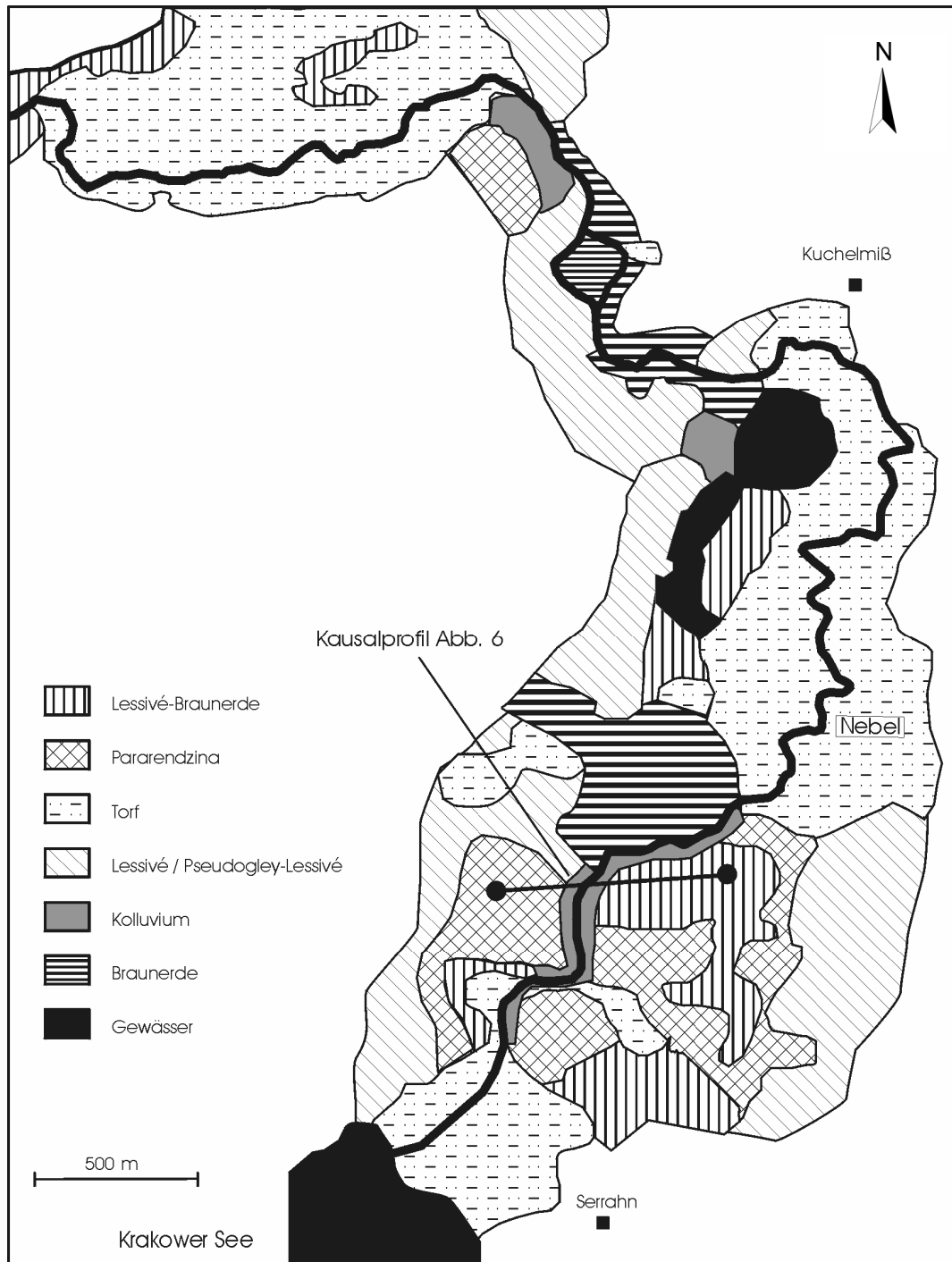


Abb. 5: Bodenformen im Nebeltal (ZANDER & KÖPCKE 1976; BRANDT 1994, verändert und ergänzt)

2.1 Böden

Für das Untersuchungsgebiet liegen Bodendaten aus der neukartierten Forstamtlichen Standortskarte (BRANDT 1994) sowie aus der Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung (MMK) (ZANDER & KÖPCKE 1976) vor. Im Rahmen der Geländearbeiten für die vorliegende Arbeit wurde eine kleinräumige Bodenkartierung vorgenommen. Eine zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse eigener bodenkundlicher Kartierung sowie der forstamtlichen sowie landwirtschaftlichen Bodenkarten zeigt Abb. 5.

Hauptsubstrate der Böden im Nebelgebiet sind weichselzeitlicher Geschiebemergel, Geschiebelehm oder lehmiger Sand sowie Sande und Kiese verschiedener Genese und Altersstellung. Bei den auf der östlichen Talseite dominierenden grobklastischen Substraten der Ablationsmoräne handelt es sich um Gesteinsschutt aller Korngrößen, der während der Deglaziation niederschmolz und durch glazifluviale Schmelzwässer durchgespült und teilweise umgelagert wurde (HINZE et al. 1998). Aufgrund des großen Porenanteils ist das Substrat gut durchlüftet und durchsickerbar, die Verwitterung verläuft daher mit vergleichsweise hoher Intensität. Innerhalb der Sande fanden sich stark "in-situ" angewitterte kristalline Geschiebe. Je nach Lage im Relief sind die Profile zusätzlich vergleitet. Die Leitbodenformen auf den groben Substraten im Nebeltal sind Braunerden, Lessivé-Braunerden und Braunerde-Lessivés (Abb. 6).

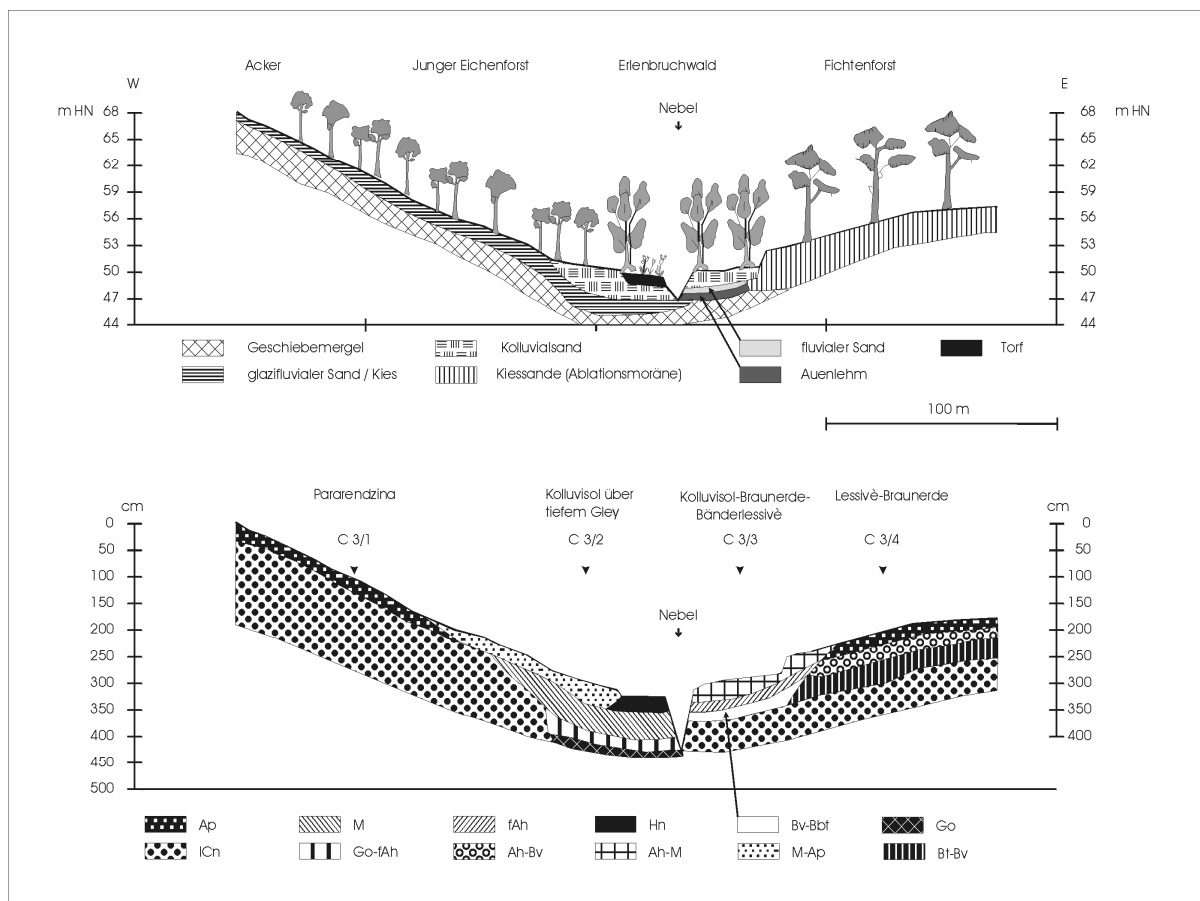


Abb. 6: Kausalprofil zur Standortkette C 3 oberem Abschnitt des Nebeltales

In den waldbestandenen Arealen des Nebeltales findet sich auf trockenen Standorten ein Hainbuchen-Buchen-Eichen Wald sowie ein Erlenbruchwald in den vernässten Geländepositionen. Neben den waldbestandenen Gebieten in Nebelnähe nehmen landwirtschaftliche Nutzräume große Flächen nördlich des Krakower Sees und im Hoppenrader Becken ein. Die auf Geschiebemergel entwickelten Böden im Bereich des Nebeltales sind durch die Folgen

landwirtschaftlicher Nutzung zumeist eingerumpft. Häufig finden sich Ap-ICn Profile von Pararendzinen. Bei Standorten, die weniger stark von Bodenerosion betroffen sind, finden sich ungestörte Zweischichtprofile aus Geschiebedecksand über decarbonisiertem Geschiebelehm. In diesen Substraten bildeten sich vorwiegend Braunerden, die an den unteren Hangteilen zusätzlich durch eine deutliche Pseudovergleyung gekennzeichnet sind.

3 Geologischer Kenntnisstand

Für die Nebel selbst liegen bislang keine höher auflösenden Untersuchungen zur Talgenese vor. Mit Hinblick auf den benachbarten Krakower See stammen erste Studien mit paläohydrologischem Hintergrund aus dem letzten Drittel des 19. Jahrhunderts. Durch vor allem beschreibende Geländeanalysen erkannten GEINITZ (1886) und AHRENS (1913) am Krakower See Terrassen im 1 m-, 2 m- und 5 m-Niveau. Anhand dieser und anderer Befunde zu Terrassenbildungen an den Seen Mecklenburgs wurde erkannt, dass die mecklenburgischen Seen während ihrer jungquartären Entwicklung mehreren Seespiegelschwankungen unterworfen waren. Nach einer ersten Tiefenlotung im Krakower See durch PETLZ (1893) und dem Entdecken von rinnenartigen Strukturen im Seebecken beobachtete GEINITZ (1922), dass sich die Tiefen des Sees "vielfach in Mooren landwärts fortsetzen".

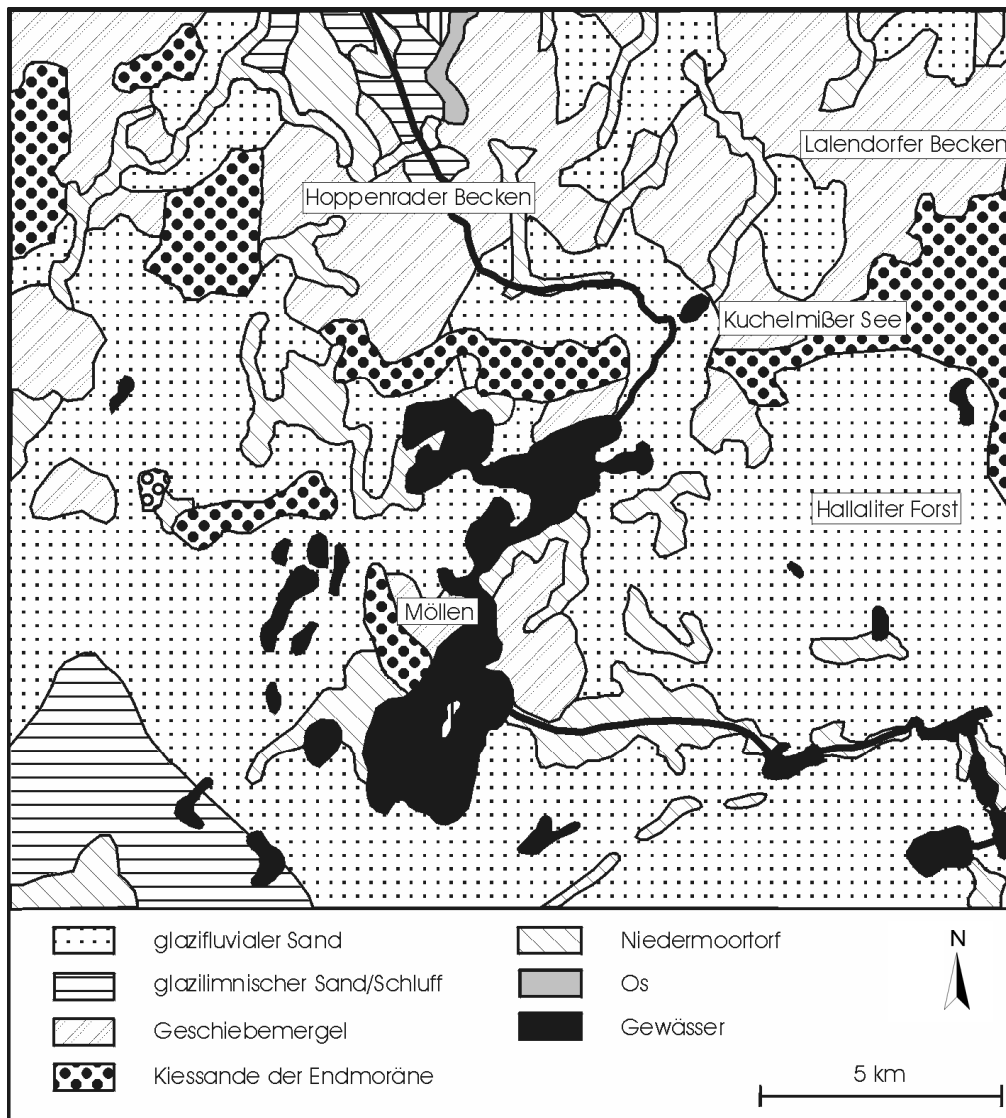


Abb. 7: Geologische Übersichtskarte vom Raum Krakower See (GEOLOGISCHE KARTE M/V, 1 : 200 000)

Für die Becken des Krakower Sees und des Nebeltales erklärte GEINITZ (1886) die Beckengeneese durch "Evorsion". Dieser Prozess beschreibt die Entstehung von Austrudlungsformen durch vertikal stürzende glaziäre Schmelzwässer. Nach genaueren Analysen von mehreren Beckenprofilen der Seen der westlichen Seenplatte beschrieben spätere Bearbeiter (DAHNIKE 1956; SCHULZ 1963) den Krakower See in seiner Genese als Kombinationssee. Danach wird das nördliche Seebecken (Untersee) durch zwei Zungenbecken gebildet, während der südliche Seeteil (Obersee) als Rinnensee geformt wurde. Beide Seebecken werden durch eine subglaziale Rinne gequert, die an der Verbindungsstelle der beiden Seebecken die Maximalrandlage des Pommerschen Eises (Alt-Sammiter Bogen) durchbricht.

Durch die geologische Übersichtskartierung aus den Jahren 1961-1965 (Maßstab 1 : 100 000) erfolgte die erste flächenhafte Aufnahme und Interpretation der im Gebiet anstehenden Sedimente und deren Strukturen (SCHULZ 1962a; 1962b; 1965, LANGER 1962) (Abb. 7). Mit Hilfe von Tiefbohrungen und refraktionsseismischen Messungen (THOMAS 1956) wurde die Stratigraphie bis in das Präquartär erkundet. Im Raum Krakow liegt die Quartärbasis bei 85 m unter Flur (- 29 m NN). Durch die Aufbeulung einer E - W streichende Salzstruktur stehen Jura-Abfolgen (Lias) direkt unter Pleistozän an (Schichtenverzeichnis 2339, Bohrung Krakow 1/58).

Die Endmoränen des Pommerschen Eises liegen im Bereich des Krakower Sees weit auseinander. Zwischen der Haupteisrandlage im Norden bei Kuchelmiß und der maximalen Randlage des Buchenberges im Süden liegt eine Distanz von ca. 9 km. Die am südlichsten gelegene Endmoräne bei Möllen ist von SCHULZ (1962a) als Eisrandlage eines frühpommerschen Vorstoßes eingeordnet worden. Weiter östlich, im Raum Kuchelmiß, verschachteln sich dagegen die verschiedenen Eisrandlagen zu einer kompakten Endmoränenzone. Nach SCHULZ (1965) besteht der Abschnitt im Norden und Süden des Nebeltales aus Satzendmoränen mit eingeschobenen Stauchendmoränen um den Mühlberg. Die erhebliche N - S Erstreckung des gesamten Endmoränenkomplexes verweist auf die Dynamik des Gletscherrandes während des Pommerschen Stadiums.

Nördlich der durch den Krakower Lobus angelegten Eisrandlagen schließen sich die Gletscherzungenbecken von Lalendorf und Hoppenrade an. Das östlich liegende Lalendorfer Becken wird von mehreren Schmelzwasserrinnen durchzogen über die der Sander des Hallaliter Forstes geschüttet wurde. Parallel zum Nebeltal greift die trichterartige Sanderwurzel nach Norden bis zum von SCHULZ (1962a) postulierten Gletschertor nördlich des Kuchelmißer Sees (Abb. 8). Nördlich Hallalit am ehemaligen Eisrand liegt die Sanderoberfläche bei ca. 90 m HN, die Sedimentmächtigkeit des Sanders beträgt etwa 10 m. Nach Süden fällt die Sanderoberfläche bis auf ca. 65 m HN ab, gleichzeitig nimmt die Mächtigkeit des Sanders bis auf etwa 35 m zu (SCHULZ 1965).

Bezüglich der Genese des Nebeltales sind zwei aus dem Lalendorfer Becken heraustretende Schmelzwasserbahnen bedeutsam (siehe Abb. 2): Nach RICHTER (1963) setzt an der Stirnmoräne des Lalendorfer Beckens eine NNE - SSW streichende Rinne an, in welcher der Kuchelmißer See als Rinnensee liegt (A). Eine zweite Rinne verläuft über Ziestsee, Bansow, Schwarzer See zum Tiefen Bruch nordwestlich von Kuchelmiß (B). Mit dem Durchbruch dieser Rinne zum Hahnbruch vereinigten sich die beiden Rinnen und setzen sich durch das heutige Nebeltal in den Krakower See fort (C). Die Schmelzwasserbahn verlief dann durch den Serahner See und schwenkte im Krakower Untersee zwischen den Inseln Liepse und Wolbenwerder nach Süden.

Die postglaziale hydrographische Entwicklung des Krakower Sees findet ihren Ausdruck in der durch Seeterrassen gegliederten Uferstruktur (LORENZ 2002). Dabei tritt die 2-m Terrasse am deutlichsten in Erscheinung. Sie erreicht ihre größte Ausdehnung am Süd-Ende des Krakower Sees, wo sie eine Breite von ca. 500 m aufweist und von einem bis zu 10 m hohen Kliff begrenzt wird. Die Pleistozänkerne der Inseln des Sees sind ebenfalls im 2-m Niveau abra diert. Eine direkte Datierung der 2-m Terrasse gelang bislang nicht. Das obere zeitliche Mindestalter dieser Terrasse wird durch einen in den 60er Jahren entdeckten mesolithischen

Siedlungsplatz auf der 2-m Terrasse am Möllener See markiert. SCHULZ (1963) vermutet für die 2-m Terrasse eine Bildung während der Dryas III. Eine jüngere, ca. 1 m über dem heutigen Seespiegel liegende Terrasse, geht auf anthropogenen Einfluss zurück. Nach der Stadtchronik der Stadt Krakow am See fiel der Seespiegel am 7. 9. 1830 um 3,5 Fuß (1,05 m) aufgrund der Verlagerung eines stauenden Aalfanges ins untere Nebeltal. Oberhalb der 1-m und 2-m Terrassen ist von GEINITZ (1886), AHRENS (1913) und SCHULZ (1963) eine 5-m Terrasse beschrieben worden. Die beiden einzigen Fundpunkte der 5-m Terrasse sind während der letzten Jahrzehnte durch Baumaßnahmen überformt bzw. zerstört worden. Da die Terrasse an keiner anderen Stelle um den Krakower See auftritt und korrelierbare limnische Sedimente in einem Pegelniveau 5 m über dem heutigen Seespiegel fehlen, ist die Existenz einer 5-m Terrasse nicht belegt (LORENZ 2002).

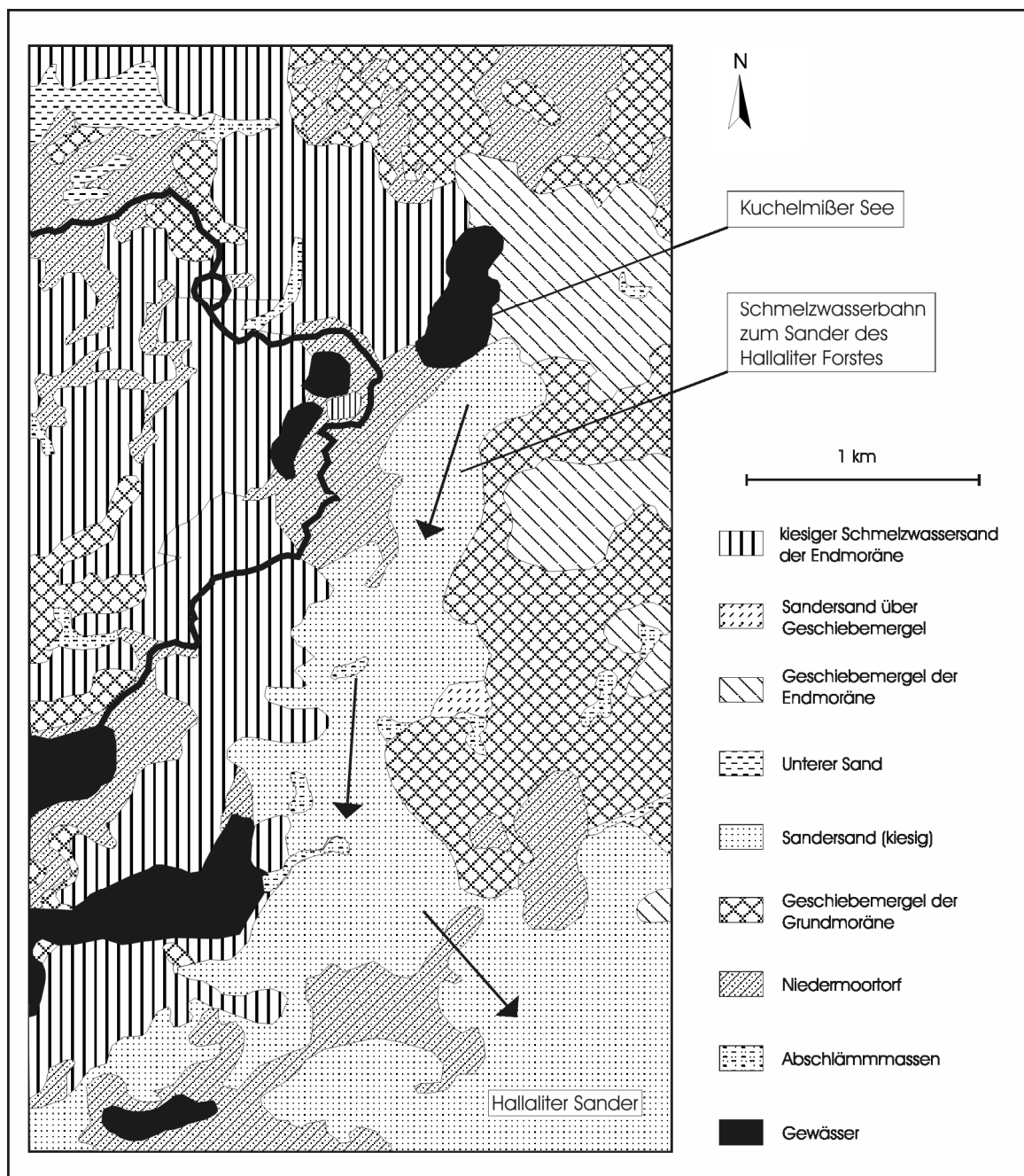


Abb. 8: Geologie östlich des Nebeltales. Ausschnitt aus der geologischen Karte / Arbeitskarte 1 : 25 000 zum Blatt Serrahn 2340

4 Methodik

4.1 Geländearbeiten

Vorrangiges Ziel der Geländearbeiten war es, durch eine kleinräumige geologisch-bodenkundliche Kartierung Substrate und Stratigraphien im Untersuchungsgebiet zu erkunden. Für die Ansprache der Substrate und Bodenformen wurden Gruben angelegt, die bis zu einer Profiltiefe von ca. 230 cm sedimentologisch ausgewertet wurden. Alle Substrate sind nach den Eigenschaften Tiefe, Korngröße, Farbe, Feuchte, Humusgehalt und Kalkgehalt angesprochen worden. Die terminologische Einteilung der Sedimente richtet sich nach der geogenetischen Definition quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1 : 25 000 der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (GEOLOGISCHES JAHRBUCH 1989). Die bodensystematische Ansprache erfolgte nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung ("KA 4" 1994).

Zusätzlich zu den Bodengruben wurde eine größere Anzahl von Bohrungen abgeteuft, dabei kam verschiedenes Bohrgerät zum Einsatz (Nutmange Ø 3 cm, Rammkernsonde Ø 5 cm, Klappsonde Ø 5 cm). Insgesamt sind im Untersuchungsgebiet 36 Bodengruben angelegt und 113 Bohrungen abgeteuft worden. Von den Bohrungen erreichten 75 eine Tiefe von 2 - 4 m, 31 der Bohrungen lagen zwischen 4 - 7 m und 6 Bohrungen hatten eine Endteufe von mehr als 7 m, wobei die tiefste Bohrung bei 13 Metern lag. Neben den selbst erbohrten Profilen wurden 27 Bohrungen aus den geologischen Schichtenverzeichnissen ausgewertet (GEOLOGISCHER DIENST MECKLENBURG-VORPOMMERN). Die Bohrungen des GEOLOGISCHEN DIENSTES wurden vorwiegend im Zusammenhang mit der geologischen Kartierung des Gebietes in den 60er Jahren sowie im Rahmen verschiedener ingenieurgeologischer Erkundungen abgeteuft. Im allgemeinen erreichten diese Bohrungen Endtiefen von 15 - 20 Metern.

4.2 Laborarbeiten

Die laboranalytische Auswertung umfasste vier mit der Rammkernsonde erbohrte und beprobte Beckenprofile, die eine Sedimentsäule zwischen 7 m und 13 m aufschlossen. Des Weiteren wurden aus den 36 bodensystematisch aufgenommenen Bodenprofilen 4 Leitprofile im Labor untersucht. An insgesamt 51 Proben wurden Korngrößenuntersuchungen vorgenommen, wobei zunächst der Humus- und Carbonatanteil der Probe zerstört und anschließend das Bodenmaterial in Natriumpyrophosphat dispergiert wurde. Der Grobboden wurde in einem Siebverfahren fraktioniert. Für die Ermittlung des Feinbodenanteils kamen zwei Verfahren zum Einsatz: Das laseroptische System "Laser Partikel Sizer - Analysette 22" (Firma Fritsch) sowie ein modifiziertes Pipetierverfahren nach BILLWITZ (1977).

Zur Bestimmung der prozentualen Masseanteile organischer Substanz wurden Glühverlustanalysen an durchgeführt. Das Glühen von 2 g Bodenmaterial erfolgte über 2,5 h bei 550 °C. Die Carbonatanalyse wurde mit einer wasserummantelten Apparatur nach SCHEIBLER durchgeführt (BILLWITZ 1977). Dabei werden 2 - 5 g Bodenmaterial mit 10 ml HCL versetzt und das entstehende CO₂ volumetrisch gemessen und unter Berücksichtigung von Raumtemperatur und Luftdruck in Gewichtsprozent CaCO₃ umgerechnet. Zur chemischen Charakterisierung der Bodenhorizonte wurden an ausgesuchten Bodenprofilen pH-Analysen (CaCl₂) vorgenommen.

Für die vorliegende Arbeit wurde ein Pollendiagramm des Standortes Tiefes Bruch bei Ahrenshagen durch A. KAFFKE/Greifswald erstellt. Die Probennahme aus 7 m Tiefe erfolgte an der offenen Rammkernsonde. Aufgearbeitet wurde das Probenmaterial unter Einsatz eines Azetolyse-Verfahrens bei Behandlung mit Flußsäure.

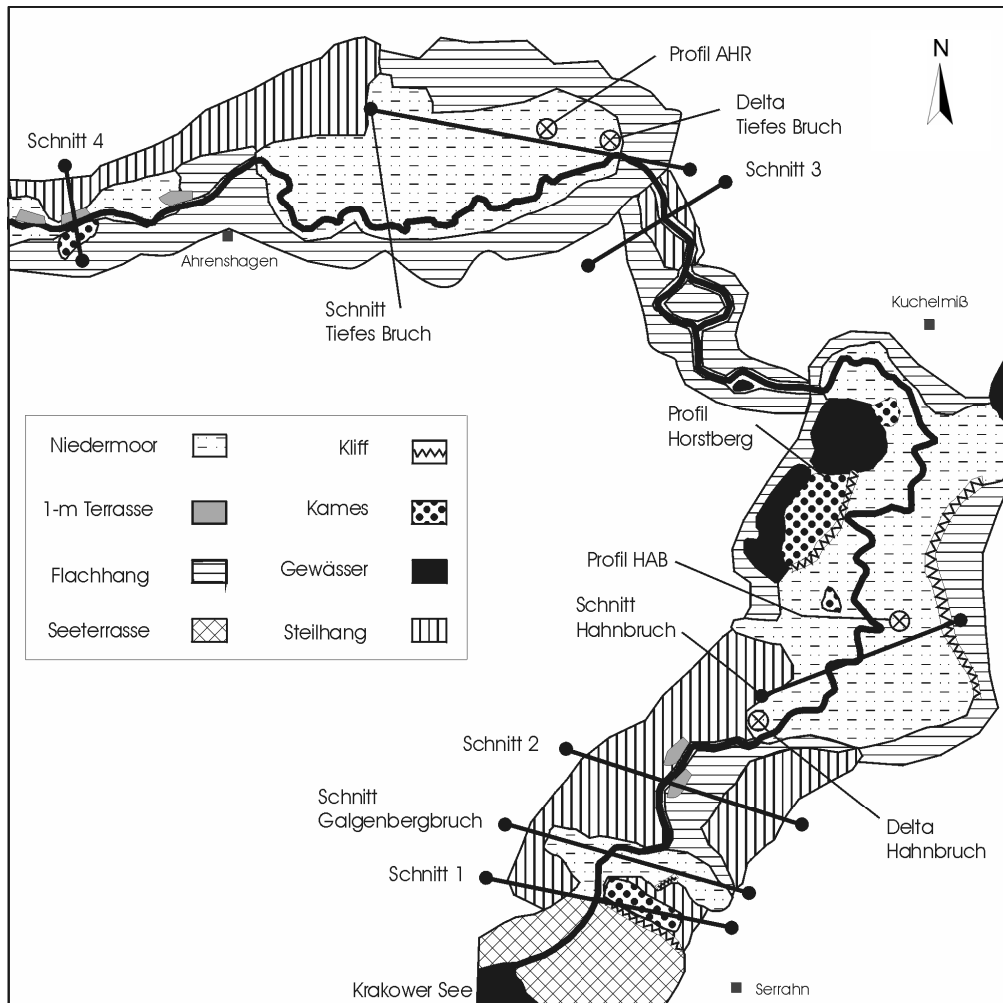


Abb. 9: Lage von im Text diskutierten Profilen und Schnitten

5 Untersuchungen im Nebeltal zwischen Krakower See und Ahrenshagen

Der untersuchte Talabschnitt der Nebel umfasst eine Flusslaufstrecke von ca. 8,5 km beginnend vom Ausfluss der Nebel aus dem Krakower See bis zur Ortschaft Ahrenshagen. Mit 19,5 m Gefälleverlust ist dieser Talabschnitt der gefällereichste des gesamten Nebeltales. Bedingt durch die unmittelbare Lage im Bereich der Endmoräne besitzt der Raum kleinräumig eine erhebliche Reliefenergie mit starken Hangneigungen. Die höchste Erhebung wird durch den auf der westlichen Nebelseite gelegenen Mühlberg mit 71,6 m HN markiert. Der Höhenunterschied zwischen den Erhebungen der Endmoräne und den Niederungen des Nebeltales beträgt auf kurzer Distanz maximal 55,0 m. Entsprechend der Lage von Becken- und Endmoränenbereichen zeigt die Reliefenergie auffallende Unterschiede. Zur quantitativen Erfassung der Bewegtheit des Reliefs wurden eine Hangneigungskarte aus der digitalisierten TK 10 errechnet (GRASS 5.0-pre-5). Maximale Hangneigungen liegen danach bei ca. 13 - 16° im Bereich Endmoräne, wogegen die Geländeneigung im Bereich der Becken nur 1 - 2° erreichen.

Nach Ansprache von Sedimenten und Oberflächenformen entlang des Nebeltales wurden Erosionsstrecken und Akkumulationsstrecken entlang Nebel ausgegliedert. Allgemein lässt sich das Nebeltal im Untersuchungsgebiet durch eine "Becken-Schwellen-Struktur" charakterisieren, die durch die Nebel zertalt wird (Abb. 10). Mehrere Meter mächtige limnische Sedimente unter Verlandungstorfen in den drei von der Nebel durchflossenen Becken (Galgenbergbruch, Hahnbruch und Tiefes Bruch) verweisen auf Paläoseephasen der bis zu 20 m tiefen Beckenhohlformen.

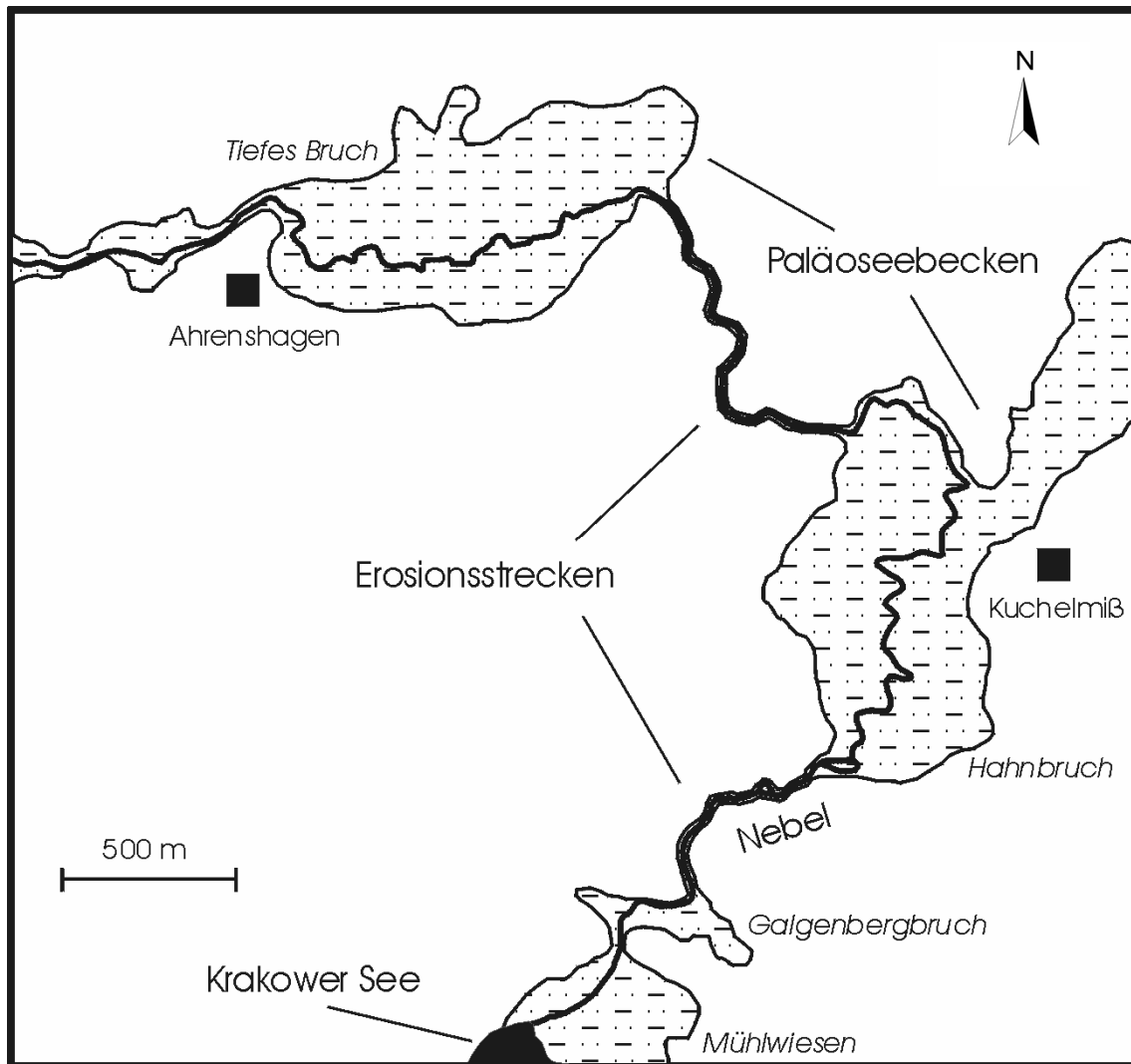


Abb. 10: Erosions- und Akkumulationsstrecken im Nebeldurchbruchstal

5. 1 Die Erosionsstrecken im Nebeltal

In den erosiven Talabschnitten des Untersuchungsgebietes hat sich die Nebel zwischen 3 - 12 m tief eingeschnitten. Die Hänge dieser Talbereiche werden vorwiegend durch ungeschichtete glaziäre Kiessande aufgebaut. Daneben findet sich vor allem auf der westlichen Nebelseite Geschiebemergel, der zumeist durch geringmächtige glazifluviale Sande überlagert ist (Abb. 11). Bei den Kiessanden handelt es sich um grobklastische Gesteine, deren Hauptmatrix durch mittelsandigen Grobsand bis Grobsand gebildet wird. Zahlreiche Kiese, Steine und auch Blöcke sind im Substratskelett angereichert. Das Ausgangsgestein enthält zwischen 7 % - 14 % Carbonat. Zum Teil bilden Steine und Blöcke massive, sehr schwer grabbare Packungen. Im allgemeinen liegt die maximale Komponentengröße bei \varnothing 20 cm, vereinzelt finden sich Blöcke bis \varnothing 35 cm. Die Kiessande weisen keine oder nur geringe Schichtungsmerkmale auf, die, wenn vorhanden, auf einzelne Sandtaschen beschränkt bleiben. Innerhalb der chaotisch gelagerten Kiessande finden sich zum Teil 30 - 150 cm mächtige Lagen aus mäßig bis gut sortiertem Mittelsand.

Nach ihrer geogenetischen Definition werden die oben beschriebenen Ablagerungen als Abschmelzmoräne (Ablationsmoräne) im Sinne von HINZE et al. (1989) angesprochen. Sedimente dieses Morärentyps sind nicht oder nur schwach geschichtet und entstehen durch Aus-

schmelzen des im Gletscher transportierten Gesteinsmaterials, das zum Teil auf niedertauendem Eis abgelagert wurde. Häufig kam es während des Niedertauprozesses zu Umlagerungen durch Wasser und Rutschungen. Dabei wurden die Ablagerungen von Schmelzwässern durchspült und lithologisch sowie strukturell verändert (WEIßE 1995). In der Folge kam es daher zur sekundären Reduzierung des Anteils der Feinkornfraktionen. Abschmelzmoränen sowie eine Häufung von Kames sind Hinweis auf größere Mengen stagnierendes Resteises im Bildungsbereich der Moränen. Aufgrund ihrer vorwiegend spät-pleniglazialen Entstehung werden Ablationsmoränen von einigen Autoren dem periglazialen Formenschatz zugeordnet (BUSSEMER 1993).

Hinsichtlich der Fazies des Geschiebemergels können im Nebeltal zwei Formen unterschieden werden. Im östlichen Nebeltal findet sich geschiebearmer, dafür kompakt und homogen wirkender Geschiebemergel, der auf eine Ablagerung im basalen Teil des Eises hinweist ('lodgement till'). Der Geschiebemergel der Hochflächen weist dagegen ein teils plattiges und schichtiges Gefüge auf. Es finden sich Linsen aus schluffigem Sand bzw. sedimentärem Ton innerhalb des Sediments. Diese Form des Ausschmelztilles ('melt-out-till' nach LOWE / WALKER 1997) bildet sich durch basales Austauen von stagnierendem Gletschereis.

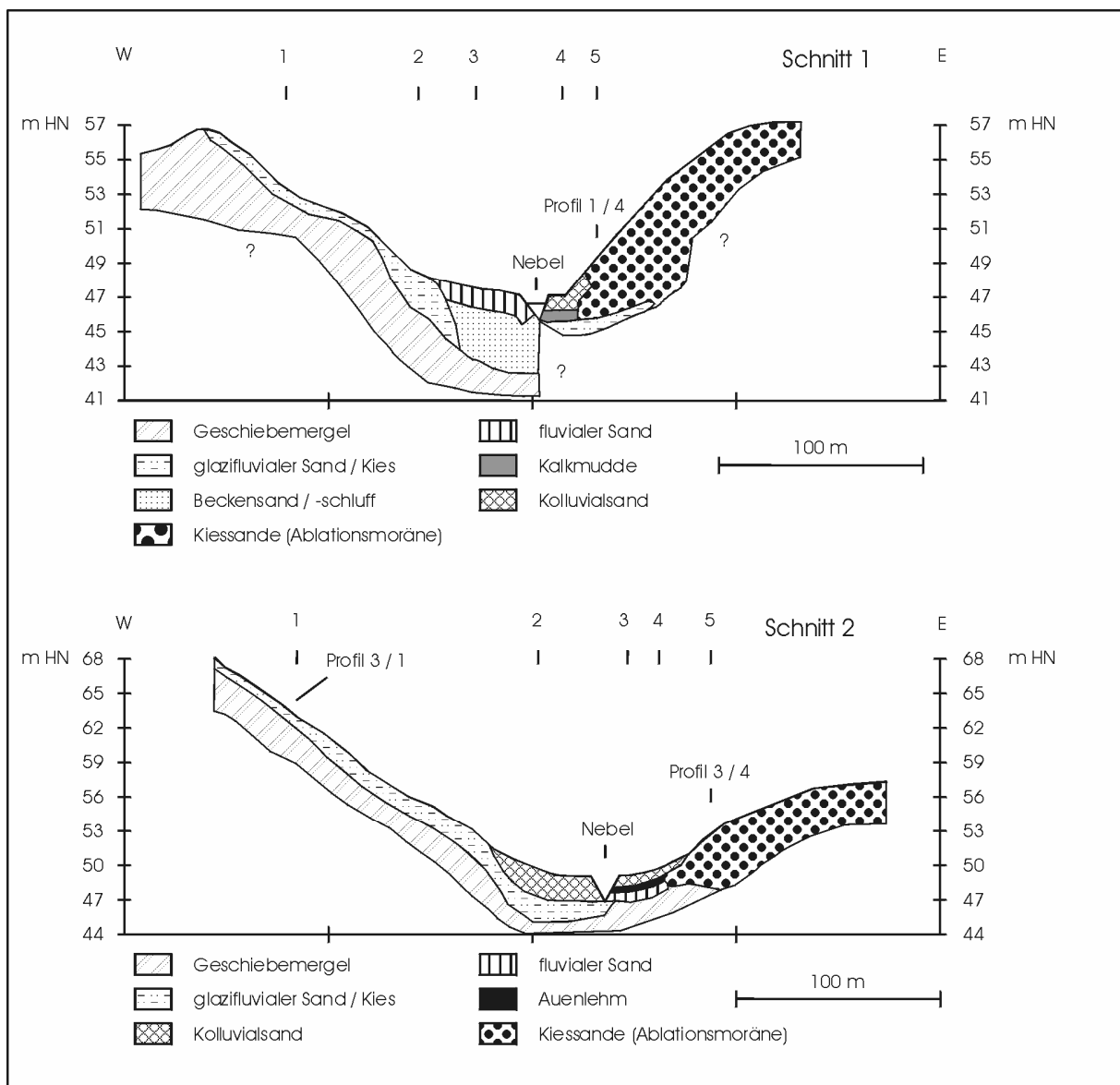


Abb. 11: Geologische Profile der erosiven Talabschnitte im oberen Nebeltal (Lage siehe Abb. 9)

Der Geschiebemergel an der westlichen Flanke des Nebeltales liegt in einer Höhe von ca. 65 m HN. Zum Tal fällt die Geschiebemergeloberfläche deutlich ab und wurde am Profil 3/3 (Abb. 11) in 47,5 m HN und an der Basis des Horstberges (Lage siehe Abb. 9) in 40,5 m HN erbohrt. Geologische Bohrungen in der Ortschaft Kuchelmiß trafen auf Geschiebemergel in einer Tiefenlage von 36,0 bzw. 30,3 m HN (Schichtenverzeichnis: Serrahn 2340, Bohrungen: Hy Sera-/57; Hy Sera-/66). Damit liegt der Geschiebemergel (W2) in einem breiten Bereich des Nebeltales zwischen 20 - 30 m tiefer als auf den umrahmenden Hochflächen. In den meisten Aufschlüssen ist der Geschiebemergel zusätzlich direkt durch carbonathaltige, glazifluviatile Kiessande überlagert. Die lithologischen und strukturellen Lagerungsverhältnisse des Geschiebemergels deuten auf eine bereits hochglaziale Anlage der Tiefenstruktur durch die kombinierte Wirkung von glazigener Exaration und subglazialer Schmelzwässererosion. Vor allem die erosive Kraft der unter hohem Eisdruck subglazial abfließenden Schmelzwässer generierte dabei eine durch Becken und Schwellen gegliederte Rinne, die keinem gleichsinnigen Gefälle folgt.

Innerhalb der Erosionsstrecken wird anhand der Geländetopographie deutlich, dass die Nebel in einer breiter angelegten Tiefenstruktur verläuft, in der das Gerinnebett der Fließgewässers die tiefste Linie bildet. Die Talschultern der Nebel befinden sich topographisch stets unterhalb des sich östlich und westlich anschließenden Geländes. Ungleichsinnige Gelände-verhältnisse in weiten Teilen der Rinne sowie Bewaldung und die größere Dimension der Rinnenstruktur erschweren ihre Identifikation im Gelände. Aus der Morphologie der Rinne (ungleichsinniges Gefälle) lässt sich schlussfolgern, dass die Rinnenstruktur nicht unmittelbar durch die Nebel geschaffen worden sein kann. Stattdessen ist eine glaziale bzw. glazifluviatile Anlage in Betracht zu ziehen. In Abb. 12 ist der Isohypsenverlauf parallel zur Nebel (seitlicher Aufriss) im Abstand von jeweils 100 m dargestellt. Daran lässt sich zeigen, dass der Geländeabfall von den Hochflächen beidseits der Nebel bereits im Abstand von mehreren hundert Metern zur heutigen Nebel einsetzt. Die Breite der dabei sichtbar werdenden Rinne schwankt zwischen 400 - 700 m. Die Neigung der begrenzenden Hänge ist in den schmaleren Rinnenabschnitten (ca. 15°) deutlich intensiver als in den breiten Abschnitten (ca. 8°).

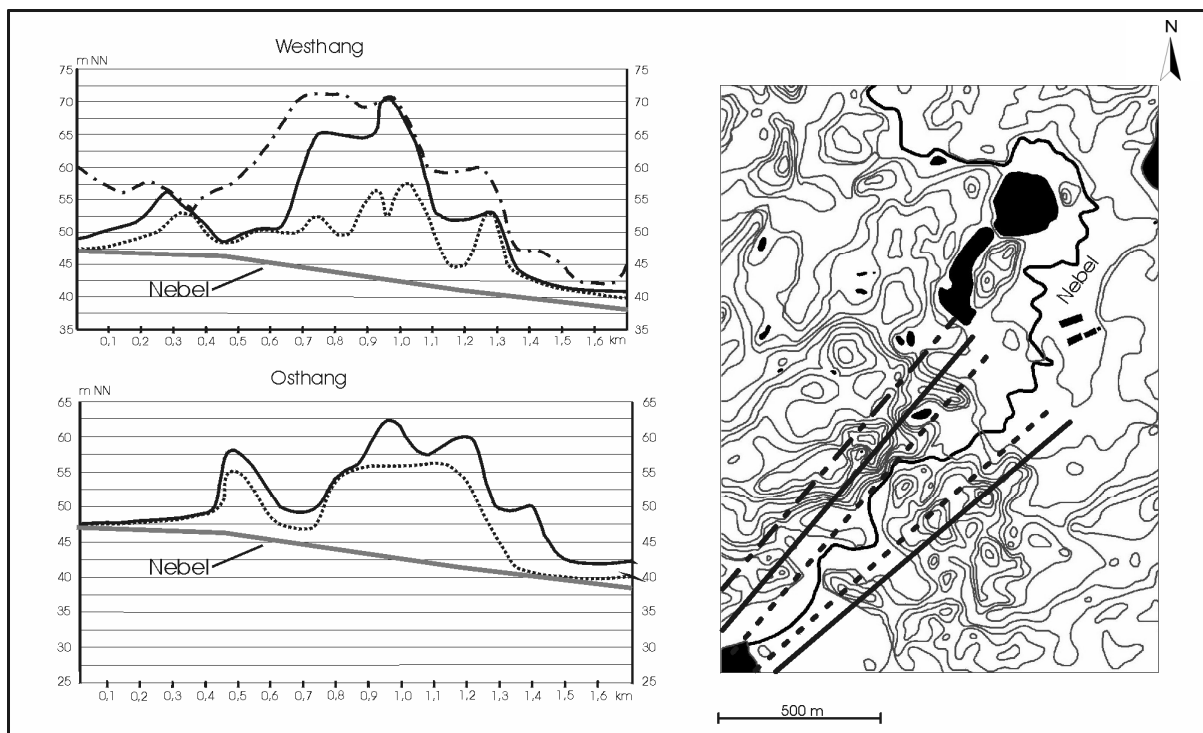


Abb. 12: Seitlicher Aufriss der Isohypsenlinien im Bereich des Nebeltales

Mit einem Nivellement wurden die Reste der zwischen den Becken bestehenden Schwellen in ihrer Höhe eingemessen. Danach lag der tiefste Punkt jener Schwelle, die das Hahnbruch vom Krakower See trennte, bei ca. 50,1 m HN und damit nur ca. 3,60 m über dem natürlichen Seespiegel des Krakower Sees (durch das Wehr am Nebelausfluss ist der See rezent um ca. 1 m angestaut). Eine nachträgliche Tieferlegung der Schwelle durch Bodenerosion kann anhand bodenkundlicher Befunde ausgeschlossen werden. Um mehrere Meter höhere Wasserstände des Krakower Sees im Spätglazial bzw. Holozän sind daher als Auslöser der fluvialen Entwicklung im Nebeltal ("Überlaufereignis") in Betracht zu ziehen.

Nach der hier vorgestellten Argumentation einer bereits glazial bzw. glazifluviatil angelegten Tiefenstruktur im Bereich des Nebeltales wäre zu erwarten, dass diese Tiefenlinie während der Deglaziation des Pommerschen Stadiums zur Schüttung subaerischer Schmelzwassersande genutzt worden wäre. Im Nebeltal fehlen jedoch Ablagerungen von Sandersanden fast vollständig, stattdessen finden sich diese östlich des heutigen Nebeltales in der von SCHULZ (1965) kartierten subaerischen Schmelzwasserrinne über die der Hallaliter Sander geschüttet wurde (Abb. 8). Wahrscheinliche Ursache des Fehlens von Sandersanden im Nebeltal ist, dass die bereits existierende Tiefenlinie der Nebelrinne gemeinsam mit den eingeschalteten Becken im Pleniglazial noch mit Toteis blockiert war.

Mit dem endgültigen Austauen des Toteises in wärmeren Phasen des Spätglazial kam es zur radikalen Neugestaltung des Abflussgeschehens. Durch schwindendes Toteis wurden die lokalen Erosionsbasen allgemein tiefergeschaltet wobei das Glazialrelief besonders in den Kontaktbereichen zwischen hochliegenden Flächen und benachbarten Becken intensiver Zerschneidung durch Erosion unterlag. Prozesse periglaziärer Erosion lassen sich am Beispiel von Trockentälern nördlich des Tiefen Bruchs nachvollziehen. Von der Hochfläche bei Koppelow führen zwei etwa 60 m und 80 m lange und ca. 4 m tiefe V-förmige Talrinnen zum Tiefen Bruch. Beide Täler liegen heute trocken, bzw. sind durch Grundwasserzustrom in der Tiefenlinie vernässt. Die periglaziale Genese der in gut perkolierbaren Sanden angelegten Erosionsrinnen steht im Zusammenhang mit der durch Permafrost verursachten reduzierten Infiltrationskapazität des Substrats, die zu erhöhtem Oberflächenabfluss führte.

5.1.1 Terrassen im Nebeltal

Entlang des Durchbruchstaes der Nebel finden sich mehrere bis zu 100 m gestreckte Flächenreste, die in verschiedenen Niveaus (0,6 - 5 m) über der Nebel liegen. Da eine zweifelsfreie Ansprache der Verebnungen als Flussterrassen im Gelände nicht in allen Fällen möglich war, wurden die Verebnungen durch Bohrungen und Gruben aufgeschlossen.

Dabei ließ sich die unterste, ca. 0,6 m über der Nebel liegende Verebnung eindeutig als Akkumulationsterrasse identifizieren. Fundpunkte der Terrasse finden sich verteilt über den gesamten untersuchten Talabschnitt zwischen Krakower See und Ahrenshagen. Der Terrassenkörper besteht aus 1 - 1,5 m mächtigem fluvialen Grobsand bzw. mittelsandigem Grobsand. Im Hangenden befindet sich Bruchwaldtorf. Die Sande weisen einen erhöhten Anteil organischer Substanz auf, zudem fanden sich innerhalb des Terrassenkörpers cm-mächtige Torflagen sowie in einigen Fällen Auenlehm. Im Bereich der Ahrenshagener Brücke ist die 0,6-m Terrasse mit der offenen Rammkernsonde durchteuft worden. Hier wird diese Terrasse von einem ca. 1 m mächtigem Seggentorf und mindestens 3 m Organomudde unterlagert. Diese Stratigraphie eignet sich für eine zeitliche Einordnung der Terrassenbildung, die demnach jünger als die Gewässerverlandung des Tiefen Bruchs sein muss. Somit kann von einem vermutlich jungholozänen Alter der Akkumulationsterrasse ausgegangen werden. Für die Genese kommt anthropogener Eingriff in die Gewässerhaltung des Krakower Sees in Betracht.

Bohrungen und Bodengruben in den oberhalb der 0,6-m Terrasse liegenden Verebnungen im Nebeltal trafen auf sowohl stärker gekappte Profile mit hochanstehendem Carbonatspiegel

(52 cm unter Flur) als auch nur leicht erodierte Standorte. Bei ungestörten Profilen fand sich als Decksediment im Hangenden eine 40 - 80 cm mächtige Schicht aus Geschiebedecksand. Bei keiner der höherliegenden terrassenartigen Verebnungen fanden sich fluvial akkumulierte Sedimente im Sinne einer Akkumulationsterrasse. Ebenso konnten an keiner Stelle die für die Ansprache als Erosionsterrasse notwendigen erosiven Kontakte zu den begleitenden Hängen gefunden werden. Stattdessen gehen die verebneten Bereiche der Talschultern stets ohne sichtbare Unterbrechung in die Talhänge über. Nach der Natur von Erosionsterrassen lassen sich diese nur durch die Kombination von erosiven Hangkontakten zusammen mit dem Auftreten von gekappten Profilen und verebneten Flächen entlang des Flusslaufes identifizieren. Damit konnte außer der unteren 0,6-m Terrasse das Auftreten von vermuteten höhergelegenen Terrassen im Nebeltal nicht bestätigt werden.

5.2 Die Becken im Nebeltal

Der Reichtum an rezenten sowie verlandeten Seebecken ist charakteristisches Zeichen für das jungweichselzeitliche Akkumulationsrelief. Während größere Beckenhohlformen vorwiegend durch glaziale Exaration und/oder durch glazialhydromechanische Prozesse entstanden, bildeten sich kleinere Geländedepressionen (z.B. Sölle) durch das Verschütten von Toteis. In ihrer Funktion als Sedimentfallen und "Geoarchive" spiegeln die Becken die Entwicklung der umgebenden Landschaft in besonderer Weise wider. Durch die zeitliche und prozessuale Korrelation von Beckensedimenten mit geomorphologischen Abläufen auf den umgebenden Landschaftsteilen lassen sich Informationen zur allgemeinen Landschaftsgenese gewinnen. Die Untersuchung der von der Nebel durchflossenen Becken zielte auf die Beantwortung von Fragen zur Transformation der ursprünglichen Becken-Schwellen-Struktur in das gleichsinnig geneigte Flusstal der heutigen Nebel.

Auf einer Laufstrecke von 8,5 km durchquert die Nebel nach Austritt aus dem Krakower See drei größere vertorfte Niedermoorareale. Das südlichste Becken ist das Bruch am Galgenberg, welches die Nebel nach Verlassen des Krakower Sees und Durchfließen einer kurzen Engtalstrecke erreicht (siehe Abb. 10). Flußab vom Galgenbergbruch tritt die Nebel in einen ca. 500 m langen erosiven Talabschnitt, der den eigentlichen Hauptabschnitt des Durchbruches durch die Pommersche Eisrandlage markiert. Nach Passage dieses Talabschnittes fließt die Nebel in das Hahnbruch, das mit ca. 76 ha das größte von der Nebel durchquerte Becken ist. Zu diesem Becken wird der Kuchelmißer See als Teilbecken hinzugezählt, da zwischen Bruch und See durchziehende Torfe und Mudden erbohrt wurden. Mit durchschnittlich 38,75 m HN liegt die Oberfläche des Hahnbruchs bereits ca. 10 m unterhalb des nur 1,4 km entfernten Krakower Sees. Die Nebel verlässt das Hahnbruch in nord-westliche Richtung und durchfließt einen weiteren ca. 1 km langen Engtalabschnitt bevor sie in das Tiefe Bruch bei Ahrenshagen eintritt.

5.2.1 Beckenmorphologie

Mit Hilfe von Peilstangen- und Rammkernsondierungen sind Querprofile durch jedes der größeren Becken im Nebeltal erbohrt worden. Die maximale Tiefe der Becken liegt zwischen 5,6 m (Galgenbergbruch) und 20,0 m (Tiefes Bruch). Morphologisch werden die Becken durch teils über mehrere hundert Meter verfolgbare 1 - 2 m hohe Kliffe begrenzt. Schwellen aus glazifluviatilen Sand oder Geschiebemergel untergliedern die Hohlformen in mehrere Teilbecken, wobei die Schwellen in den meisten Fällen an der Beckenoberfläche nicht deutlich hervortreten. In der Ausgestaltung der Basis weisen die Becken einen stark undulierenden Charakter mit zum Teil erheblichen Sprunghöhen auf (Abb. 13).

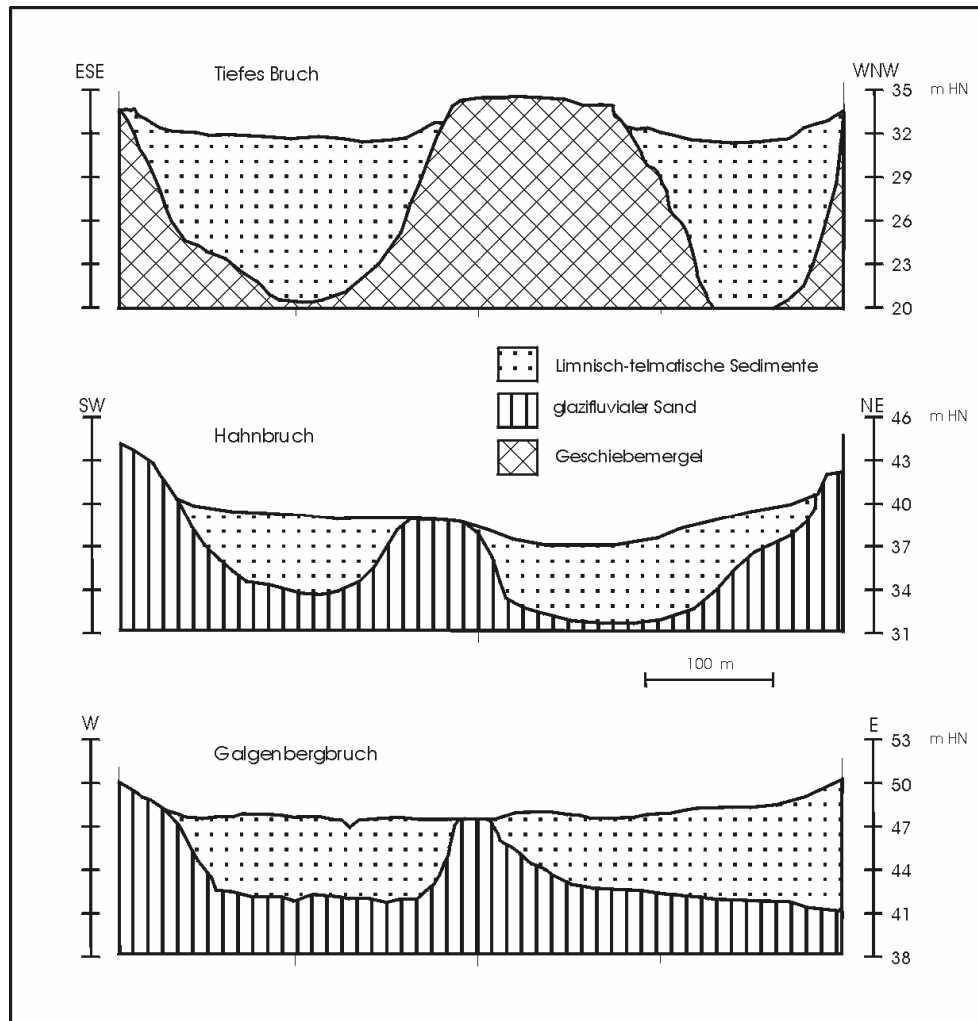


Abb. 13: Morphologie der Becken im Nebeltal

Im Tiefen Bruch bei Ahrenshagen und im Hahnbruch bei Kuchelmiß befinden sich zudem einzelne, klar hervortretende Vollformen. Markantes Beispiel ist der Horstberg im Hahnbruch, der 16 m aus dem umgebenden Becken herausragt. Zur Klärung der Genese der Vollform wurde ein ca. 6 m hohes Profil in einer alten Kiesgrube am Horstberg angelegt. Dabei fanden sich zumeist grobe, schräg geschichtete glazifluviale Ablagerungen über liegendem Geschiebemergel (Abb. 14). Die Ausprägung des Kontaktes zwischen Geschiebemergel und den hangenden glazifluviatilen Sedimenten weist auf nur geringe erosive Aufarbeitung des Geschiebemergels hin. Das Korngrößenspektrum der glazifluviatilen Fazies umfasst alle Fraktionen, der Anteil von Kies, Steinen und Blöcken schwankt jedoch stark innerhalb des Profils. Insgesamt deutet die Grobheit und schlechte Sortierung des Substrats auf einen nur kurzen Transportweg hin. Messungen der Schüttungsrichtung zeigen ein Schichteinfallen in den südwestlichen bzw. westlichen Sektor. Teils konnten Einregelungen der Geröllen festgestellt werden.

Nach den lithologischen sowie geomorphologischen Zusammenhängen handelt es sich beim Horstberg um einen Kames. Dieser entstand, als während der Eiszerfallsphase zwischen die Wände des im Hahnbruch liegenden Toteises glazifluviatiles Material geschüttet wurde. Dabei muss es im direkten Kontakt zum Eis auch zu gravitativen Umlagerungen von größeren Blöcken (\varnothing 40 cm) gekommen sein. Erst die mit dem Kollaps des Toteises verbundene Reliefumkehr ließ die Vollformen als solche im Gelände entstehen.

Auch bei einem zweiten Kame westlich der Ortschaft Ahrenshagen fanden sich Hinweise auf eine Bildung im unmittelbaren Eiskontaktbereich. In einer Bodengrube auf dem Top der Struktur wurden stark schräg gestellte, jedoch parallel geschichtete Kiessande aufgeschlossen. Das Schichteinfallen von 43° (NW) kann in keinem Falle dem primären Neigungswinkel der Schüttung entsprechen. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Verstellung von Substraten, die im gefrorenen Zustand durch Kollaps des als Widerlager dienenden Eises abrutschten.

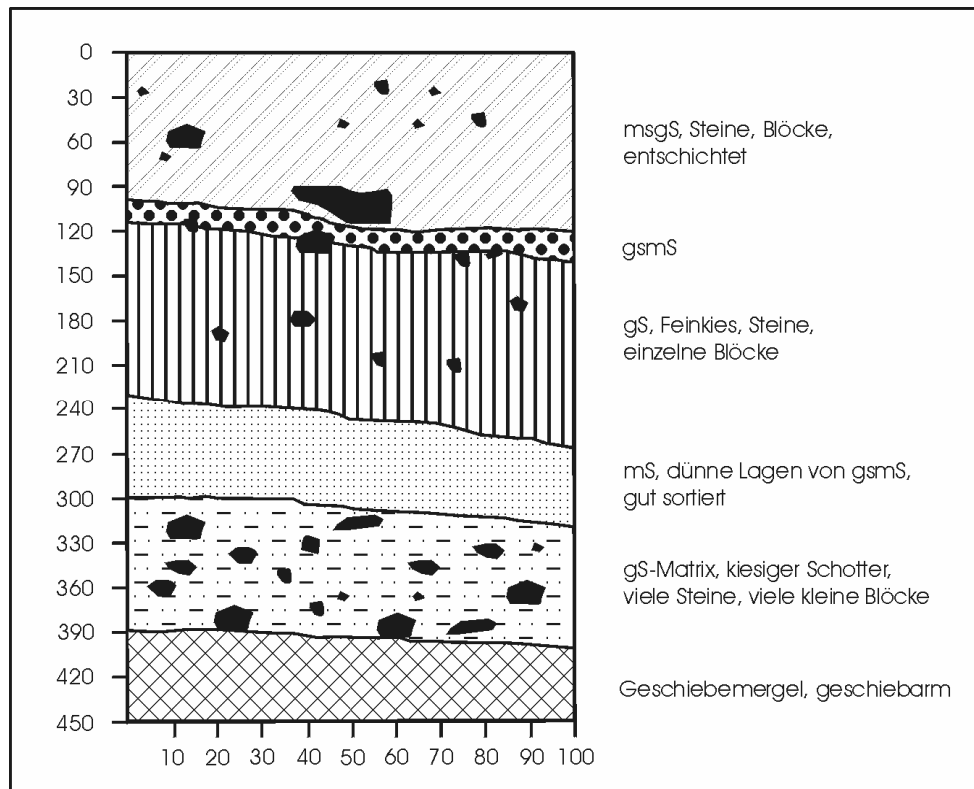


Abb.14: Stratigraphie des Profils Kiesgrube-Horstberg

5.2.2 Limnische Sedimentation

Allgemein finden sich innerhalb der Becken im Nebeltal zwei charakteristische limnische Fazies: Eine fein- bis feinstkörnige limnische Ruhigwasserfazies in den zentralen, tiefen Teilen der Becken sowie eine durch lokalen fluvialen Eintrag beeinflusste sandige bis kiesige Fazies in den randlichen Beckenbereichen. Im nach oben abschließenden Teil der Beckenstratigraphie befinden sich mehrere Meter mächtige Torfe. Im Folgenden wird auf die untenstehende Klassifikation limnischer und telmatischer Sedimente zurückgegriffen. Dabei erfolgt die Einteilung der Sedimente anhand des Masseanteiles Carbonat bzw. organische Substanz. Die Einteilung entspricht einer modifizierten Klassifizierung von SUCCOW (2001):

Torf:	> 30 % organische Substanz
Organomudde:	> 30 % organische Substanz, < 30 % Carbonat
Kalkmudde:	< 30 % organische Substanz, > 30 % Carbonat
Kalk-Organomudde:	> 30 % organische Substanz, > 30 % Carbonat
Silikatmudde	< 5 % organische Substanz, < 5 % Carbonat
Organo- bzw. Kalk-Silikatmudde:	5 - 30 % organische Substanz, 5- 30% Carbonat

In den Becken des Hahnbruchs und Tiefen Bruchs setzte die Sedimentation an der Basis mit schwarz-grünlichen Silikatmudden ein, die ihr Korngrößenmaximum im Grobschluffbereich aufweisen, jedoch auch Beimengungen von Feinsand enthalten (Abb. 15). Der Gehalt an

organischen Bestandteilen ist unterschiedlich hoch, liegt jedoch stets unterhalb von 30 %. Die Ablagerung von minerogenen Mudden verweist auf meist schwach belebte Gewässer und nur gering entwickelte humose Oberbodenhorizonte in der Umgebung der Paläo-Seebecken. Allgemein sind Silikatmudden als Basissediment in den Becken Norddeutschlands charakteristische Indikatoren für spätglazial kalte Klimabedingungen (KAISER 2001).

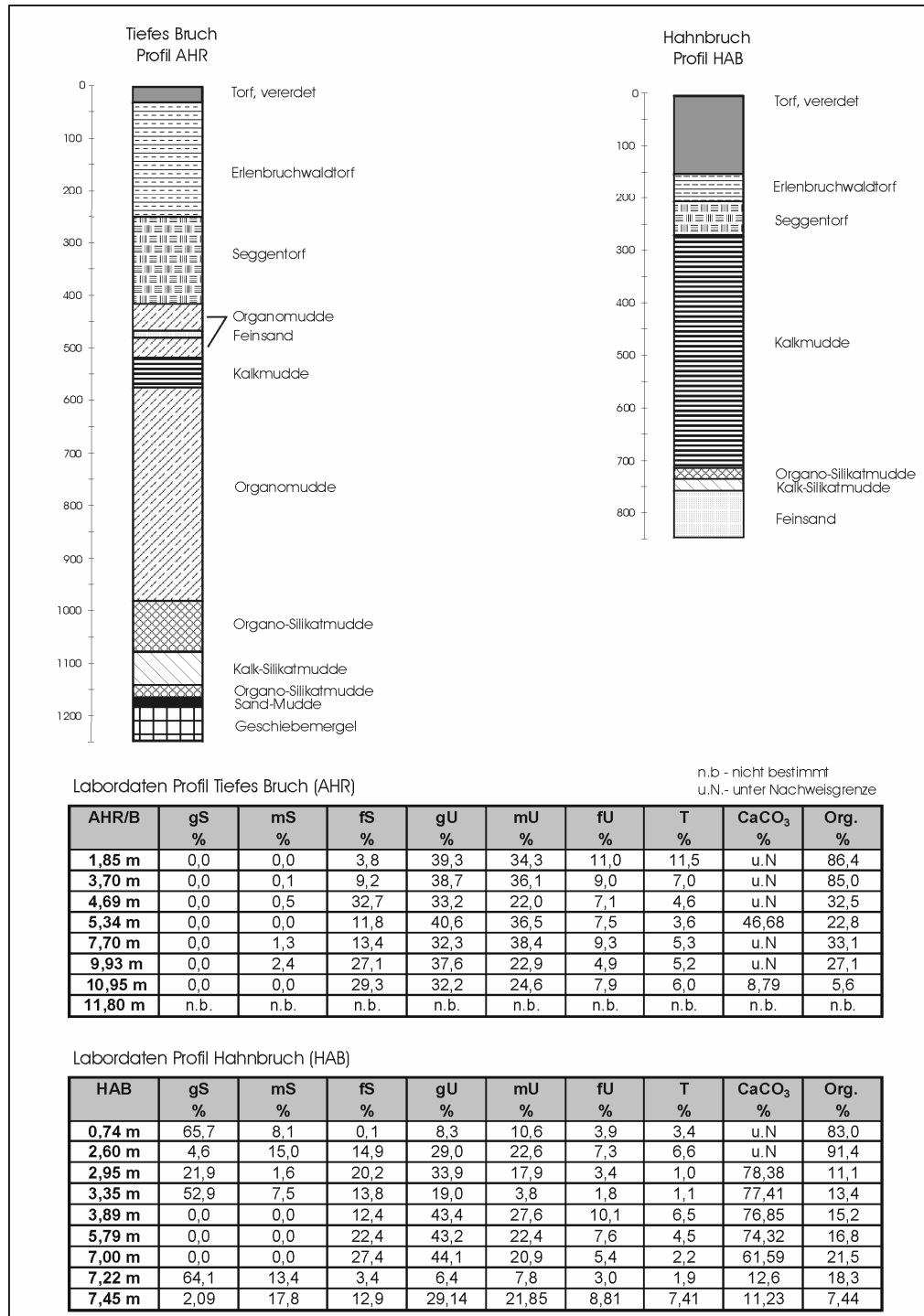


Abb. 15: Stratigraphien der zentralen Beckenteile des Tiefes Bruchs, Hahnbruchs und Galgenbergbruchs

Die an der Basis liegenden Silikatmudden weisen fließende Übergänge in die überlagernden Kalkmudden (Hahnbruch) und Organomudden (Tiefes Bruch) auf. Die kalkarmen bis kalkfreien, dunkelbraunen Organomudden setzen sich vorwiegend aus detritischen Komponenten zusammen, die aus feinen und teils größeren Resten von Phyto- und Zooplankton beste-

hen. Insgesamt beträgt der Masseanteil organischer Substanz in den Organomudden des Tiefen Bruchs ca. 33 %. Neben Planktonresten treten in den Organomudden verschiedene Einmischungen anderer Organismen, deren Exkrementen sowie von aufgearbeitetem Material von Uferpflanzen auf. Nach Untersuchungen von SUCCOW (2001) deutet die Sedimentation von Organomudden auf polytrophe Gewässerhältnisse während der Bildung dieser Mudden hin. Durch den erhöhten Anteil organischer Substanz lässt sich auf ein reicher belebtes Gewässer schließen.

Im Gegensatz zum Tiefen Bruch (Organomudden) bilden im Hahnbruch und Galgenbergbruch mehrere Meter mächtige Kalkmudden den Hauptanteil der Beckenstratigraphie. Es handelt sich dabei um oft unkonsolidierte, gelblichweiße bis rosaweiße teils auch gelblichbraune Sedimente. Ihr Carbonatgehalt liegt oberhalb von 75 %. Die Mudden weisen einen makroskopisch sichtbaren, feinverteilten Anteil detritischer organischer Substanz auf. Die Kalkmudden des flacheren Galgenbergbruchs enthalten dagegen auch größere Reste von zersetzten Wasserpflanzen. Paläoökologisch zeigen Gewässer durch die Akkumulation von Kalkmudden einen mesotrophen bis eutrophen Gewässertyp während der Sedimentation an. Voraussetzung der Sedimentation von Kalkmudden ist die ausreichende Versorgung des Wassers mit Carbonat, die im Bereich des Nebeltales aus den primär kalkhaltigen Sedimenten der Beckeneinzugsgebiete stammen (glazifluviatile Sande und Kiese, Geschiebemergel). Die vorliegenden Kalkmudden sind aufgrund des Glühverlustwertes (durchschnittlich 16,1 %) sowie des deutlichen Anteils detritischer Komponenten wahrscheinlich phytogen gefällt worden. Dabei entziehen Wasserpflanzen, vor allem *Characeen*, dem unmittelbar umgebenden Wasser CO₂ zur Assimilation und lagern das dabei ausfallende Carbonat in den Zellen ab. Beim Absterben gelangen kalkige Partikel an den Gewässergrund. Art und Menge der organischen Substanz bestimmen Farbe und Konsistenz der akkumulierten Kalkmudden. Die detritischen Kalkmudden des Hahnbruchs und Galgenbergbruchs belegen eine reiche, warmzeitliche Gewässerflora zur Zeit der Sedimentation. Zusammen mit den Organomudden stellen Kalkmudden allgemein den Hauptteil der warmzeitlichen Sedimente in den Paläoseebecken Norddeutschlands dar (HINZE ET AL. 1989). Die während der Kompaktion der Mudden durch den Überlagerungsdruck stattfindende Auspressung von Porenwasser führt zu einer Volumenverkleinerung des Sediments, so dass von einer ursprünglich um ca. 25 - 30 % größeren Mächtigkeit ausgegangen werden muss (JUNG 1994).

5.2.3 Telmatische Sedimentation

Die Vielzahl rezenter Seebecken des nordostdeutschen Jungmoränengebietes, wird ergänzt durch eine noch größere Zahl von bereits verlandeten Paläogewässern. Die Verlandung von Gewässern ist als natürlicher Prozess der geomorphologischen Alterung des frischen Glazialreliefs zu verstehen und ist daher eine voraussagbare Phase in der Beckenentwicklung der im Jungmoränengebiet liegenden rezenten Seen (NITZ 1984). Korrespondierend mit steigenden Temperaturen im Holozän erhöhte sich die Bioproduktivität in den Gewässern und führte zur intensiven Akkumulation von organogenen Mudden. Die daraus resultierende biogene Verfüllung von vor allem kleineren Seebecken führte zur allmählichen Verflachung und schließlich zur Verlandung der Gewässer.

In den untersuchten Becken im Nebeltal wird die Verlandung durch den Übergang von Mudden in mehrere Meter mächtige sedentäre Torfe angezeigt. Dabei leiten Kalk- bzw. Organomudden erst in Seggentorf und dieser in Erlenbruchwaldtorf über. Im Seggentorf fanden sich massenhaft gelbbraune Rhizome verschiedener Seggenarten in einer hellbraunen bis braunen Grundmasse sowie Samen verschiedener Wasserpflanzen darunter *Menyanthes*. Im Erlenbruchwaldtorf lagen vielfach rotbraune Holzreste von *Alnus* daneben auch Reste von *Betula*. Im Hahnbruch erreichen die Torfe in allen Beckenteilen Mächtigkeiten von ca. 3 m, im Tiefen Bruch erreichen sie weitflächig 4 m Mächtigkeit.

Für die zeitliche Einordnung der Gewässerverlandung fehlen datierte Profile aus dem Untersuchungsgebiet. Eine Schätzung des Alters ergibt sich aus einem Vergleich mit anderen Verlandungsbecken in der Region (datiertes Profil Scheidebruch in LORENZ 2002) sowie unter Berücksichtigung der durchschnittlichen Wachstumsrate rezenter Torfe Mitteleuropas, die nach AABY & TAUBERT (1975) bei 0,8 mm / a liegt. Zusätzlich wurde eine syn- und postgenetische Kompaktion der ursprünglichen Torfmächtigkeit um 20 % angenommen. Danach lässt sich das Alter der Verlandung des Tiefen Bruchs auf ca. 6300 Jahren BP schätzen.

Verlandungsprozesse von Gewässern sind nach bisherigen Erkenntnissen in ihrer Form vom ökologischen Gewässertyp abhängig (SUCCOW 2001). Von der Trophiestufe bestimmt, bildeten sich bei abnehmender Gewässertiefe verschieden dichte Seggenbestände, deren subaquatisch aufwachsender Torf die Gewässer zunehmend verflachte. Bei nur noch sehr geringer Wassertiefe setzten torfbildende Erlenbruchwälder die endgültige Verlandung fort. Torfe wachsen vertikal und zudem horizontal von den flacheren Gewässerteilen in die tieferen. Während sich Seggentorf subaquatisch auch bei Wassertiefen unterhalb von 2 m bilden kann (SUCCOW 2001), bildet sich Erlenbruchwaldtorf bei nur geringen Wassertiefen. Die 2 - 2,60 m mächtigen Erlenbruchwaldtorfe im Hahnbruch und Tiefen Bruch deuten daher darauf hin, dass der Grundwasserspiegel während der Erlenbruchwaldtorfbildung mit angestiegen sein muss. Eine andere Erklärung für die mächtigen Erlenbruchwaldtorfe liefert KAISER (2001), der einen relativen Grundwasseranstieg durch das gravitative "Einsinken" der Torfe in die unterlagernden Mudden annimmt.

5.2.4 Deltasedimentation

Im Eintrittsbereich der Nebel in das Paläoseebecken des Hahnbruchs wurde ein ca. 6 m mächtiges Paläodelta der Nebel erbohrt (Lage siehe Abb. 9). Die fluvialen Sande sind von ungestörten limnischen Sedimenten unterlagert (Abb. 16). Einen ähnlichen Befund erbrachte die darauf folgende gezielte Bebohrung des Einmündungsbereiches der Nebel im flussab gelegenen Becken des Tiefen Bruchs. Die unter den Deltasanden liegenden Silikatmudden und Organo-Silikatmudden weisen in beiden Profilen eine Mächtigkeit von 40 - 45 cm auf. Zeitlich parallel zur Schüttung der Deltasande setzte sich die Akkumulation von Mudden in den tieferen Beckenteilen fort. Da die unter den Deltas liegenden Mudden frei von fluvialen Sanden sind, muss davon ausgegangen werden, dass die Paläogewässer des Hahnbruchs und Tiefen Bruchs am Beginn ihrer Gewässerentwicklung zunächst nicht miteinander in Verbindung standen. Erst mit dem Durchbruch der Nebel und der Schüttung der Deltasande wurde diese Verbindung zwischen den Becken hergestellt. Das Einmünden der Nebel in die Becken an anderer Stelle ist topographisch und geomorphologisch auszuschließen.

Die Deltaablagerungen wurden als fächerförmiger Schüttungskörper im Mündungsbereich der Nebel in die Paläogewässer vorgebaut. Bohrungen ergaben eine Deltaerstreckung von ca. 40 m wobei die top-set-beds des Deltas im Tiefen Bruch um ca. 2,8° in das Becken geneigt sind. Die Deltasande reflektieren in ihrer Korngrößenzusammensetzung die Fließgeschwindigkeit der Nebel zum Zeitpunkt der Sedimentation. Dominierend sind grobsandige Mittelsande bzw. mittelsandige Grobsande, die stets Klein- und Mittelkiese führen. Zum Transport dieser Fraktionen waren Fließgeschwindigkeiten zwischen 0,3 - 0,8 m / sec erforderlich (HJULSTRÖM 1935).

Vor allem im hangenden Teil der Deltas sind die kiesigen Sande lagenweise aufgrund des erhöhten Anteils an organischen Bestandteilen dunkler gefärbt. Vereinzelt Holzreste wurden aus dem gesamten fluvialen Sedimentkörper geborgen. C¹⁴-Datierungen an den Hölzern für Aussagen zur Sedimentationsgeschwindigkeit des Deltas (und damit zur lokalen Erosionsdynamik) sind in Bearbeitung. Zur Datierung der unter den Deltasanden liegenden Mudden wurde diese palynologisch beprobt und untersucht (siehe Kap. 5.2.5).

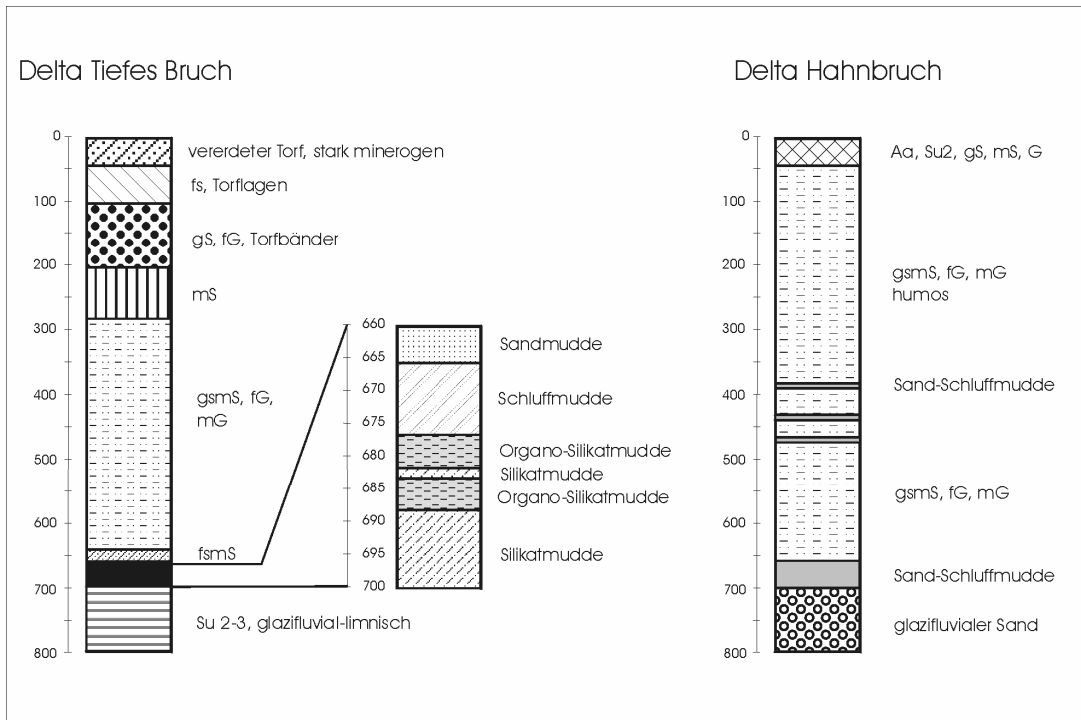


Abb. 16: Deltaablagerungen in den Becken des Tiefen Bruchs und Hahnbruchs

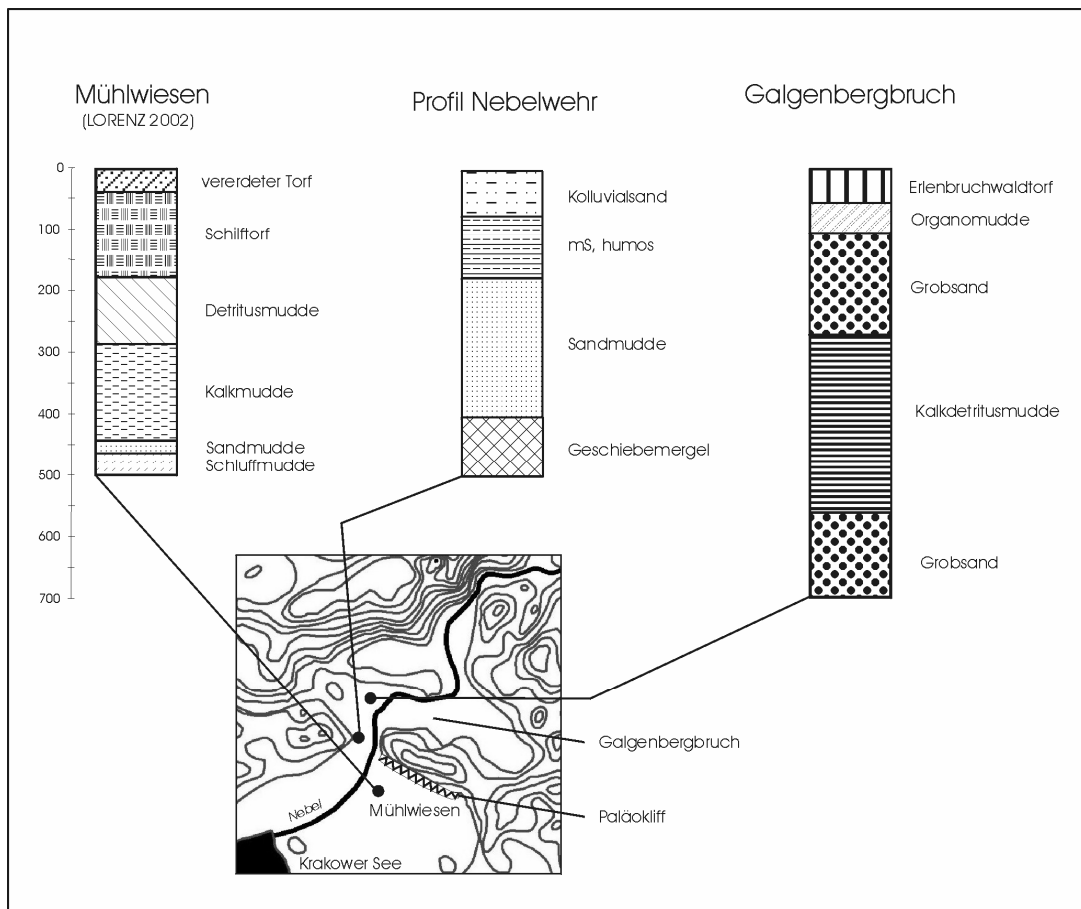


Abb. 17: Profilkette Mühlwiesen - Galgenbergbruch

Im Galgenbergbruch wurde im Unterschied zu den beiden flußab gelegenen Becken kein Delta gefunden. Stattdessen finden sich von den Mühlwiesen bis in das Galgenbergbruch durchziehende limnische Sedimente (Abb. 17). Die von LORENZ (2002) erbohrten Detritusmudden der Mühlwiesen wurden mit erhöhtem Wasserstand und größerer Ausdehnung des Krakower Sees während der Bildung der 2-m Terrasse korreliert. Danach stand der Krakower See während dieser Phase mit dem Galgenbergbruch in Verbindung. Die höherenergetische Ausprägung der limnischen Fazies (Sandmudde) zwischen Mühlwiesen und Galgenbergbruch (Profil Nebelwehr) ist bedingt durch verstärkte Strömungsenergie an der schmalen Verbindungsstelle beider Becken.

5.2.5 Palynologische Ergebnisse

Der durch die Deltas in den Paläoseebecken des Nebeltales belegbare fluvial-erosive Impuls führte zur abrupt einsetzenden Schüttung sandig-kiesiger Flussfracht in die Becken. Da das Liefergebiet des klastischen Materials der Deltas ausschließlich im flussauf gelegenen Flussabschnitt zwischen den Becken und dem Krakower See liegen kann, kommt als Herkunftsgebiet nur die dazwischenliegende Pommersche Eisrandlage in Betracht. Die Deltaschüttungen repräsentieren und datieren damit die erosive Beseitigung der Schwellen, die zuvor die Becken voneinander trennten.

Zur Datierung mittels Pollenanalyse wurden die unter den Deltas lagernden Mudden mit der offenen Rammkernsonde geborgen und im 2-cm Abstand beprobt. Die Standorte der Beprobungsbohrungen befinden sich in beiden Becken nur ca. 15 m vom rezenten Flusslauf der Nebel entfernt. Aufgrund des besseren Sedimentzustandes wurde die Pollenanalyse auf die Proben aus dem Tiefen Bruch beschränkt. Im bearbeiteten Profilabschnitt handelt es sich um eine 40 cm mächtige Abfolge von Silikatmudde / Organo-Silikatmudde / Schluffmudde / Sandmudde / (Deltasand) (Abb. 18).

Die palynologische Untersuchung von insgesamt 10 Proben ergab eine charakteristische Dreiteilung des Pollenprofils (Abb. 19). Der unterste Abschnitt (AHR/D-A) ist sedimentologisch am geringmächtigsten und repräsentiert die liegende Silikatmudde. Das Pollenspektrum zeigt hier eine Reihe von Kräutern, die, wie Beifuß (*Artemisia*) terrestrische Trockenstandorte in der Umgebung des Beckens anzeigen. Der hohe Kräuteranteil weist auf eine stark geöffnete Landschaft, in der nur vereinzelt Kiefer (*Pinus*) und Birke (*Betula*) auftraten. Das Pollenspektrum fällt durch eine geringe Artenzahl auf, der Anteil eingewaschener Fremdpollen ist ebenfalls niedrig. Zusätzlich deutet der geringe Glühverlust der Probe (1,2 %) auf ein insgesamt nur schwach besiedeltes Flachgewässer hin. Dieser Abschnitt des Pollenprofils repräsentiert eine Kältephase mit korrespondierender Offenlandschaft. Palynostratigraphisch ist die Kältephase in das Prä-Alleröd zu stellen. Eine genauere Zuordnung in eine Chronozone ist schwierig, jedoch ist eine Einordnung in die Älteste Dryas wahrscheinlich (mdl. Auskunft Prof. W. JAHNKE).

Im mittleren Abschnitt des Pollenprofils (AHR/D-B) nimmt die Geschlossenheit der Landschaft zu. Höhere *Betula*-Werte deuten auf eine zunehmende Ausbreitung der Birke. Innerhalb des Übergangsstadiums finden sich noch Vertreter der Offenvegetation wie *Helianthemum* und *Empetrum nigrum*. Der hohe Anteil von Fremdpollen verweist auf eine stärkere Umlagerungsdynamik an der Oberfläche. Im oberen Teil des Pollenprofils (AHR/D-C) nehmen die Kräuter-Pollenwerte weiter ab. Höhere Temperaturen werden durch das Vorkommen wärmebedürftiger Arten wie *Typha latifolia* angezeigt. In einem sich zunehmend schließenden Wald geht Birke zurück, gleichzeitig breitet sich Kiefer aus. Das Vorkommen von *Nymphaea alba* und *Myriophyllum verticillatum* belegt ein Gewässer geringer Tiefe mit Schwimmblatt- Tauchflurvegetation. Die Glühverlustwerte in den dunkel gefärbten Organo-Silikatmudden und den kalkhaltigen Schluffmudden liegen bei ca. 10 %. Zusammenfassend sind die mittlere und obere Zone des Pollenprofils palynostratigraphisch in das Alleröd zu

stellen. Dabei erfolgte ein allmähliches Schließen der Landschaft von einer halboffenen Waldvegetation zu einem dichten Kiefern-Birken Wald.

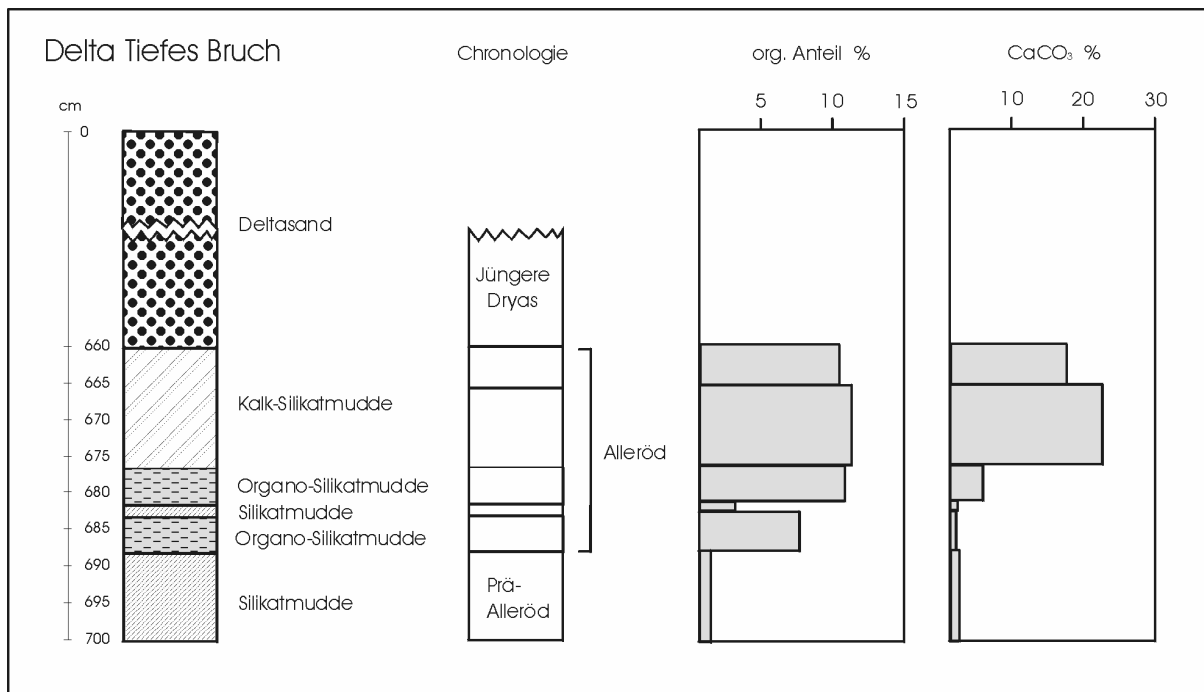


Abb.18: Stratigraphie des palynologisch untersuchten Profils Tiefes Bruch

In der Schlussfolgerung datieren die Ergebnisse der Pollenanalyse den toteisbedingten Sedimentationsbeginn im Tiefen Bruch in das Prä-Alleröd (wahrscheinlich Älteste Dryas). Die Sedimentation setzte mit pollenarmen Silikatmudden ein. Im anschließenden Alleröd verbessern sich die Temperaturbedingungen und in einem reicher belebten Seebecken kommen Organo-Silikatmudden zum Absatz. Der erhöhte Anteil von eingetragenen Fremdpollen begründet sich durch eine regional erhöhte Umlagerungsdynamik an der Oberfläche durch Austauen von Toteis und Permafrost. Die Sedimentation limnischer Ablagerungen endet im randlichen Beckenbereich abrupt im ausgehenden Alleröd durch die Schüttung fluvialer Sande. Der Beginn der fluvialen Schüttung in das Becken des Tiefen Bruchs ist in die Jüngere Dryas zu stellen. Die Sande datieren den Durchbruch der Nebel durch die Pommersche Eisrandlage. Während nach Aktivierung des fluvialen Geschehens die limnische Sedimentation im Einflussbereich der Nebel unterbrochen ist, verläuft die Sedimentation von Mudden im Beckenzentrum ungestört. Hier ist der Übergang Alleröd - Jüngere Dryas durch den Wechsel von Organo-Silikatmudden zu Kalk-Silikatmudden gekennzeichnet (Abb. 15).

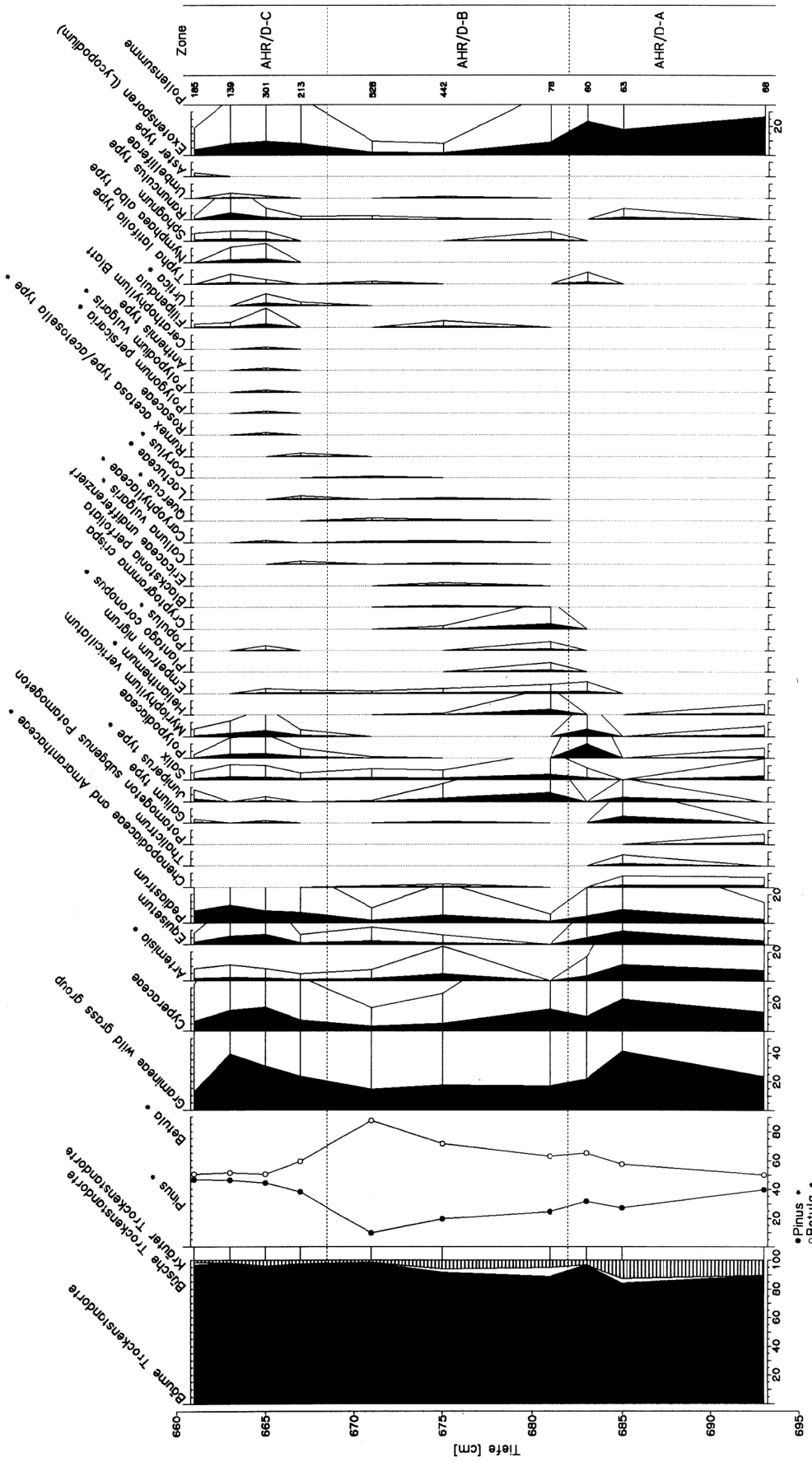


Abb. 19: Pollendiagramm Tiefes Bruch (AHR/D); Analyse: A. Kaffke / Greifswald.

6 Chronologische Synthese zur Entwicklung des Nebeltales (Abb. 20)

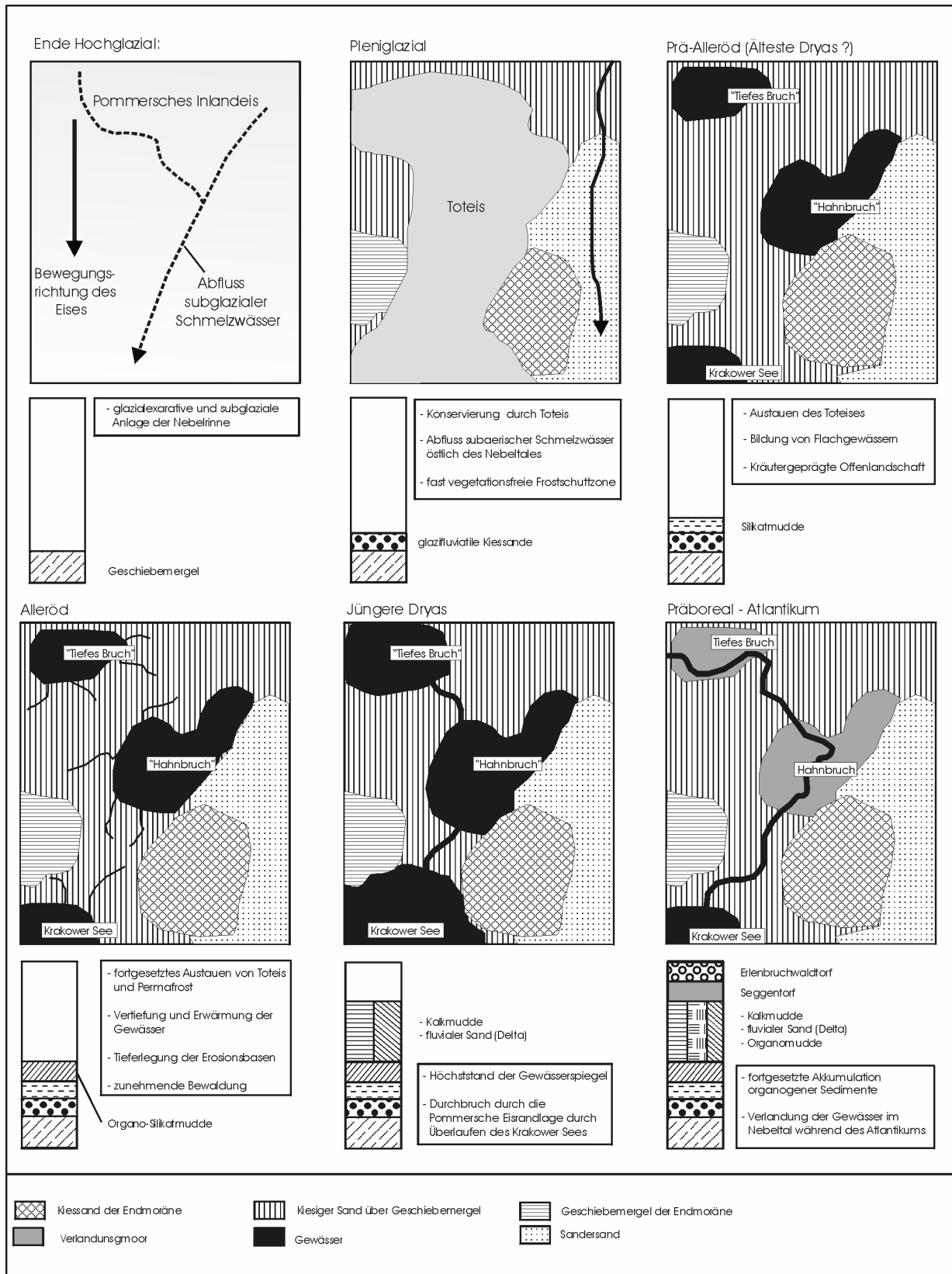


Abb. 20: Phasen der Gewässerentwicklung der Nebel

Phase 1: Glaziale Anlage der Tiefenlinie und (Phase 2) Konservierung

Die Aussagen zur hochglazialen Anlagephase stützen sich auf Lagerungszusammenhänge des Geschiebemergels, der glazifluviatilen Ablagerungen im Nebeltal und der Sandersande östlich des Tales. Insgesamt ist die Befundlage zu diesem Entwicklungsabschnitt schwierig, vor allem fehlen größere Aufschlüsse, die eine genauere Ansprache des Geschiebemergels und möglicher Stauchungsstrukturen zulassen.

Gegen Ende des Pommerschen Stadiums vor ca. 16 000 Jahren BP taute der Inlandeiskörper auf breiter Front bis in das Ostseebecken zurück. Der Abschmelzvorgang war im Raum Kuchelmiß von Eisrandschwankungen unterbrochen, die zur Bildung der ca. 2 km breiten und kompakten Endmoränenzone führten. Im Raum des Nebeltales wurden vor allem Satzendoränen (Ablationsmoränen) gebildet, die teilweise einer intensiven Durchspülung durch glaziäre Schmelzwässer unterlagen.

Nach den Untersuchungsbefunden ergibt sich eine initiale Anlage der Tiefenstruktur des Nebeltales während des Hochglazials. Dabei bewirkten glazigene Exaration, verbunden mit subglazialer Schmelzwassererosion die relative Tieferlegung der Nebelrinne. Durch diese Prozesskombination kamen flächenhaft geringmächtige glazifluviatile Kiessande über Geschiebemergel zur Ablagerung. Die Kiessande finden sich nicht nur an der Basis des Nebeltales, sondern kleiden dieses insgesamt aus.

Die im Vergleich zu den umrahmenden Hochflächen bis zu 30 m tiefere Lage des Geschiebemergels in der Nebelrinne belegen eine seit der Eisfreiwerdung bestehende Tiefenlinie im Bereich des heutigen Nebeltales. In den Rinnenverlauf eingeschaltet, finden sich mehrere bis zu 20 m tiefe Becken. Demnach waren die Gefälleverhältnisse innerhalb der Rinne zunächst ungleichsinnig. Anhand der Tiefenlinien des Krakower Sees lässt sich die Fortsetzung der Rinnenstruktur in das tiefere Seebecken verfolgen. Die Entstehung von subglazialen Rinnen mit eingeschalteten Becken und Schwellen ist auf das spezifische Abfluss- und Erosionsverhalten subglazialer Schmelzwässer zurückzuführen. Durch die Last des aufliegenden Gletschereises wird Schmelzwasser unter hohem Druck verpresst und entfaltet dabei eine starke erosive Wirkung. Insgesamt weist die Tiefenlinie zwischen Krakower See und Kuchelmiß eine Breite von ca. 300 - 700 m auf. Diese Tiefenlinie bildete das Grundgerüst der weiteren postglazialen Gewässerentwicklung.

Der östlich des Nebeltales in Höhe des Kuchelmißer Sees gelegene trichterförmige Ansatz des Pommerschen Sanders beschreibt den Verlauf einer ehemaligen Schmelzwasserbahn, über die subaerische Schmelzwassersande zum Hallaliter Sander geschüttet wurden. Im Nebeltal selbst fehlen Sanderablagerungen. Als Ursache ist anzunehmen, dass die bereits subglazial angelegte Tiefenlinie der Nebel gemeinsam mit den eingeschalteten Becken im Pleistozän noch mit Toteis blockiert war.

Phase 3: Niedertau- und Seephase

Die in den Geländedepressionen des Nebeltales verbliebenen unbewegten Resteiskörper führten zur Konservierung der glazial angelegten Beckenstrukturen. Das Toteis selbst wurde von glaziären Schmelzwässern des zurücktauenden Pommerschen Inlandeises verschüttet und so vor einstrahlungsbedingtem Tieftauen bewahrt. Nach den Ergebnissen der Datierung des Profils 'Delta Tiefes Bruch' war das beckenblombierende Toteis bereits weitgehend im Prä-Alleröd ausgetaut.

Während des Austauens kam es teilweise zu Verstellungen an glazifluviatilen Sedimenten, die direkt gegen Toteis geschüttet wurden. Am Kames westlich Ahrenshagen rutschte ein parallelgeschichtetes Sandpaket in Richtung des kollabierenden Toteises ab und ist mit mehr als 40° nach NW verstellt. Die Erhaltung der Schichtung deutet auf ein Abrutschen in noch gefrorenem Zustand.

Allgemein legte das Austauen des Toteises die lokalen Erosionsbasen tiefer. Gleichzeitig setzte der Austauprozess von Toteis und Permafrost größere Mengen Wasser frei. Durch fehlende Vegetation und Restbestände von Permafrost floss das anfallende Wasser zumeist oberflächlich ab und vertiefte die initialen Gerinnebetten. Beleg für diese frühe Phase fluvialer Erosion sind zwei am Nordrand des Tiefen Bruchs gelegene periglaziale Trockentäler. Ein weiteres Zeugnis periglazialer Überformung liefert der Fund einer syngenetischen Frostspalte in kiesigen Endmoränensanden nördlich Krakow durch SCHULZ (1962). Insgesamt sind jedoch Reste periglazialer Prozesse im Gebiet des Krakower Sees und der Nebel spärlich ausgebildet, ein Umstand, der allgemein für den Pommerschen Vereisungsgürtel gilt und auf die kürzere Dauer subarktischer Klimabedingungen nach der Deglaziation zurückgeführt wird.

Mit dem Ende des Toteisniedertauens in den Becken des Nebeltales setzte die limnische Phase der Beckenentwicklung ein. Der verhältnismäßig frühe Beginn der Sedimentation (Ältesten Dryas) ist möglicherweise auf ein intensiviertes Tieftauen durch Zustrom von Oberflächenwasser in die Rinne zurückzuführen, wo der Kontakt zwischen Toteisresten und Wasser den Austauprozess beschleunigte. Im entstehenden Flachgewässer des Tiefen Bruchs bildeten sich zunächst Silikatmudden. Das feinklastische Material gelangte dabei durch Abspülung und äolische Einwehung in die Paläogewässer. Ein artenarmes Pollenspektrum der Silikatmudde deutet auf eine klimatische Kältephase mit korrespondierender Offenlandschaft zur Zeit der Ablagerung.

Die an der Beckenbasis liegenden Silikatmudden leiten über in die dunkel gefärbten Organosilikatmudden des Alleröds. Ihr höherer Gehalt an organischen Bestandteilen und das wärmeanzeigende Pollenprofil belegen für das Alleröd ein zunehmend belebtes Gewässer in einer sich langsam mit Wald schließenden Landschaft. Durch die erheblich tiefergeschaltete Permafrostoberfläche wurden die Gewässer verstärkt durch Grundwasser gespeist. Höhere Wasserstände und die resultierende Wellenaktivität führten zur Ausbildung von Kliffen entlang der Paläoseebecken. Zusammenfassend belegt die ungestörte limnische Sedimentation an der Basis des Tiefen Bruchs sowie des Hahnbruchs die Existenz von Seen im Spätglazial, die noch nicht durch die Nebel miteinander in Verbindung standen.

Phase 4: Verbindung der Seebecken und fluviale Erosionsphase

Die Phase isolierter Seebecken endete in der Jüngeren Dryas mit der Verbindung der hintereinanderliegenden Seen durch die Nebel. Sedimentologisch ist diese Entwicklungsphase durch die Schüttung kiesiger Deltasande in die Seebecken des Hahnbruchs und Tiefen Bruchs gekennzeichnet. Durch die palynologische Untersuchung der unter den Sanden liegenden Mudden konnte der Beginn des massiven Eintrags fluvialer Sande und somit der Durchbruch durch die Pommersche Eisrandlage in die Jüngere Dryas datiert werden. Mit dem Durchbruch wird das im Spätglazial bestehende Binneneinzugsgebiet des Krakower Sees an die fluviale Entwässerung angeschlossen. Als Folge sank der Seespiegel des Krakower Sees um mehrere Meter, dadurch fiel die um den See verbreitete 2-m Terrasse trocken. Damit ist die Bildung der 2-m Terrasse ebenfalls in die Jüngere Dryas zu stellen. Als Ursache für den Durchbruch der Nebel durch die Pommersche Eisrandlage im geomorphologischen Sinn wird eine Kombination von drei Faktoren angeführt:

- 1) Verursacht durch die glaziale Anlage der Nebelrinne bestand im Bereich des heutigen Nebeltales bereits eine tieferliegende **Schwächezone innerhalb der Pommerschen Eisrandlage**. Die in den Talverlauf eingeschalteten Becken wurden durch Schwellen voneinander getrennt. Der niedrigste Punkt der Schwelle, die den Krakower See vom ersten Becken im Nebeltal trennte, lag bei ca. 50,1 m HN. Im Vergleich dazu liegen die Höhen der östlichen und westlichen Hochflächen bei ca. 60 - 70 m HN.

- 2) Während der Niedertauphase des Toteises im Prä-Alleröd und Alleröd wurde die lokale Erosionsbasis tiefergelegt. In der Folge kam es kleinräumig zu **rückschreitenden Erosionserscheinungen an den Schwellen**, wobei deren Stabilität reduziert wurde. Vor allem in Bereichen mit reduzierter Vegetationsbedeckung ist aufgrund intensiver periglazialer Morphodynamik (Rutschungen, Solifluktion, Runsenspülungen, Abluation) von zum Teil erheblichem Reliefabtrag auszugehen.
- 3) Der Hauptauslöser des Durchbruches der Nebel durch die Pommersche Eisrandlage ist das **Überlaufen des Krakower Sees infolge eines erhöhten Seespiegels** während der Jüngerer Dryas. Der gegenüber dem heutigen Pegel des Sees um mindestens 3 m erhöhte Wasserstand der Jüngerer Dryas ist durch die 2-m Terrasse des Krakower Sees belegbar. Damit ergibt sich eine spätglaziale Pegelhöhe des Krakower Sees von mindestens 50,5 m HN. Bohrungen im Bereich des Nebelwehres sowie auf den Mühlwiesen ergaben, dass der Krakower See während dieser Wasserstände mit dem Galgenbergbruch im Nebeltal in Verbindung stand. Damit bildete die blockierende Schwelle zum Hahnbruch ein Teil des jungdryaszeitlichen Ufers des Krakower Sees. Mit einem Pegelstand von mindestens 50,5 m HN lag der Krakower See über dem Geländeniveau der Schwelle, deren tiefster Punkt bei ca. 50,1 m HN lag. In der Folge kam es zum Überlaufen des Sees in das benachbarte ca. 10 m tiefer liegende Hahnbruch unter starker erosiver Zerschneiden der Schwelle. Ursache des höheren Seespiegels in der Jüngerer Dryas war verstärkter Oberflächenabfluss im Zusammenhang mit der erneuten Ausbreitung von Permafrost.

Durch das Überlaufen des Krakower Sees in das Paläoseebecken des Hahnbruchs stieg der Wasserstand dort erheblich an. Mit nur kurzem zeitlichen Abstand erfolgte der Durchbruch vom Hahnbruch in das benachbarte und nochmals ca. 8 m tiefer liegende Seebecken des Tiefen Bruchs. Insgesamt ist der Durchbruch der Nebel durch die Pommersche Eisrandlage gekennzeichnet durch die Aneinanderschließung von benachbarten Seebecken durch Überlaufen und rückschreitende Erosion. Während dieses Prozesses bestanden die Seen im Nebeltal weiter. In den zentralen Bereichen der Becken setzte sich die Sedimentation von Organomudden (Tiefes Bruch) und Kalkmudden (Hahnbruch) im Holozän fort.

Seit Aktivierung des Durchbruches schneidet sich die Nebel in die zwischen den Becken liegenden Schwellen ein. Aufgrund des starken Gefälles zwischen den nahe beieinander liegenden Becken ergeben sich verhältnismäßig hohe Fließgeschwindigkeiten der rezenten Nebel. Mit der Datierung des Durchbruches lässt sich der Erosionsbetrag der Nebel während der vergangenen 11 000 Jahren seit dem Beginn der Jüngerer Dryas abschätzen. Während er im oberen Nebeltalabschnitt bei durchschnittlich ca. 0,4 m pro Jahrtausend lag, erreichte er im Bereich zwischen Hahnbruch und Tiefem Bruch seinen Maximalwert mit 1,1 m pro Jahrtausend. Dabei ist davon auszugehen, dass die Erosionsbeträge initial im Spätglazial und beginnenden Holozän höher waren und mit zunehmender residualen Anreicherung von Steinen und Blöcken an der Gewässersohle zurückgingen.

Phase 5: Verlandung

Seit der Anlage des Durchbruches durch die Pommersche Eisrandlage im ausgehenden Spätglazial durchquerte die Nebel im Untersuchungsgebiet eine Kette von Seen. Vom Krakower See floss sie ca. 1,4 km nach NE und trat in den Paläosee des Hahnbruchs, und von dort nach NW fließend in den 1,2 km entfernten Paläosee des Tiefen Bruchs. In den Seen befanden sich Kames-Vollformen, die als Inseln über der Wasserlinie lagen (z.B. Horstberg im Hahnbruch). Mit der nahezu vollständigen Wiederbewaldung im Holozän begann eine Phase relativer geomorphologischer Ruhe. Die Menge des Oberflächenabflusses war durch hohe Interzeptionsraten des Bodens und bei erhöhter Evapotranspiration der Waldvege-

tation gedämpft. Die der Jüngerer Dryas und dem Präboreal zuzuordnenden hohen Raten der Tiefenerosion der Nebel wurden im mittleren Holozän nicht mehr erreicht.

Bei zunehmenden Temperaturen im mittleren Holozän stieg die Bioproduktivität in den Gewässern und führte zu hohen Sedimentationsraten von in-situ gebildeten organogenen Ablagerungen. So finden sich im Tiefen Bruch im Profil AHR insgesamt 6 m Organomudde über den geringmächtigen spätglazialen Sedimenten. Die damit einhergehende biogene Verfüllung der Seebecken führte zur Verflachung der Gewässer. In den untersuchten Becken im Nebeltal wird die folgende Verlandung durch den Übergang von Mudden in bis zu 4 m mächtige sedentäre Torfe angezeigt. Der Fazieswechsel von Organomudden in Seggentorf und darüberlagernden Erlenbruchwaldtorf deutet auf einen sich langsam vollziehenden Verlandungsprozess. Für die Becken im Nebeltal fehlen datierte Profile zur chronologischen Einordnung der Verlandung. Bei Berücksichtigung der Mächtigkeit der Torfdecken und anderen bearbeiteten Becken in der Region (LORENZ 2002) kann jedoch von ausgedehnten Verlandungsprozessen im Mittelholozän (Atlantikum) ausgegangen werden. Seit der Verlandung durchfließt die Nebel windungsreich die ausgedehnten Niedermoorbereiche der Paläoseen zwischen Krakower See und Ahrenshagen.

Die im Talverlauf häufig ausgebildete 0,6-m Akkumulationsterrasse bildet die einzige zweifelsfrei nachweisbare Terrasse im Nebeltal. Im Bereich der Ahrenshagener Brücke lagert fluvialer Sand dieser Terrasse über einer Stratigraphie aus Verlandungstorf und 3 m mächtiger Organomudde. Die 0,6-m Akkumulationsterrasse der Nebel ist demnach jünger als die Gewässerverlandung und wird danach stratigraphisch in das Jungholozän gestellt. Das Nachlassen der Transportkraft der Nebel bzw. die Zunahme der Sedimentlast wodurch es zur Akkumulation der Terrasse kam, ist wahrscheinlich auf anthropogenen Einfluss auf das Gewässersystem zurückzuführen.

Phase 6: Anthropogen beeinflusste Gewässerphase

Bereits mit den ersten umfangreicheren Rodungen im Krakower Raum durch slawische Siedler im frühen Mittelalter griff der Mensch in die Feststoffbilanz an den Oberflächen ein. Die in der Folge erhöhte Bodenerosion brachte mehr Sediment in die Vorfluter und führte zu verstärkten Akkumulationserscheinungen in den Gewässern. Der direkte Eingriff des Menschen in das Gewässernetz begann mit dem Import der Mühlentechnologie im Zuge der deutschen Ostkolonisation. Bereits im 13. Jahrhundert kam es durch die Wassermühle Serrahn zum Anstau des Krakower Sees. Der anthropogen verursachte höhere Wasserstand führte zur Ausbildung der 1-m Terrasse des Sees, die nach der Verlegung eines Stauwerkes am Nebelausfluss im Jahr 1830 trockenfiel. Nach MASTALER (1990) sind für die Nebel zwischen Quelle und Mündung mindestens 11 historische Wassermühlenstandorte belegbar. Seit dem Hochmittelalter bis in die Neuzeit dehnten sich die landwirtschaftlich genutzten Flächen in der Umgebung der Nebel stetig aus. Weitverbreitete Pflughorizonte in heute bewaldeten Arealen weisen auf eine Beackerung der Nebelhänge bis direkt an den Fluss heran. Die dadurch verursachte massive Bodenerosion führte zur Kappung der Oberhangprofile und Akkumulation mächtiger Kolluvien an den Unterhängen. Die Niedermoorareale des Hahnbruchs und Tiefen Bruchs wurden spätestens seit dem frühen 18. Jahrhundert für die Weidenutzung melioriert, dabei kam es zu Mineralisierungserscheinungen in den hangenden Teilen der Torfe.

Im 20. Jahrhundert wurde die Nebel in vielen Abschnitten planmäßig ausgebaut. Im Untersuchungsgebiet wurde die Nebel im Rahmen der Errichtung eines neuen Wehres am Ausfluss des Krakower Sees auf einer Strecke von 300 m in ein künstlich angelegtes Gewässerbett verlegt. Dazu kommt die Anlage von Fischzuchtteichen in Teilen des Hahnbruchs für deren Abdämmung Kies vom Kames des Horstberges gewonnen wurde. Die Vielzahl was-

serbaulicher Maßnahmen führte zu starken Veränderungen am natürlichen Gewässersystem der Nebel.

7 Schlussbemerkungen

Beginnend mit der Deglaziation entwickelte sich das Gewässersystem Nordostdeutschlands von einem zunächst chaotischen System glaziärer Schmelzwasserbahnen des Pleniglazials zum stärker hierarchisch geprägten Gewässersystem des Jungholozäns. Die klimagesteuerte Gewässerentwicklung im Jungmoränengebiet lässt sich in charakteristische Abschnitte der Fluss- und Seenentwicklung zusammenfassen (MARCINEK / BROSE 1972; MARCINEK 1978; NITZ 1984; KAISER 2001). Die Ergebnisse der vorliegenden Studie zeigen, dass die Entwicklung des Nebeldurchbruchstaes dabei den allgemeinen Trends der Gewässerentwicklung folgt (Abb. 21).

In seiner "Geschichte des Flussnetzes in Norddeutschland" untersuchte WOLDTSTEDT (1956) die Genese von Flussdurchbrüchen durch die Endmoränen des Flachlandes. Nach WOLDTSTEDTS Auffassung war die geomorphologische Ursache der Durchbruchstalentstehung entweder (a) das Durchbrechen eines vor der Gletscherfront befindlichen Eistausees oder (b) die beidseitige rückschreitende erosive Zerschneidung der Eisrandlage. Bestanden dabei zwischen Vor- und Rückland der Endmoräne Unterschiede im Höheniveau bildet sich allmählich ein gleichsinnig geneigtes Gerinnebett. Zudem erkannte WOLDTSTEDT die Bedeutung von im Rückland gelegenen Rinnen, die nach seinen Beobachtungen oftmals auf die Endmoränendurchbrüche zuliefen. Nach WOLDTSTEDTS Genesemodell verläuft die Herausbildung der Flussdurchbrüche im Spätglazial und ist vor Beginn des Holozäns abgeschlossen. Die richtungsweisende Bedeutung dieser Schlussfolgerungen liegt in der zeitlichen Einordnung der Flussdurchbrüche in das Spätglazial und in der Erkenntnis das subglaziale Rinnen an der Bildung von Endmoränendurchbruchstätern beteiligt sind.

Der Einfluss subglazial angelegter Rinnen für die Herausbildung allgemeiner fluvialer Strukturen ist durch viele Untersuchungen in Mecklenburg-Vorpommern, Schleswig-Holstein, Brandenburg und Nord-Polen herausgestellt worden. (LIEDTKE 1981; WÜNNEMANN 1993; BUSSEMER 1993; KOZARSKI / ROTNICKI 1977). Die in ihrer Längserstreckung meist in die Bewegungsrichtung des Inlandeises weisenden glazialen Rinnen können dabei sowohl in Bereichen von Grund- und Endmoränen als auch in Sandergebieten auftreten. In einigen Fällen, wie auch bei der von der Nebel benutzten Rinne, werden alle drei Landschaftselemente von einer einzigen Rinne durchquert. So setzt die NE - SW streichende Nebelrinne im grundmoränengeprägten Lalendorfer Zungenbecken an, durchbricht die Pommerschen Endmoräne und verläuft weiter durch den Krakower See bis zu den Sandern der Nossentiner - Schwinzer Heide.

In die Rinnenstruktur des Nebeldurchbruchstaes finden sich sowohl Anzeichen einer Anlage durch subglaziale Schmelzwassererosion als auch Hinweise auf Einwirkung von glazialer Exaration. Nach LIEDTKE (1981) sind immer beide Prozesse an der Bildung von Rinnenstrukturen beteiligt, wobei jedoch die Exaration die Hauptarbeit leistet. An Beispielen von Rinnen in Brandenburg weisen BUSSEMER (1993) auf dem Barnim und GÄRTNER (1993) im Tal der Panke eine bereits ältere Anlage weichselzeitlicher Rinnen nach, da sich diese an saalezeitliche Strukturen anlehnen. Für die Nebel fehlen genauere Untersuchungen zu dieser Frage.

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

Chronologie	Allgemeine Phasen der 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 (Kaiser 2001)	Entwicklungsphasen des Nebeldurchbruchtales
Jungholozän (Subatlantikum, jung. Subboreal, jung. Subboreal)	Phase der anthropogen beeinflussten Reliefgestaltung	Anthropogen beeinflusste, holozäne Phase	Anthropogen beeinflusste, holozäne Phase	Kollisionsphase	Seespiegelveränderung von Seen; Vergrößerung der Einzugsgebiete; Verteilung und Schräglung von Kleinhohlräumen	<i>Anthropogene Phase</i> Eingriff auf Gewässerstruktur; Bau des Nebelwehres; Anlagelage von Fischzuchtteichen
Mittelholozän (Bfkt. Subboreal, Atlantikum)	Phase der natürlich - holozänen Reliefgestaltung	Natürlich holozäne Phase im perimarinem Bereich; marin induzierte starke Aufhöhung der Talböden	Natürliche holozäne Phase	<i>Veränderungsphase</i> intensive limn. & telem. Sedimentation, Denudation ohne Bedeutung, Erlöschen von Seen & Söllen	Veränderung von Seen und Kleinseen; teilweiser Anstieg der Seespiegel in großen Seebecken	<i>Veränderungsphase</i> Beckenverfüllung durch org. Sed. im Endstadium; Verlandung & Niedermoorbildung.
Frühholozän (Boreal, Präboreal)					starke org. & carb. Sedimentation; Seespiegel deutlich tiefer als heute; finales Torfseeflächen im Präboreal	Seenkette im Nebelital durch die Nebel verbundene; Sed. von Organo- und Kalkmudden mit hohen Raten
Jüngere Dryas		<i>Anpassungsstufe</i> Auflösung des Permafrostes bewirkt Unterbrechung und Zerstörung von Tälern. Fossilisierung von Binnenentwässerungsgebieten, Laufverlegungen		<i>Tieftraufphase</i> etappenweises Totis-tiefen v.a. im Alleröd; große Beckentiefen & Relieftunterschiede werden erreicht; differenzierte Beckenboden-Tiefenlegung; erstmalige Entstehung vieler Becken (Sölle); intensive limnische Sed.; finale laterale Stofftransporte am Beckenrand in der jüngeren Dryas	starke siltat. Sedimentation; Seespiegel deutlich höher als heute; intensive Abspülung & Solifluktion; fluviatile Aktivität	<i>Durchbruchphase</i> Verbindung der Seen durch Überlaufen in Folge hoher Seespiegelstände
Alleröd	Regenerationsphase des periglazial überformten Glazialreliefs		Seenbildung durch Totisaustau		starke siltat. Sedimentation; nur wenige aussagekräftige Befunde in der Region	<i>Seephase</i> Bestehen von mehreren, hintereinanderliegenden und voneinander getrennten Seebecken im Nebelital; Sedimentation von Organosiltkatmudden
Ältere Dryas					Beckenbildung durch Totisfließen; z.T. Einsetzen limnischer Sedimentation; organo-siltat. und siltat. Sed.	
Hippophac-Phase (Billing)		<i>Spätglazial - altholozäne Übergangsphase</i> Endperiglaziale Einfrierungsstufe				
Älteste Dryas	Periglaziale Phase der Überformung des Glazialreliefs	<i>Fluvioperiglaziale Phase</i> Periglaziales Flussnetz auf Permafrost & Totis	Beckeneinhaltung durch Totis	<i>Konservierungsphase</i> Totiseinhaltung durch Permafrost; lokale Seenbildung	wenige Nachweise limnischer Sed.; siltkatische Sedimentation;	<i>Niedertraufphase</i> Totisaustau der Becken; Bildung von Seen; Sed. von Sand- & Schluffmudden
Pleniglazial	Glaziale Phase der Reliefgestaltung	<i>Fluvioglaziale Phase</i> Abfluss über Sande, große Fließgewässer & Uferstromtäler	Beckenbildung durch Exaration & Schmelzwassererosion bzw. Kombination beider Prozesse; Einbettung durch Eis	<i>Niedertraufphase</i> Bildung flacher Becken; Inlandeisplombierung <i>Anlagephase</i> B.-anlage durch Exaration & glazialhydraulomech. Prozesse	glaziallimnische Phase der Großbecken; Plombierung von Inlands; exarative Anlage großer Becken; Anlage der Becken späterer Rinnen-seen;	<i>Anlagephase</i> Rinnenbildung durch Exaration & subglaziale Schmelzwassererosion; Konservierung der Tiefenstruktur durch Totis

Abb. 21: Relief- und Gewässernetzentwicklung im Jungmoränengebiet und Entwicklungsphasen des Nebeldurchbruchtales (nach Kaiser 2001, verändert und ergänzt)

Für die Formung des heutigen Nebeltales war die Klärung der Prozesse, die zur fluvialen Transformation der Becken-Schwellen-Struktur führten von entscheidender Bedeutung. Untersuchungen an der Kersdorfer Rinne im Bereich der Frankfurter Eisrandlage durch SCHULZ / STRAHL (2001) zeigen eine vergleichbare Entwicklung von einer toteisplombierten Rinne zu eingeschalteten grundwassergespeisten Seen innerhalb der Rinne. Auch in der Kersdorfer Rinne wurde pollenanalytisch ein frühes Einsetzen der Sedimentation im Prä-Alleröd (Meiendorf Interstadial) festgestellt. Während geomorphologische Transformationsprozesse von Rinnen in Norddeutschland bislang wenig untersucht worden sind, ist der Kenntnisstand für das angrenzende Flachland Polens erheblich besser (STARKEL 1982-1996, PASIERBSKI 1979, BLASZKIEWICZ 1998). In einer Fallstudie für die untere Weichsel gliedert NIEWIAROWSKI (1986) in fünf Transformationsphasen subglazialer Rinnen, die in ihren zentralen Aussagen eine gute Übereinstimmung mit den Entwicklungsetappen des Nebeldurchbruchstaes aufweisen. Mit der Darstellung der untenstehenden Entwicklungsphasen verwies NIEWIAROWSKI auf den polygenetischen Charakter bei der allmählichen Herausbildung von Flussläufen innerhalb ehemaliger subglazialer Rinnen:

1. **Phase der Bildung** ("Phase of subglacial channel formation")
2. **Toteiskonservierungsphase** ("Phase of subglacial channel conservation by buried ice")
3. **Niedertauphase des Toteises und Herausbildung eines Flussnetzes** ("Phase of buried ice melting and the development of a new river network")
4. **See- und Flussphase** ("Lacustrine-river phase in the subglacial channels")
5. **Phase der erosiven Transformation subglazialer Rinnen in Flussläufe; Verschwinden der Seen** ("Phase of cutting through channel steps; Disappearance of lakes in the subglacial channels and transformation into river valleys")

Mit dem Toteisschwinden und der damit verbundenen Tieferlegung der Erosionsbasen setzte die Zerschneidung der zwischen den Nebelbecken liegenden Schwellen ein, ohne dass diese bereits vollends beseitigt wurden. Im Rahmen der von MARCINEK (1978) ausgewiesenen Phasen der Gewässernetzentwicklung im Jungmoränengebiet lässt sich dieser erosive Impuls mit der im Spätglazial liegenden 'endperiglaziären Eintiefungsstufe' korrelieren. Nach MARCINEK (1970) konnte die rückschreitende Erosion während dieser Phase "*...im Extrem bis zu Anzapfungen führen*".

Bedingt durch die Wiederherstellung subarktischer Temperaturbedingungen und der erneuten Ausbildung von Permafrost in der Jüngeren Dryas ergaben sich massive Veränderungen für die Bilanz der Feststoffumlagerungen an den Oberflächen. Nach Untersuchungen von KAISER (2001) zur Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern stellt die Jüngere Dryas eine Phase intensiverer fluvialer als auch äolischer Dynamik dar. Zusätzlich kam es durch Prozesse der Solifluktion und Ablation zu verstärkten Materialumlagerungen, wodurch die zwischen den Becken liegenden Schwellen strukturell geschwächt wurden.

Gleichzeitig führten geringere Vegetationsbedeckung und sich ausbreitender Permafrost in der Jüngeren Dryas zu Erhöhung des Oberflächenabflusses. In der Folge kam es zum allgemeinen Anstieg der Seespiegel. Das Dryas-III zeitliche "Ertrinken" kleinerer und mittelgroßer Becken konnte durch KAISER (2001) für das Endinger Bruch sowie für die Haffstauseeabflüsse durch JANKE (1978) belegt werden. Ähnliche Ergebnisse hinsichtlich der spätglazialen Seespiegelentwicklung erbringen Untersuchungen in der Brodnica Seenplatte von NIEWIAROWSKI (1987) und im Radunia Becken Nordpolens durch KOUTANIEMI / RACHOCKI (1981).

In der vorliegenden Untersuchung wird argumentiert, dass es in der Folge erhöhter Wasserstände des Krakower Sees während der Jüngerer Dryas zum Überlaufen des Sees in die tieferliegenden Becken des Nebeltales kam. Aufgrund der speziellen Charakteristik des subpolaren Abflussgangtyps mit extremen Abflussereignissen während der kurzen sommerlichen Schmelzphase, ist dabei auch ein initiales Überlaufereignis ("Event") als letztendlicher Auslöser der fluvialen Aktivierung des Durchbruchstales in Betracht zu ziehen. Vergleichbare Verknüpfungen von fluvialen und limnischen Prozessen in austauenden subglazialen Schmelzwasserrinnen sind vorwiegend durch Arbeiten im Flachland Polens diskutiert worden. Untersuchungen durch BLASZKIEWICZ (1998) im Tal der Wierzyca und durch NIEWIAROWSKI (1986) an der unteren Weichsel erkannten neben der rückschreitenden Erosion vor allem das Überlaufen von Kleinseen ("Overspill water gaps") als Ursache für die sich bildenden fluvialen Verbindungen zwischen Paläoseebecken.

Die für das hier vorgestellte Genesemodell des Nebeldurchbruchstales postulierten höheren Wasserstände des Krakower Sees wurden - zeitlich noch unbestimmt - erstmals durch die von GEINITZ (1886) und AHRENS (1913) beschriebene 2-m Terrasse belegt. Von SCHULZ (1963) wurden die Bildung dieser Seeterrasse aufgrund theoretischer Zusammenhänge in die Jüngere Dryas gestellt, ohne dabei datierte Geländebefunde anzuführen. Bereits SCHULZ erbohrte unter den hangenden Terrassensanden 20 - 30 cm mächtige Kalkmudden, deren Alter ebenfalls unbestimmt blieb. Auch erneute Untersuchungen durch LORENZ (2002) erbrachten trotz erheblichen laboranalytischen Aufwandes (Untersuchung von Pollen, Diatomeen, Ostracoden) keine Datierung der Kalkmudde. Durch die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung kann die Seespiegelsenkung, die zum Trockenfallen der 2-m Terrasse des Krakower Sees führte, mit der Aktivierung der fluvialen Abflussbahn im Nebeldurchbruchstal korreliert werden. Damit lässt sich die vermutete Datierung der 2-m Terrasse in die Jüngerer Dryas (SCHULZ 1963) durch die Befunde im Nebeltal stützen.

8 Literatur

- AABY, B. / TAUBERT, H., (1975): Rates of peat formation in relation to degree of humification and local environments., in: *Boreas.*, 4: 1 - 17.
- AHRENS, H., (1913): Terrassen an den Seen Mecklenburgs., - In: *Archiv Ver. Fr. Nat. Mecklenburgs.*, 67: S. 1-54.
- AMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT., (1970): Flächenverzeichnis der Flussgebiete, Berlin 153 S.
- BILLWITZ, K. (1977): Methodik physikalischer und chemischer Bodenuntersuchungen. Universität Halle-Wittenberg., Geographisches Institut, 24 S.
- BILLWITZ, K. / HELBIG, H. / KAISER, K. / DE KLERK, P. / TERBERGER, T., (1998): Geländebefunde zur spätglazialen Naturraumgenese und Besiedlungsgeschichte von Becken und Platten in Vorpommern., In: *Zeit. f. Geom., N.F., Suppl.-Bd. 112*: 123-142.
- BLASZKIEWICZ, M., (1998): The Wierzyca valley, its genesis and development in late Pleistocene and early Holocene., - In: *Dokumentacja Geograficzna.*, 10., Wrocław: 116 S.
- BUSSEMER, S., (1993): Besonderheiten der Substrat- und Pedogenese in glazialen Rinnen auf dem Barnim., *Berl. Geogr. Arb.*, Bd. 78: 54- 68.
- DAHNIKE, W., (1956): Geologie des Kreises Lübz., Rat des Kreises Lübz: 39 S.
- GÄRTNER, P., (1993): Zur Tal- und Flussentwicklung der Panke im Jungpleistozän., In: *Berl. Geogr. Arb.*, Bd. 78: 117 - 137.
- GEINITZ, W., (1886): Die Seen, Moore und Flussläufe Mecklenburgs., Opitz Güstrow: 132 S.
- GEINITZ, E., (1922): Geologie Mecklenburgs., Hinstorff Verlag Rostock: 2 Bd: 368 S.
- HINZE, C. / JERZ, H. / MENKE, B. / STAUDE, H., (1989): Geogenetische Definition quartärer Lockergesteine für die geologische Karte 1: 25000., *Geol. Jb., A*, 112, Hannover: 243 S.
- HJULSTRÖM, F. (1935): Studies on the morphological activity of rivers. *Bull. Geol. Inst. of Uppsala.*, 25: 221 - 258.

- HURTIG, T., (1955): Zur Frage des letztglazialen Eisabbaus auf der mecklenburgischen Seenplatte., - In: Wiss. Z. d. E-M-Arndt-Universität., Math.-Nat., Jg. IV., 6/7: S. 659-666.
- JANKE, W., (1978): Untersuchungen zu Aufbau, Genese und Stratigraphie küstennaher Talungen und Niederungen Nordost-Mecklenburgs., Unveröff. Dissertation B (Habilitation), Universität Greifswald, Geographisches Institut.
- JUNG, G., (1994): Seengeschichte., Lech., 207 S.
- KAISER, K., (2001): Die spätglaziale bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern. In: Greifswalder Geographische Arbeiten., Bd. 24.
- KOUTANIEMI, L. / RACHOCKI, A. (1981): Palaeohydrology and landscape development in the middle course of the Radunia basin, North Poland., In: Fennia, 159:2., S. 335 - 342.
- KOZARSKI, S. / ROTNICKI, K., (1977): Valley floors and changes of river channel patterns in the north Polish Plain during the late Würm and Holocene., Quaest. Geogr., 4: 51 - 93.
- LANGER, H., (1962): Aufnahmebericht zur geologischen Übersichtskartierung des Blattes Güstrow (2239 - Südhälfte)., Geol. Landesamt M-V., Güstrow: S. 26.
- LIEDTKE, H., (1958): Jungglaziale Seentypen, dargestellt am Beispiel Norddeutschlands.,- In: Geograph. Ber., 6: S. 1-15.
- LIEDTKE, H., (1981): Glaziale Rinnen und glaziale Tiefrinnen., In: Boch. Geogr. Arb., 40: 7-22.
- LORENZ, S., (2002): Die Uferstrukturen des Krakower Sees in Mecklenburg - Naturräumliche Analyse und jungquartäre Landschaftsgenese., Dipl.arbeit., Geogr. Inst. E-M-Arndt-Universität Greifswald.
- LOWE, J. / WALKER, M. (1997): Reconstructing Quaternary Environments., Hong Kong. 446 S.
- MARCINEK, J. ET AL., (1970): Periglaziäre Gestaltung der Täler., - In: Periglazial - Löß - Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR., PGM., Ergänzungsheft Nr. 274.
- MARCINEK, J. / BROSE, F., (1972): Das Gewässernetz in der Jungmoränenlandschaft., In: Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald., Math.-Nat. R. 21: 53 - 56.
- MARCINEK, J., (1978): Phasen der Gewässernetz- und Reliefentwicklung im Jungmoränengebiet der DDR., In: Wiss. Zeit. Univ. Greifswald., Math.-Nat. R. 27: 63 - 64.
- MASTALER, W. (1990?); Die Wassermühlen des Kreises Güstrow., Güstrow: 378 S.
- MEHL, D. / THIELE, V., (1998): Fließgewässer- und Talraumtypen des Norddeutschen Tieflandes., Parey Buchverlag Berlin: 261 S.
- NIEWIAROWSKI, W., (1986): The phases of transformation of subglacial channels into river valleys: A study of the lower Vistula Region., Acta Univ. N. Copernici., XXI., 67: 61-72.
- NIEWIAROWSKI, W., (1987): Oscillations of lake level during the Late Glacial and Holocene - a case study of the Brodnica lake district., In: Wiss. Zeit. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-nat. wiss. Reihe., 36: 2-3., S. 36 - 37.
- NITZ, B., (1984): Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland - Modell einer Sediment- und Reliefgenese., in: PGM., 128: 133-142.
- PASIERBSKI, M., (1979): Remarks on the genesis of subglacial channels in northern Poland., In: Eiszeitalter und Gegenwart., 29: 189 - 200.
- PELTZ, W., (1893): Tiefenaufnahme des Plauer, Krakower, Wariner, Gr. Tessiner und Ziest-Sees., Archiv. Ver. Fr. Nat. Mecklbg., 46: S. 36., Güstrow.
- RICHTER, G., (1963): Untersuchungen zum spätglazialen Gletscherrückgang im mittleren Mecklenburg., Forsch. dt. Landeskunde., 138, Bad Godesberg., 98 S.
- SCHULZ, W., (1962a): Aufnahmebericht zur geologischen Übersichtskartierung des Blattes Krakow (Nr. 2339)., Geol. Landesamt M-V., Güstrow: 36 S.
- SCHULZ, W., (1962b): Aufnahmebericht zur geologischen Übersichtskartierung des Blattes Güstrow (2239 - Nordhälfte)., Geol. Landesamt M-V., Güstrow: 23 S.
- SCHULZ, W., (1963): Eisrandlagen und Seeterrassen in der Umgebung von Krakow am See in Mecklenburg., - In: Geologie. Jahrgang 12. Heft 10: 1152-1168., Akad. Verlag Berlin.

- SCHULZ, W., (1965): Aufnahmebericht zur geologischen Übersichtskartierung der Blätter Lallendorf (2240) und Serrahn (2340)., Geol. Landesamt M-V., Güstrow: 44 S.
- SCHULZ, I. / STRAHL, J., (2001): Die Kersdorfer Rinne als Beispiel subglazialer Rinnenbildung im Bereich der Frankfurter Eisrandlage - ., In: Z. geol. Wiss., 29: 99 - 107.
- STARKEL, L., (1982 - 1996): Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years., Geographical Studies., Special Issue 1 - 6 Vol.
- STARKEL, L. / GREGORY, K. / THORNES, J., (1991): Temperate Palaeohydrology - Fluvial processes in the temperate zone during the last 15,000 years., England, 548 S.
- SUCCOW, M. / JOOSTEN, H. (2001): Landschaftsökologische Moorkunde., Stuttgart., 622 S.
- THOMAS, E., (1956): Abschlußbericht über refraktionsseismische Untersuchungen im Gebiet Struktur Krakow., VEB Geophysik Leipzig.
- UMWELTMINISTERIUM MECKLENBURG-VORPOMMERN., (1994): Daten und Angaben zur Durchflusscharakterisierung der Fließgewässer (unveröff.)
- WEIßE, R., (1995): Die Potsdamer Glaziallandschaft - glazigene Sedimente und glaziäre Baustile., In: Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge., 2: 13 - 26.,
- WOLDTSTEDT, P., (1956): Die Geschichte des Flussnetzes in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. - In: Eiszeitalter und Gegenwart., 7: S.5-12.
- Wünnemann, B., (1993): Ergebnisse zur jungpleistozänen Entwicklung der Langeseerinne Südangelns in Schleswig Holstein., Berliner Geographische Abhandlungen., Bd. 5.

Anschrift des Autors

Dipl. Geogr. Henrik Rother, Dept. of Geological Sciences, University of Canterbury,
Private Bag 4800, Christchurch, New Zealand,
hro13@it.canterbury.ac.nz

Die Vegetation NO-Deutschlands vor und nach dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans (12880 cal. BP)

Vegetation of NE Germany before and after the eruption
of the Laacher See volcano

MARTIN THEUERKAUF

Zusammenfassung

Die Laacher See-Tephra wird auf 12.880 Warvenjahre BP datiert. Um diesen Zeitmarker wurden an 9 Standorten in verschiedenen Landschaftseinheiten Mecklenburg- Vorpommerns hochauflösende Pollen- und Großrestanalysen durchgeführt. Zusammen mit 23 Pollendiagrammen aus der Literatur konnten regionale Vegetationsmuster in Mecklenburg-Vorpommern und Reaktionen auf den Vulkanausbruch rekonstruiert werden.

Im Süden und Osten Mecklenburg-Vorpommerns dominierte *Pinus sylvestris*, im Norden dagegen *Betula pubescens/pendula*. Es konnte gezeigt werden, dass die Verbreitung dieser Baumarten vom Substrat bestimmt wurde, auf Sand dominierte *Pinus sylvestris*, auf Geschiebelehm und -mergel dagegen *Betula pubescens/pendula*. Die Wälder Mecklenburg-Vorpommerns waren daher zur Zeit des Vulkanausbruchs in Birken- und Kiefernwälder getrennt. *Artemisia* war auf Geschiebelehm und -mergel häufiger als auf Sand, aber möglicherweise an Öffnungen der Wälder gebunden. *Gramineae*, *Cyperaceae* und *Salix* traten vor allem an Gewässern und auf Mooren auf. *Cyperaceae* und *Salix* waren allgemein im Norden häufiger, möglicherweise weil hier bei flacherem Relief ausgedehntere Moore und Feuchtgebiete vorkamen als im Süden.

Der Vulkanausbruch hatte offenbar kaum einen Einfluss auf die terrestrische Vegetation, wahrscheinlich kam es höchstens zu einer leichten Abkühlung, die die Vegetation nicht beeinflusste. Dagegen zeigen einige Taxa, die Moore und Ufer besiedeln, nach dem Vulkanausbruch eine deutliche Zunahme. Die Zunahme von *Cyperaceae*, *Gramineae* und *Salix* könnte durch eine Eutrophierung in Mooren durch Säureeintrag verursacht worden sein. Aber auch Wasserstandsschwankungen wären eine mögliche Erklärung. Sie hätten zur Entstehung von Pionierflächen geführt, auf denen sich neben *Cyperaceae*, *Gramineae* und *Salix* auch, wie beobachtet, *Betula pubescens/pendula* ausbreiten konnte. An Profilen mit der LST in Torf kann ein Wasserstandsanstieg, allerdings nicht jahrgenau, belegt werden. Sedimentanalysen zeigen Veränderungen der Sedimentation in Seen, auch dies könnte durch Wasserstandsänderungen hervorgerufen worden sein. Sie wurden möglicherweise durch ungewöhnlichen Niederschläge nach dem Vulkanausbruch verursacht. Da die untersuchten Seen im Jungmoränengebiet mit einem gering entwickelten Gewässernetz liegen, konnten ungewöhnliche Niederschläge hier zu deutlichen Wasserstandsschwankungen führen. Allerdings können nicht alle Veränderungen zeitlich genau dem Vulkanausbruch zugeordnet werden. Als weitere Ursachen für Wasserstandsschwankungen kommen der Toteisaustau oder eine leichte Erwärmung in Frage.

Summary

The Laacher See tephra (LST), dated at 12 880 varve years BP., occurs in many basins in NE-Germany as a chronostratigraphic marker. This study presents 9 new pollen diagrams, combined with macrofossil analysis, that were analysed with high temporal resolution. Together with 23 pollen diagrams from selected scientific literature, all major landforms in Mecklen-

burg-Vorpommern were covered. These data were used to reconstruct vegetation patterns and to investigate whether the vegetation had reacted on the eruption.

At the time of the eruption of the Laacher See volcano, *Pinus* (probably *Pinus sylvestris*) dominated in the southern and eastern parts of Mecklenburg-Vorpommern, while in the central and northern parts *Betula* (probably tree birches) were prominently present. Using regression analysis this study shows that this distribution mainly follows patterns in substrate types: *Pinus* trees inhabited sandy soils (e.g. outwash plains), while *Betula* trees dominated on the loamy till plains. This indicates that forests were divided into birch forest and pine forests. Mixed birch-pine forest, as commonly assumed, did not exist. *Artemisia* was more common on the till than on sand, but probably was restricted to open spots in the forest. *Poaceae*, *Cyperaceae* and *Salix* species grew close to lakes and on mires. *Cyperaceae* and *Salix* furthermore were more common in the north. In this region mires and wetlands were probably of larger extent than in the southern regions due to the more flat landscape.

The palynological data hardly show changes in the terrestrial vegetation after the eruption, probably the climatic impact of the eruption was probably too small to cause a major vegetational change. Pollen values of types produced by taxa that can be expected to have grown close to mires and lakes, however, increase significantly after the eruption. The increase of *Cyperaceae*, *Poaceae* and *Salix* was possibly caused by an eutrophication of mires after the input of sulphuric acid. Another explanation might be a change in water-levels, which might have temporarily risen due to unusual high precipitation after the eruption. Sequences where the LST is embedded in peat clearly show wetter conditions around the eruption. The investigated lakes are positioned within poorly drained till plains (without relevant fluvial systems) in which minor changes in precipitation might have caused prominent changes in water levels. After water levels declined again, the dried-up lake shores might have provided a habitat for taxa like *Cyperaceae*, *Poaceae*, *Salix* and even *Betula* trees. Also an enlarged amount of clastic material might be related to changing water levels. Not all observed pollen fluctuations can be related exactly to the volcanic eruption. Possible other factors influencing water levels might have been melting of buried dead ice and the minor climatic oscillation known as the "Gerzensee-oscillation".

1 Einleitung

Die Laacher See-Tephra ist ein 5-10 mm mächtiges, helles Band in Mudden und Torfen. Sie ist die einzige makroskopisch erkennbare Tephra in Nordost-Deutschland und damit ein unverwechselbarer und genauer Zeitmarker für das Spätglazial. In Mecklenburg-Vorpommern wurde die Laacher See-Tephra in mindestens 120 Moor- und Seeablagerungen nachgewiesen. Von einigen Standorten liegen bereits paläoökologische Analysen (u.a. DE KLERK 2001) vor. Systematische Untersuchungen mit der LST als Zeitmarker fanden bisher aber nur in geringem Umfang statt (MÜLLER 1961). Weitere Pollen- und Großrestanalysen wurden durchgeführt, anhand derer zwei Schwerpunkte bearbeitet wurden.

1. Regionale Muster der Vegetation in Mecklenburg-Vorpommern zur Zeit des Vulkanausbruchs

Betula pubescens/pendula und *Pinus sylvestris* waren im Spätglazial die beherrschenden Baumarten in Mitteleuropa (u.a. FIRBAS 1949, LANG 1994). Zunächst wanderte *Betula pubescens/pendula* ein, *Pinus sylvestris* folgte später (FIRBAS 1949, LANG 1994). Für Mecklenburg-Vorpommern zeigen bisherige Arbeiten deutliche Unterschiede im Vorkommen dieser Baumarten zur Zeit des Vulkanausbruchs. Im Süden und Osten dominiert *Pinus sylvestris* die Wälder, im Norden und Westen dagegen *Betula pubescens/pendula* (DE KLERK 2001, THEUERKAUF 2002). Bisher wurde angenommen, dass sich hierin die noch nicht abgeschlossene Einwanderung von *Pinus sylvestris* widerspiegelt (DE KLERK 2001, THEUERKAUF 2002), denn die-

ses Taxon wanderte in Mitteleuropa von SO nach NW ein (LANG 1994). Möglicherweise beschränkte aber auch ein Klimagradient das Vorkommen von *Pinus sylvestris* auf den Süden und Osten Mecklenburg-Vorpommerns (DE KLERK 2001). Dieser Klimagradient könnte durch die größere Nähe der nördlichen Landesteile zu den noch von Gletschern bedeckten Gebieten Skandinaviens verursacht worden sein (COOPE *et al.* 1998). Drittens ist auch vorstellbar, dass das Substrat die Verbreitung der Bäume beeinflusste. Im Norden und Westen des Untersuchungsgebiets überwiegt Geschiebelehm und -mergel, im Süden und Osten dagegen sandige Substrate. Rezent sind natürliche Vorkommen von *Pinus sylvestris* auf terrestrischen Standorten auf sandige Substrate beschränkt (KELLY & CONNOLLY 2000). Diese drei möglichen Ursachen der Vegetationszonierung werden untersucht.

2. Auswirkungen des Vulkanausbruchs auf die Vegetation und die Ökosysteme

In einer Reihe von Pollendiagrammen aus Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern wird um die Laacher See-Tephra ein deutlicher Rückgang von PINUS beobachtet (WOLTERS 2002, THEUERKAUF 2002). Ein deutlicher Zusammenhang dieses Rückgangs mit dem Vulkanausbruch konnte bisher, aufgrund der zu geringen zeitlichen Auflösung der Analysen, nicht hergestellt werden. Daher wurden an 6 Standorten um die Laacher See-Tephra paläoökologische Untersuchungen mit einer etwa jährlichen Auflösung durchgeführt. Zusammen mit geringer aufgelösten Untersuchungen aus der Literatur werden mögliche Folgen des Vulkanausbruchs diskutiert.

2 Material und Methoden

Die Bearbeitung der beiden Teilfragen 1.) Vegetation vor dem Vulkanausbruch und 2.) Reaktion der Ökosysteme auf den Vulkanausbruch, erfolgte an dem selben Probenmaterial. Für die Teilfrage 1.) wurden jeweils drei Proben unter der LST, für die Teilfrage 2.) zusätzlich mindestens 9 Proben über der LST analysiert.

2.1 Auswahl der Untersuchungspunkte und Bohren

Durch Literatursauswertung und Befragung möglichst vieler „Praktiker“ wurden Fundpunkte der LST in Mecklenburg-Vorpommern zusammengestellt (Abb. 3).

Herr Hofmann/Neubrandenburg ermöglichte zudem die Auswertung von Bohrungen der Standortkartierung, bei der die LST z.T. mit erfasst wurde. Aus diesen Fundpunkten wurden neun Hohlformen in den verschiedenen Landschaftseinheiten Mecklenburg-Vorpommerns ausgewählt (Gothensee (GOT), Kieshofer Moor (KIE), Marienthal (MTL), Plauer Stadtwald (PLS), Reinberg (REI), Rodde (ROD), Tollensetal (TNG), Weibnitz-Moor (WIZ), Zirmoisel (ZIR), Abb. 1, Tab. 1). Um regionale Vegetationsmuster in Mecklenburg-Vorpommern zu erfassen, wurden möglichst große Hohlformen ausgewählt. Die Bohrungen erfolgten mit einer Russischen Klappsonde (Kammerlänge 0,5 m, Durchmesser 4,5 cm). Je Standort wurden unmittelbar nebeneinander zwei Kerne (jeweils für Pollen- und Großrestanalyse) erbohrt. Der Kern GOT wurde von P. Voss und U. Kerstan zur Verfügung gestellt. Das Diagramm Rehwiese (REH)/Berlin wurde von Herrn Dr. Brande bearbeitet und freundlicherweise überlassen.

2.2 Probennahme Pollen

Proben für die Pollenanalyse wurden durch Schneiden des vorbereiteten Bohrkerns in 0,5 mm Scheiben gewonnen (DaMoCLEs-Prinzip; vgl. JOOSTEN in Vorb.). Ein 10 cm Abschnitt des tiefgefrorenen Bohrkerns um die LST wurde dazu bis auf eine Grundfläche von 1-2 cm² seitlich zugeschnitten. Nur in diesen kleinen Querschnitten lag die LST ohne Störungen und genau oberflächenparallel vor. An allen 9 Profilen wurden je 3 Proben unter der LST

analysiert (Ausnahme: WIZ mit 2 Proben). An den Standorten KIE, MTL, PLS, REI, TNG und WIZ wurden daneben mindestens 9 Proben über der LST analysiert. Hierfür wurden entweder aufeinander folgende bzw. jeweils jede 2. oder 3. Probe ausgewählt.

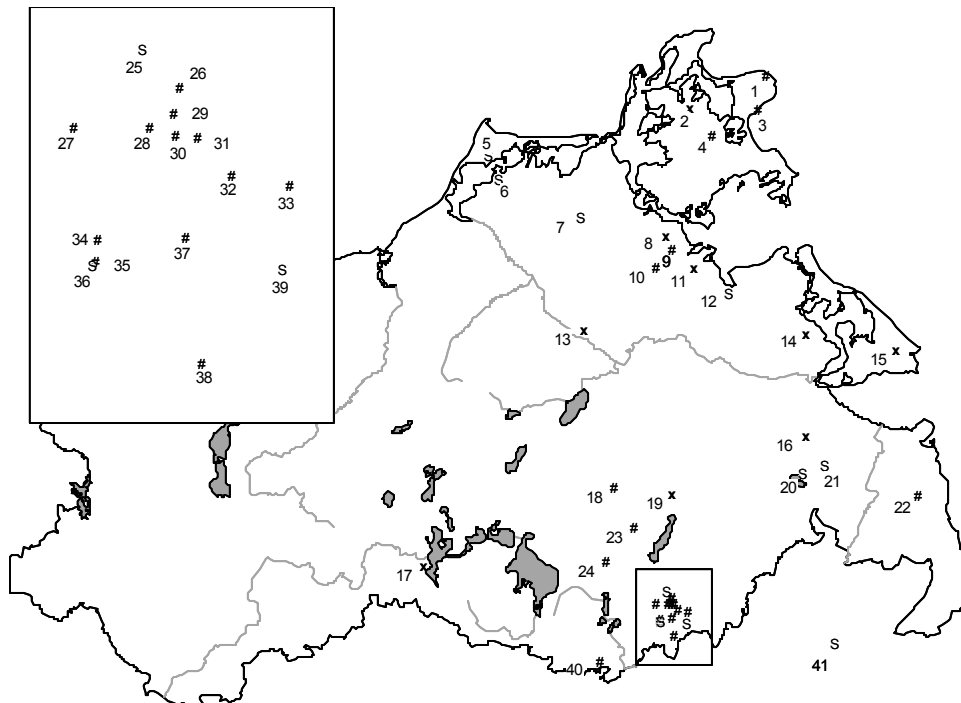


Abb.1 Übersicht von Pollen- und Großrestprofilen aus dem Spätglazial in Mecklenburg-Vorpommern, Kartenausschnitt Thurow im Süden des Landes vergrößert. (x) Profile, die in dieser Arbeit analysiert wurden, (●) Profile aus der Literatur mit der LST, (○) Profile aus der Literatur ohne die LST. Die Profile sind der Tabelle unten zu entnehmen.

Tab. 1 Verzeichnis der Profile aus Abb. 1.

Nr.	Standort	Quelle	Nr.	Standort	Quelle
1	Herthamoor	SCHUMACHER & ENDTMANN (1998)	22	Randowbruch	KLOSS (1990)
2	Zirmoisel	diese Arbeit	23	Ziesensee	HOMANN <i>et al.</i> (1995)
3	Crednersee	LANG (1986)	24	Kreutzsee	HOMANN <i>et al.</i> (1995)
4	Nonnensee	KLEISSE & MÜLLER (1969)	25	Teufelsbruch 174	MÜLLER (1961)
5	Altdarss 2	KAISER (2001)	26	Blänck-Bruch	MÜLLER (1961)
6	Barther Heide 151	KAISER (2001)	27	Moosbruch	MÜLLER (1961)
7	Hoher Birkengraben	DE KLERK (2001)	28	Serrahn	MÜLLER (1961)
8	Reinberg	DE KLERK (2001) und diese Arbeit	29	Bixbeerenbruch	MÜLLER (1961)
9	Jeeser Moor	Studentenpraktikum 1996 Uni-Greifswald	30	Moor am Schwarzen See	MÜLLER (1961)
10	Horst	DE KLERK (1998)	31	Teufelsmoor	MÜLLER (1961)
11	Kieshofer Moor	diese Arbeit	32	Fauler See	MÜLLER (1961)
12	Eldena	DE KLERK <i>et al.</i> (2001)	33	Postbruch	MÜLLER (1961)
13	Rodde	diese Arbeit	34	Fürstenseer See-Moor	MÜLLER (1961)
14	Weiblitze-Moor	diese Arbeit	35	Moor nördlich Plasterinsee	MÜLLER (1961)
15	Gothensee	diese Arbeit	36	Plasterinsee	MÜLLER (1961)
16	Marienthal	diese Arbeit	37	Schwarzes See-Bruch	MÜLLER (1961)
17	Plauer Stadtwald	diese Arbeit	38	Neubrück	MÜLLER (1961)
18	Rosenow	PETERSS <i>et al.</i> 2002	39	Waldsee	MÜLLER (1961)
19	Tollensetal	diese Arbeit	40	Trünnensee	HOMANN <i>et al.</i> (1995)
20	Heinrichswalder Damm	FUKAREK (1968)	41	Unter-Ückersee	JAHS (1999)
21	Hüttendamm	FUKAREK (1968)			

2.3 Pollenanalyse und Nomenklatur

Die Proben wurden zunächst 24 Stunden mit einem Netzmittel gewässert, die weitere Aufbereitung erfolgte nach FAEGRI & IVERSEN (1989) (10 min Kochen in 25 % iger HCl, 10 min Kochen in 10 % iger KOH, Sieben (120 µm) und 7 min Acetolyse). Zur Bestimmung der Pollenkonzentration wurde den Proben je eine Lycopodium-Tablette (batch-Nr. 938934 mit X=10679 LYCOPODIUM-Sporen je Tablette) zugegeben. Die Proben wurden in Silikonöl aufbewahrt. Die Zählung erfolgte an einem Zeiss AXIOLAB bei 400facher Vergrößerung. Es wurde je Probe etwa bis zu einer Pollensumme von 200 Pollenkörnern gezählt. Alle angefangenen Objektträger wurden durchgezählt.

Die Bestimmung der Pollentypen erfolgte nach MOORE *et al.* (1991) und Northwest European Pollen Flora „NEPF“ (PUNT 1976, PUNT & BLACKMORE 1991; PUNT & CLARKE 1980, 1981, 1984, PUNT *et al.* 1988, 1995). Pollentypen werden im Text in KAPITÄLCHEN, Pflanzentaxa *kursiv* geschrieben (vgl. JOOSTEN & DE KLERK 2002).

Die Bestimmung von „Palynomorphen“ erfolgte nach PALS *et al.* (1980), VAN DER WIEL (1982), VAN GEEL (1978), VAN GEEL *et al.* (1980/81, 1982/83, 1986, 1989). Die Bestimmung von BOTRYOCOCCUS erfolgte nach JANKOVSKA & KOMAREK (2000).

Diatomeae wurden in zwei Kategorien erfasst. Als DIATOMEAE wurden ganze Schalen oder zumindest Schalenteile mit komplettem Mittelteil gezählt. Als DIATOMEAE (TEILE) wurden dagegen Schalenbruchstücke ohne den kompletten Mittelteil gezählt. Die Ansprache von HOLZKOHLE erfolgte anhand von Vergleichsmaterial. Gezählt wurden Stücke größer 5 µm.

Prozentwerte wurden auf Grundlage einer „upland-Pollensumme“ berechnet. Sie setzt sich zusammen aus der Summe der Baumpollen (=AP) und der Summe von Pollentypen, die Sträuchern und Kräutern terrestrischer Standorte (=NAP-upland) zugeordnet werden. Sie umfasst die Pollentypen PINUS, BETULA, HIPPOPHAË RHAMNOIDES und JUNIPERUS, sowie ARTEMISIA, CALLUNA VULGARIS, CARYOPHYLLACEAE, CHENOPODIACEAE und AMARANTHACEAE, EMPETRUM NIGRUM SSP. NIGRUM TYPE, HELIANTHEMUM, RUMEX ACETOSELLA TYPE und SAXIFRAGA OPPOSITIFOLIA TYPE.

In dieser Summe nicht enthalten sind Pollentypen, die Taxa zugeordnet werden, welche auch in der Ufer- bzw. Moorvegetation vorkommen (z.B. CYPERACEAE, SALIX und GRAMINEAE). Denn diese können durch lokale Effekte den Pollenniederschlag der untersuchten Hohlformen stark beeinflussen.

2.4 Großrestanalysen

Die Bohrkernkerne wurden tiefgefroren und seitlich zugeschnitten, um Verunreinigungen durch Verschleppung zu entfernen. War die LST sehr dünn (wenige mm), so wurde jeweils eine Probe von 2 cm Länge unmittelbar unter- und oberhalb der LST genommen. In einigen Bohrkernen (z.B. Weiblit-Moor, Rand) war die LST so mächtig, dass sie als gesonderte Probe erfasst wurde. Die Proben wurden in 5 % iger KOH Lösung 5 Minuten gekocht und anschließend gesiebt (Maschenweite 200 µm). Das Volumen des Siebrückstandes wurde durch seine Wasserverdrängung ermittelt.

Die Großrestanalyse konzentrierte sich auf den Nachweis von *Pinus sylvestris*. *Pinus*-Periderm wurde anhand von Vergleichsmaterial bestimmt. Die Bestimmung weiterer Makroreste folgt BERTSCH (1941), BERGGREN (1969) und KATZ *et al.* (1977), die Bestimmung der Moose folgt FRAHM & FREY (1992) und MICHAELIS (2001). Das Profil ROD (Heger Soll) wurde im Studentenkurs „Makrofossilanalyse 2001“ am Botanischen Institut der Universität Greifswald großrestanalytisch bearbeitet.

2.5 Auswertung

2.5.1 Datengrundlage für die Rekonstruktion regionaler Vegetationsmuster vor LSE

Neben eigenen Analysen wurden weitere Pollendiagramme mit der LST aus Mecklenburg-Vorpommern ausgewertet (Abb. 1). Alle Diagramme wurden auf eine einheitliche Pollensumme umgerechnet (vgl. Kap. 2.3). In die Auswertung ging jeweils die Probe unmittelbar unter der LST ein. Im Diagramm Hoher Birkengraben/Endinger Bruch (Abb. 1, Nr.7) ist die LST nicht erfasst. Das Diagramm kann aber aufgrund seiner hohen Auflösung sehr genau mit dem Diagramm Reinberg (Abb. 1, Nr.8), in dem die LST vorkommt, korreliert werden. In den Profilen aus vorliegender Arbeit wurden die drei Proben unter der LST zusammengefasst. Denn aufgrund der hohen Auflösung dieser Proben (Dicke von 0,5 mm!) bestand die Gefahr, in einer einzelnen Probe sehr kurzfristige Entwicklungen der Vegetation zu erfassen. Aus den Diagrammen Nonnensee, Kreuzsee, Trünnensee und Ziesensee konnten nur Prozentwerte von PINUS verwendet werden. Insgesamt standen 32 Pollendiagramme zur Verfügung.

Um die maximale Verbreitung von *Pinus sylvestris* in der Spätglazialen Betula/Pinus Waldphase (sensu DE KLERK 2001) zu zeigen, wurden auch Diagramme ohne die LST herangezogen (vgl. Kap. 2.5.3, Abb. 1, Tab.1).

2.5.2 Analyse regionaler Vegetationsmuster vor LSE

Die Auswertung der 32 Pollendiagramme erfolgte getrennt für die Pollentypen, die den Bäumen (*Pinus sylvestris* und *Betula pubescens/pendula*) sowie für die häufigsten bzw. wichtigsten Pollentypen, die Sträuchern und Kräutern zugeordnet werden. Da PINUS und BETULA in allen Diagrammen mindestens 95% der Pollensumme ausmachen und sich daher nahezu komplementär verhalten, werden nur die Kurvenverläufe von PINUS analysiert. Daraus können unmittelbar Schlussfolgerungen auch für BETULA gezogen werden.

Für diese Pollentypen wurden:

- ihre geographische Verbreitung
- der Zusammenhang zwischen Pollenwerten und der Größe der untersuchten Hohlform
- der Zusammenhang zum Substrat in verschiedenen Umkreisen um die Hohlform
- und der Zusammenhang zu anderen Pollentypen untersucht.

Die Größe der Hohlformen bezieht sich auf die rezente Oberfläche der Seen und Moore. Sie wird grundsätzlich in [ha] angegeben. Der Anteil verschiedener Substrate in der Umgebung der Hohlformen wurde anhand der Geologischen Karten 1:100 000 bzw. 1:25 000 ermittelt. Die Karten wurden digitalisiert (Software: ArcView 3.2.). Alle Flächen mit rein sandigen Substraten bzw. sandigen Substraten über anderen Substraten wurden „Sand“, alle Flächen mit Geschiebelehm oder Geschiebemergel wurden „Geschiebelehm und -mergel“ zugeordnet. Nur sehr kleine Teilflächen konnten keiner dieser beiden Kategorien zugeordnet werden und wurden als „unbekannt“; Gewässer und Torf gesondert erfasst. Mit einem ArcView-Script (O. BRONKALLA) wurde dann der Anteil der beiden Substrattypen „Sand“ und „Geschiebelehm und -mergel“ an der Gesamtfläche für Umkreise mit den Radien 100 m, 200 m, 500 m, 1000 m, 2000 m, 3000 m, 5000 m und 7000 m um die einzelnen Standorte berechnet. Gewässer und unbekannte Flächen gehen nicht mit in die Gesamtfläche ein. Die Korrelation zwischen Pollenwerten und dem Anteil von „Sand“ um die untersuchten Hohlformen wird in Korrelationsdiagrammen analysiert.

2.5.3 PINUS–Maximum in der Spätglazialen Waldphase

Um zu überprüfen, ob die Ergebnisse zur Verbreitung von *Pinus sylvestris* unmittelbar vor LSE auch auf längere Abschnitte des Spätglazials übertragbar sind, wurde das PINUS-Maximum in der Spätglazialen Betula/Pinus Waldphase (sensu DE KLERK 2001) eingeführt. Dies

ist der höchste Wert von PINUS in dieser Phase. Das Kriterium für den Beginn der Spätglazialen Betula/Pinus Waldphase (sensu DE KLERK 2001) ist der erste spätglaziale Rückgang bzw. das Verschwinden der Offenlandzeiger JUNIPERUS, HIPPOPHAË, ARTEMISIA und HELIANTHEMUM sowie die Zunahme von BETULA. Die Phase endet mit dem Beginn der Jüngeren Dryas, also mit dem erneuten Ansteigen von ARTEMISIA (DE KLERK 2001). Das PINUS-Maximum wurde auch für einige Spätglazialdiagramme aus Mecklenburg-Vorpommern ohne die LST ermittelt (Abb. 1).

2.5.4 Die Begriffe lokaler, extralokaler und regionaler Pollenniederschlag

Die Verwendung der Begriffe lokaler, extralokaler und regionaler Pollenniederschlag folgt JACOBSON & BRADSHAW (1981). Mit der Entfernung von einer Pollenquelle nimmt der Pollenniederschlag von dieser Pollenquelle exponentiell ab (PRENTICE 1988, SCHMIDT 1970, TAUBER 1965). Daher trägt die Vegetation in unterschiedlichen Entfernungen um einen Punkt in unterschiedlichem Maße zum Pollenniederschlag an einem Punkt bei (JANSSEN 1966, PRENTICE 1988, SUGITA 1994, TAUBER 1965). Pollenniederschlag wird deshalb in die Komponenten lokaler, extralokaler und regionaler Pollenniederschlag unterteilt. Der lokale Pollenniederschlag stammt von der Vegetation unmittelbar um einen Punkt (ca. 20 m Umkreis, vgl. JACOBSON & BRADSHAW 1981). Der extralokale Pollenniederschlag stammt von der Vegetation in einem Umkreis von ca. 20 m bis zu einigen hundert Metern (JACOBSON & BRADSHAW 1981). Der regionale Pollenniederschlag stammt von der Vegetation in einem Umkreis in der Größenordnung von Kilometern.

In Abhängigkeit von der Größe eines Beckens haben diese drei Komponenten einen unterschiedlichen Anteil am gesamten Pollenniederschlag. In kleinsten Hohlformen überwiegt lokaler Pollenniederschlag. Mit zunehmender Größe einer Hohlform gewinnt zunächst extralokaler, dann regionaler Pollenniederschlag an Bedeutung. Nach diesem Modell repräsentiert der Pollenniederschlag aus kleinsten Hohlformen in geschlossenen Wäldern die Vegetation in einem Radius von 20-30 m um die Hohlform, eine Hohlform von 1 ha dagegen die Vegetation in einigen hundert Metern Umkreis und eine Hohlform größer 5 ha die Vegetation in einem Radius von mehreren Kilometern (JACOBSON & BRADSHAW 1981).

2.5.5 Statistische Signifikanz von Änderungen über der LST

Veränderungen der Pollenwerte einzelner Pollentypen um die LST wurden anhand der 95%-Konfidenzintervalle nach FAEGRI & IVERSEN (1989) auf ihre Signifikanz getestet. Bei den meist geringen Pollensummen zwischen 200 und 300 sind nur relativ große Unterschiede zwischen zwei Pollenwerten signifikant. Um zu statistisch besser abgesicherten Ergebnisse zu kommen, wurden mehrere Proben zusammengefasst (Addition der Rohdaten). Es wurden so viele Proben zusammengefasst, bis eine Pollensumme von mindestens 500 Pollenkörnern erreicht war. In den einzelnen Profilen wurden jeweils alle Proben unter der LST und fortlaufend 3 Proben über der LST (d.h. 1.-3., 2.-4., 3.-5. u.s.w. Probe über der LST) zusammengefasst. In KIE, PLS und WIZ mussten 4, in TNG 5 Proben zusammengefasst werden, um eine Pollensumme von 500 Pollenkörnern zu erreichen.

Im zweiten Schritt wurden die so zusammengefassten Proben dann auch über alle Profile hinweg zusammengefasst, also jeweils die Probe unter der LST und jeweils die 1., 2. ... Probe über der LST. Wegen deutlich anderer Probenabstände wurde das Profil REH in diesem Schritt nicht mit einbezogen. Zuletzt wurden alle Proben unter der LST und alle Proben über der LST zusammengefasst.

3 Der Ausbruch des Laacher See-Vulkans und die Verbreitung der Laacher See-Tephra

Der Ausbruch des Laacher See-Vulkans (im Folgenden kurz LSE für Laacher See-Eruption) ereignete sich 12880 Warvenjahre B.P. (STEBICH 1999) bzw. 12900 cal. B.P. (SCHMINCKE *et al.* 1999) in der Eifel, 60 km südlich von Bonn (Abb. 2). Er fand damit in der Spätglazialen Betula/Pinus-Waldphase (sensu DE KLERK 2001), ca. 200 Jahre vor Beginn des Jüngeren Dryas, statt. Der Vulkan brach wahrscheinlich im späten Frühjahr oder Frühsommer aus (SCHMINCKE *et al.* 1999). Die Hauptphase des Ausbruchs, in der der überwiegende Teil der Tephra ausgestoßen wurde, dauerte etwa 10 Stunden (SCHMINCKE *et al.* 1999). Die Tephra wird als Laacher See-Tephra (LST) bezeichnet. Sie dürfte, wie nach rezenten Vulkanausbrüchen (EINARSSON 1986), innerhalb von wenigen Tagen in ihrem gesamten Fundgebiet abgelagert worden sein und ist daher in Moor- und Seeablagerungen ein sehr genauer Zeitmarker. Tephra mit einer Mächtigkeit von über einem Millimeter ging in einem Gebiet von ca. 700 000 km² nieder (Abb. 2). Sie wird noch auf Bornholm und bei Gotland, d.h. bis zu 1100 km vom Laacher See-Vulkan entfernt, gefunden. Die gesamte Menge der ausgestoßenen Tephra wird auf 20 km³ geschätzt (SCHMINCKE *et al.* 1999). Die LSE hatte damit eine Größenordnung wie der Ausbruch des Pinatubo auf den Philippinen im Jahre 1991. In Mecklenburg-Vorpommern ist die LST an etwa 120 Punkten nachgewiesen (Abb. 3). Die westlichsten Fundpunkte liegen entlang einer Linie Plau - Tribsees - Rügen. Im Osten reicht die Tephra etwa bis an die Oder, in Polen ist sie nur auf Wollin und östlich von Wollin nachgewiesen (JUVIGNÉ *et al.* 1995). Die LST wird in verschiedenen Landschaftseinheiten von Mecklenburg-Vorpommern gefunden. Die meisten Fundpunkte stammen aus rezenten oder ehemaligen Seen. Nur an 4 Standorten lag die LST in Torf, 3 dieser Standorte liegen auf Rügen, der 4. westlich von Neubrandenburg.

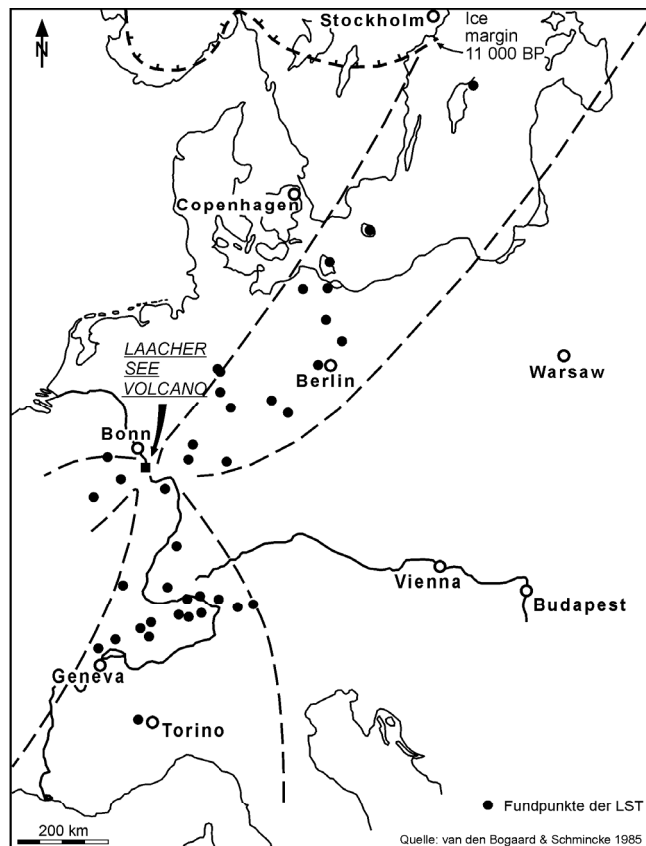


Abb. 2: Fundpunkte der Laacher See-Tephra in Mitteleuropa. Umgezeichnet nach VAN DEN BOGAARD und SCHMINCKE (1985), verändert.

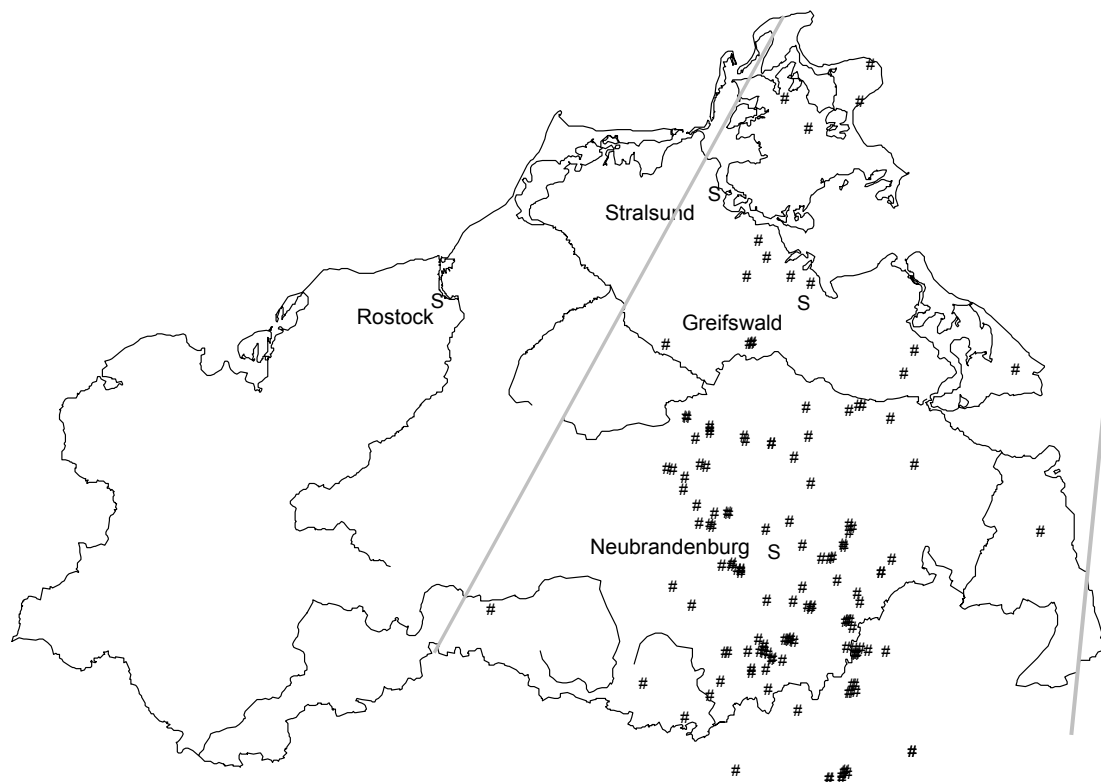


Abb. 3 Fundpunkte der Laacher See-Tephra in Mecklenburg-Vorpommern und dem nördlichsten Brandenburg. Linien markieren die westlichen und östliche Grenze des Fundgebietes.

4 Vegetation in Mecklenburg-Vorpommern vor dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans

4.1 Die Wälder – Verbreitung von *Pinus sylvestris* und *Betula pubescens/pendula*

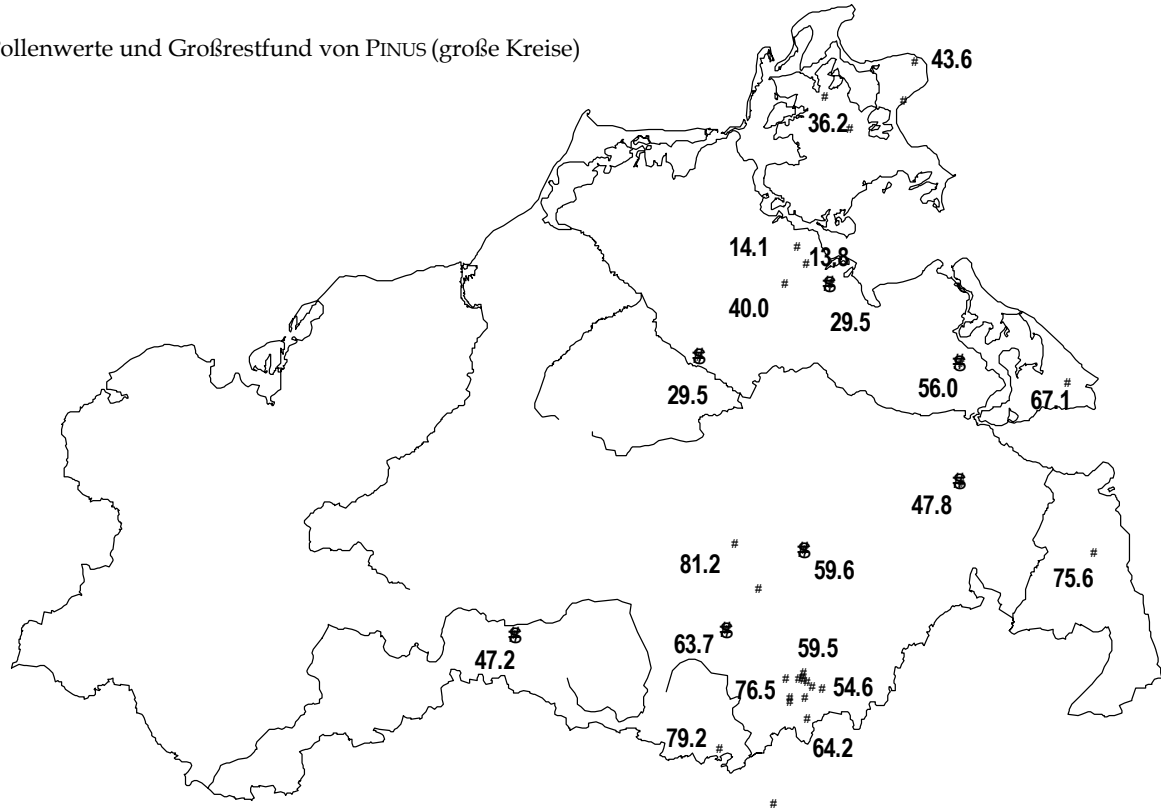
4.1.1 Der Faktor Ausbreitung – Einwanderung von *Pinus sylvestris*

Bisher wurden die sehr unterschiedlichen Prozentwerte von PINUS unmittelbar vor LSE damit erklärt, dass *Pinus sylvestris* noch nicht überall in Mecklenburg-Vorpommern eingewandert war (DE KLERK 2001, THEUERKAUF 2002). Vorkommen von *Pinus sylvestris* vor LSE sind u.a. für Brandenburg, Polen, Südschweden, Bornholm und die Niederlande belegt (BJÖRCK 1981, BRANDE 1980, HOEK 1997, JAHNS 1999, MÜLLER 1961, 1962, SCHULZ & STRAHL 2001, USINGER 1978, WOLTERS 2002).




Mecklenburg-Vorpommern lag damit innerhalb des Verbreitungsgebietes von *Pinus sylvestris*. Es könnte also angenommen werden, dass *Pinus sylvestris* auch überall in Mecklenburg-Vorpommern vor LSE eingewandert war. Die Einwanderung von *Pinus sylvestris* erfolgte aber wahrscheinlich entlang großer Flüsse (BOS 2001, HOEK 1997, VAN LEEUWAARDEN 1982). Daher fehlte *Pinus sylvestris* möglicherweise in Gebieten abseits großer Flüsse um LSE noch. Anhand von Pollendiagrammen und Großrestanalysen wird dies diskutiert.

Im nördlichen Brandenburg und westlichen Polen war *Pinus sylvestris* bereits 400-500 a vor LSE eingewandert und dominierte teilweise die Wälder (BRANDE 1980, JAHNS 1999, MÜLLER 1961, 1962, RALSKA-JASIEWICZOWA & LATALOWA 1996, SCHULZ & STRAHL 2001, WOLTERS 2002). Für den Süden und Osten Mecklenburg-Vorpommerns zeigen die Pollendiagramme 22, 26, 27 und 30 (Tab. 1) einen PINUS-Anstieg von 20-30 % auf über 60 % unter der LST. Die Profilabschnitte zwischen diesem PINUS-Anstieg und der LST sind in allen Profilen länger als die Profilabschnitte zwischen LST und dem markanten Anstieg der NAP-Kurve, die den Beginn der Jüngeren Dryas markiert (DE KLERK 2001).

Pollenwerte und Großrestfund von PINUS (große Kreise)



Substrate in Mecklenburg-Vorpommern

-  Geschiebelehm und -mergel
-  Gewässer
-  sandige Substrate

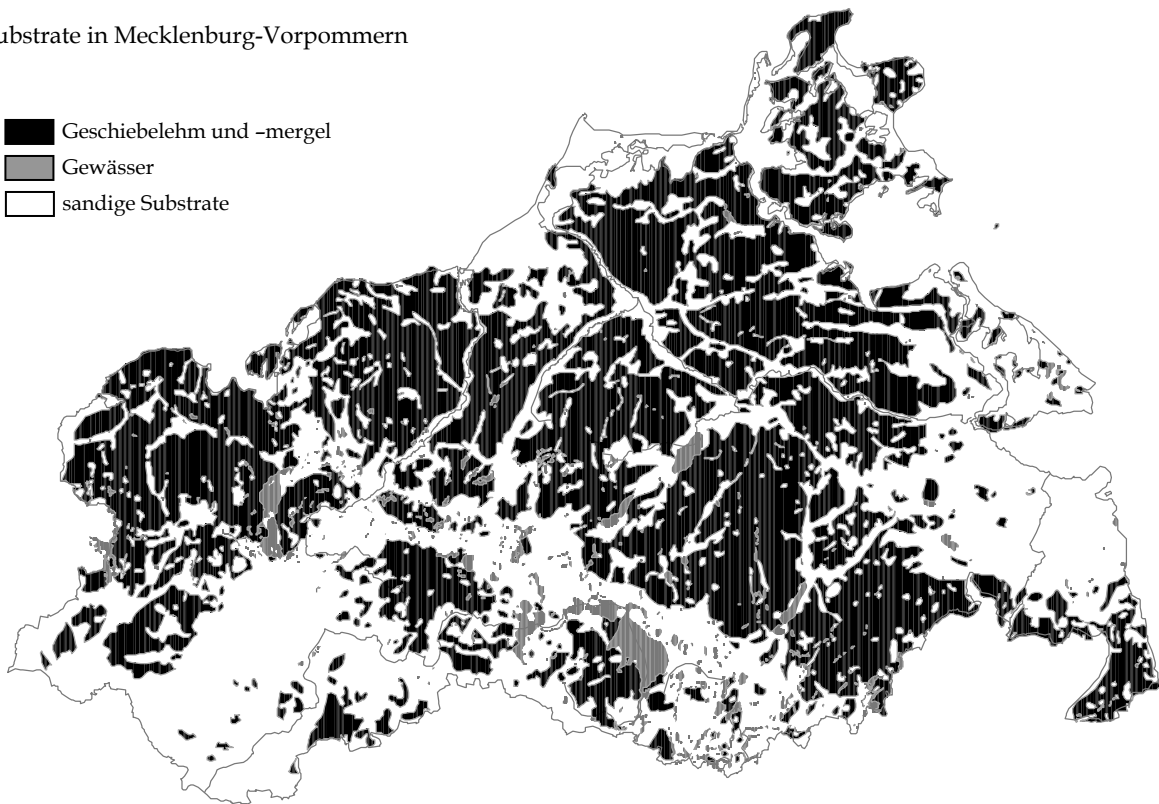


Abb. 4 Oben: Ausgewählte Pollenwerte von PINUS in Mecklenburg-Vorpommern vor LSE. Punkte an denen *Pinus sylvestris* als Großrestfund nachgewiesen wurde, sind durch große Kreise markiert. Unten: Substratverteilung in Mecklenburg-Vorpommern. Verändert nach Geologische Übersichtskarte 1:500 000.

Die LST wurde nach MERKT & MÜLLER (1999) ca. 200 Jahre vor dem Beginn der Jüngerer Dryas abgelagert. Es gibt keine Hinweise auf generelle Änderungen der Akkumulationsraten um LSE (MERKT & MÜLLER 1999, LITT & STEBICH 1999) oder Hiaten in den verwendeten Pollendiagrammen. Gleich lange Profilabschnitte repräsentieren damit ähnliche Zeitspannen. *Pinus sylvestris* wäre demnach im Süden und Osten von Mecklenburg-Vorpommern spätestens 200 Jahre vor der LSE eingewandert. Auch im Pollendiagramm 3 (Tab. 1) von Rügen steigt PINUS deutlich unter der LST auf ca. 45 %, *Pinus sylvestris* kam wahrscheinlich in der Umgebung vor. Der Profilabschnitt von diesem Anstieg bis zur LST ist doppelt so lang wie der Profilabschnitt von der LST bis zum Einsetzen der Jüngerer Dryas. Die Einwanderung von *Pinus sylvestris* fand damit wahrscheinlich auf Rügen 400 Jahre vor LSE statt. Zwei Pollendiagramme aus zentralen Teilen Mecklenburg-Vorpommerns deuten auf eine etwas spätere Einwanderung hin. Ein deutlicher PINUS-Anstieg in den Diagrammen 7, 8 (Tab. 1) wird auf ca. 100-200 Jahre vor LSE datiert (DE KLERK 2001). Makrofossilien von *Pinus sylvestris* unter der LST zeigen das Vorkommen dieses Baumes an den Profilen 11, 13 und 14 (Abb. 1) vor der LSE. Makrofossilien im Diagramm 12 (Abb. 1) datieren sogar auf ca. 500 Jahre vor der LSE.

Vorkommen von *Pinus sylvestris* sind damit in allen Regionen Mecklenburg-Vorpommerns bereits einige Jahrhunderte vor der LSE belegt. Die geringe Bedeutung von *Pinus sylvestris* in Norden und Westen des Untersuchungsgebietes ist daher wahrscheinlich nicht auf eine verzögerte Einwanderung in einigen Gebieten zurückzuführen.

4.1.2 Der Faktor Klima

Mecklenburg-Vorpommern lag um LSE innerhalb des Verbreitungsgebiets von *Pinus sylvestris* (Kap. 4.1.1). *Pinus sylvestris* konnte sich also auch in nördlicheren, kühleren und in westlicheren, stärker ozeanisch geprägten Gebieten etablieren und gegen *Betula pubescens/pendula* durchsetzen. Somit dürften die klimatischen Bedingungen um LSE auch überall in Mecklenburg-Vorpommern für das Vorkommen von *Pinus sylvestris* günstig gewesen sein. Klimarekonstruktionen bestätigen diese Annahme. *Coleoptera*-Analysen (COOPE *et al.* 1998) ergeben als Mitteltemperatur des wärmsten Monats für Nordpolen 12°C, für Südschweden 9–11,5°C und für die Niederlande 13,5°C. Für das Untersuchungsgebiet Mecklenburg-Vorpommern können wegen der südlicheren Lage höhere Temperaturen als in Schweden angenommen werden. Werte von 11–12°C erscheinen realistisch. ISARIN & BOHNCKE (1999) rekonstruieren mit der Indikatorpflanzen-Methode für Mecklenburg-Vorpommern mittlere Juli-Temperaturen von über 11°C in der ersten und über 13°C in der zweiten Hälfte der Jüngerer Dryas. Für die Zeit um LSE kann von noch höheren Temperaturen ausgegangen werden. *Typha latifolia* gilt als ein Indikator für Mitteltemperaturen des wärmsten Monats über 13°C (ISARIN & BOHNCKE 1999). Der Pollentyp TYPHA LATIFOLIA tritt in den Diagrammen 7, 8, 14, 16 und 19 (Tab. 1) um LSE auf. Voraussetzung für das Vorkommen von *Pinus sylvestris* sind 10–11°C Mitteltemperatur des wärmsten Monats (LOTTER *et al.* 2000). Etwas niedrigere Temperaturen ergeben Klimarekonstruktionen vom Gerzensee / Schweiz (LOTTER *et al.* 2000). Für die Höhenlage des Gerzensees rekonstruieren LOTTER *et al.* (2000) aus verschiedenen Proxydaten Sommertemperaturen um die LSE von 11–12°C. *Pinus sylvestris* kam zu dieser Zeit sowohl am Gerzensee als auch am 600m höher gelegenen Leysin vor (WICK 2000). Eine mittlere Temperaturabnahme von 0,6°C 100m⁻¹ (HENDL & LIEDTKE 1997) ergibt für Leysin eine Mitteltemperatur des wärmsten Monats von 8–9°C. Auch diese Temperaturen reichten offenbar zur Ausbildung von Wäldern von *Pinus sylvestris* aus.

Die weite Verbreitung von *Pinus sylvestris* in Mitteleuropa zur LSE zeigt, dass das Klima wahrscheinlich auch in Mecklenburg-Vorpommern für das Vorkommen und die Massenausbreitung von *Pinus sylvestris* um LSE günstig war. Temperaturrekonstruktionen zeigen, dass das Monatsmittel des wärmsten Monats mindestens 3–4°C über den Mindestansprüchen von *Pinus sylvestris* lag.

4.1.3 Der Faktor Substrat

Im Untersuchungsgebiet dominieren zwei Substrate (Abb. 4), die sich hinsichtlich der Verfügbarkeit von Nährstoffen und Wasser grundlegend unterscheiden. Auf den ausgedehnten Grundmoränenplatten in zentralen und nördlichen Teilen herrscht Geschiebelehm und -mergel vor. Im Süden und Osten überwiegen sandige Substrate. Hierzu zählen fluviolimnische Sande der Becken (z.B. Rostocker Heide, Darß, Endinger Bruch, Ueckermünder Heide) und Flusstäler (KAISER 2001, Geologische Übersichtskarte MV 1:500 000). Daneben kommen Sande in den Sandern der Pommerschen Haupttrandlage vor.

Im Pollenniederschlag eines Sees oder Moores (im Folgenden: Hohlform) sind der Anteil eines Taxons in der Vegetation und im Pollenniederschlag linear proportional (PRENTICE 1988, SUGITA 1994, TAUBER 1965). Wenn das Vorkommen von *Pinus sylvestris* um die LSE auf Standorte mit Sand beschränkt war, müsste daher ein Zusammenhang zwischen dem Vorkommen von Sand und den Pollenwerten von PINUS bestehen.

Abb. 4 zeigt, dass die höheren Werte von PINUS im Süden und Osten von Mecklenburg-Vorpommern und damit auf sandigen Substraten liegen. Geringe Werte von PINUS treten dagegen vor allem an Untersuchungspunkten auf den Grundmoränenstandorten mit Geschiebelehm und -mergel auf. Der Median von PINUS aus Hohlformen mit Sand in der Umgebung ist höher als der Median aus Hohlformen in Geschiebelehm und -mergel bzw. im Übergang zwischen beiden Substraten (Abb. 5, A). Die Minima von PINUS sind in Gebieten mit Geschiebelehm und -mergel niedriger (14,1 %) als im Übergang zu Sand (36,2 %) und auf Sand (49,7 %). PINUS erreicht aber auch an Standorten mit Geschiebelehm und -mergel sehr hohe Werte. Der mit Abstand höchste Wert von PINUS stammt aus dem Profil Rosenow. Dieser Untersuchungspunkt liegt inmitten der Grundmoräne mit Geschiebelehm und -mergel. Hier ist PINUS mit 81,2 % um LST und sogar 94,6 % in der zweiten Probe unter der LST auffällig höher als an allen anderen Standorten. Die LST liegt hier in Torf, also war die Hohlform um LSE vermoort. Möglicherweise sind diese hohen PINUS-Werte auf lokalen Pollenniederschlag von Kiefern, die auf dem Moor wuchsen, verursacht worden (vgl. Kap. 2.5.4). Dieses Vorkommen stünde nicht mit dem Substrat in der Umgebung des Moores in einem Zusammenhang. Daher werden alle Profile, an denen die LST in Torf liegt, von weiteren Analysen ausgeschlossen (1, 2, 3, 18; Tab. 1). Ohne diese Profile ist der Unterschied von PINUS aus Hohlformen in den verschiedenen Substraten deutlicher (Abb. 5, B). *Pinus sylvestris* war auf Sand offenbar häufiger als auf Geschiebelehm und -mergel. Jedoch gibt es weite Überschneidungsbereiche (Abb. 5, B), die darauf hinweisen, dass die Bindung von *Pinus sylvestris* an sandige Substrate nicht sehr eng war. Um dies zu überprüfen, wurden die Substrate in einem zweiten Schritt detaillierter untersucht.

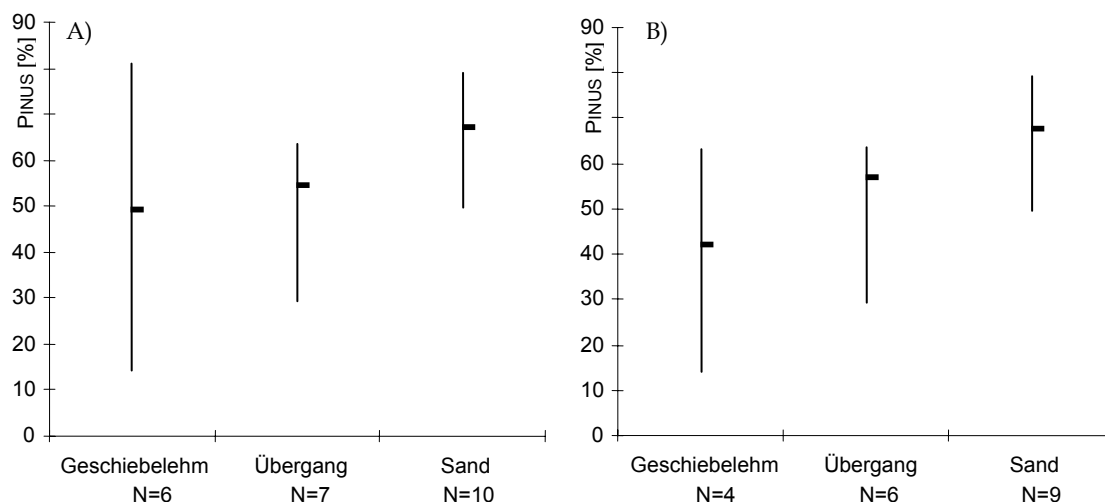


Abb. 5 Median, Maximum und Minimum von PINUS an Standorten auf Geschiebelehm und -mergel, im Übergang zu Sand und auf Sand. (Substrate um die Hohlformen in Geologischer Karte 1:500 000). A: alle Hohlformen, B: Standorte ausgeschlossen, an denen LST in einem Torf liegt.

Pollenniederschlag und Substrate stehen nur indirekt über die Vegetation in einem Zusammenhang (Abb. 6). Die Eigenschaften des Zusammenhangs zwischen Pollenniederschlag (in Prozent) und Vegetation werden u.a. von CALCOTE (1995), JACKSON & KEARSLEY (1998), PRENTICE (1983), PRENTICE & WEBB (1986), SUGITA (1993, 1994, 1998) und WEBB *et al.* (1981) diskutiert. Eine lineare Korrelation zwischen Pollenniederschlag und Vegetation besteht, wenn zwei Taxa die Vegetation dominieren, beide ähnlich gute Pollenproduzenten sind und die Pollen ähnliche Verbreitungseigenschaften haben (vgl. WEBB *et al.* 1981). Ansonsten führt der Fagerlind-Effekt zu einem nicht-linearen Zusammenhang zwischen Pollenwerten (in Prozent) und Vegetation (PRENTICE 1988, WEBB *et al.* 1981). Diese Bedingungen sind im vorliegenden Fall erfüllt, *Pinus sylvestris* und *Betula pubescens/pendula* produzieren etwa ähnliche Mengen Pollen mit ähnlich guter Verbreitung (CALCOTE 1995, PRENTICE 1983, PRENTICE & WEBB 1986, MOORE *et al.* 1991).

Vermutet wird nun, dass das Vorkommen von *Pinus sylvestris* an sandige Substrate gebunden war, also dass eine Übereinstimmung zwischen der Verbreitung von *Pinus sylvestris* und sandigen Substraten bestand. Da von einer linearen Korrelation zwischen der Verbreitung von *Pinus sylvestris* und den Prozentwerten von PINUS ausgegangen werden kann (siehe oben), müsste auch eine lineare Korrelation zwischen der Verbreitung von sandigen Substraten und PINUS im Pollenniederschlag bestehen (Abb. 6).

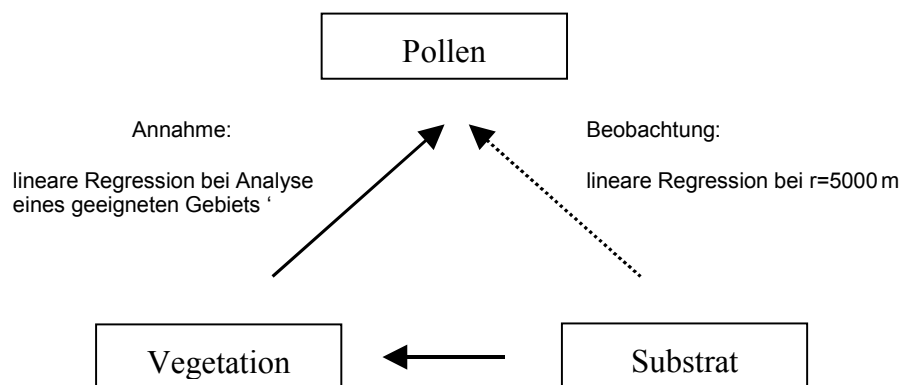


Abb. 6 Zusammenhang: Pollen-Substrat-Vegetation

Der Pollenniederschlag in einer Hohlform repräsentiert die Vegetation in einem Umkreis bestimmter Größe (e.g. JANSSEN 1973, PRENTICE 1983, SUGITA 1998). Allgemein gilt, je größer eine Hohlform ist, umso größer ist das Gebiet, dessen Vegetation durch den Pollenniederschlag repräsentiert wird (vgl. JANSSEN 1973, PRENTICE 1983). Nur wenn dieses Gebiet betrachtet wird, sind Pollenniederschlag und Vegetation korreliert. Bisher liegen nur wenige Studien darüber vor, die Vegetation welchen Gebietes mittelgroße Hohlformen, die hier betrachtet werden, reflektieren (vgl. SUGITA 1994, PRENTICE 1988).

Daher wurde die Korrelation der Verbreitung von Sand und PINUS in den Umkreisen 100 m bis 7000 m untersucht (Abb. 7). Für die verschiedenen Umkreise besteht ein unterschiedlich guter Zusammenhang zwischen PINUS und dem Anteil von Sand in dem Umkreis (Abb. 7). Am deutlichsten ist der Zusammenhang bei $r=5000$ m, hier liegt eine lineare Korrelation vor. Je höher der Anteil von Sand in diesem Umkreis ist, um so größer ist auch PINUS und um so größer war offenbar der Anteil von *Pinus sylvestris* in der Vegetation dieses Umkreises. Mit $r=5000$ m wurde also ein Umkreis gefunden, für den eine lineare Korrelation zwischen Substrat (Anteil von Sand in der Umgebung) und Pollen (PINUS) besteht. Diese Korrelation entspricht der, die zwischen Vegetation (Häufigkeit von *Pinus sylvestris*) und Pollen (PINUS) zu erwarten ist (Abb. 6). Es kann daher angenommen werden, dass ein enger Zusammenhang der Verbreitung von *Pinus sylvestris* und Sand bestand.

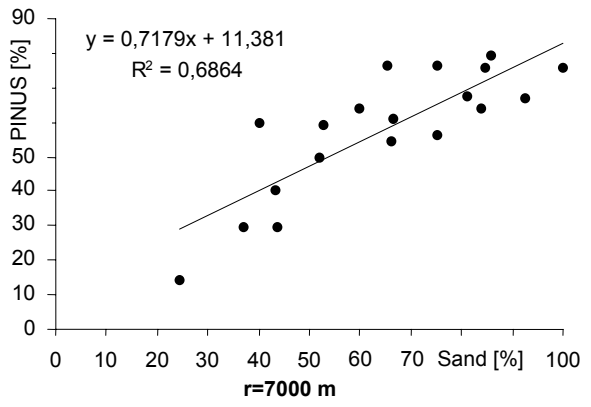
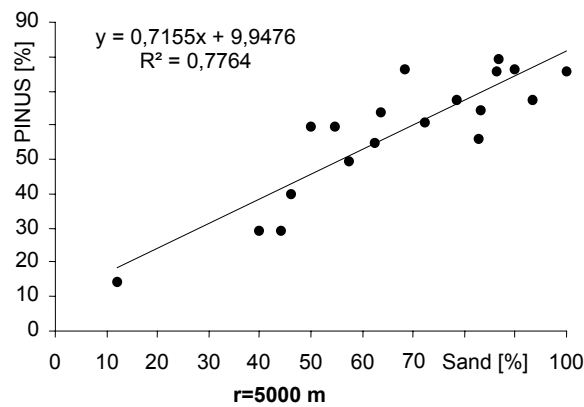
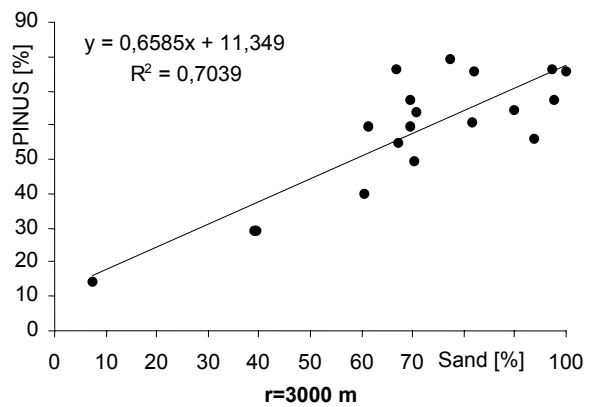
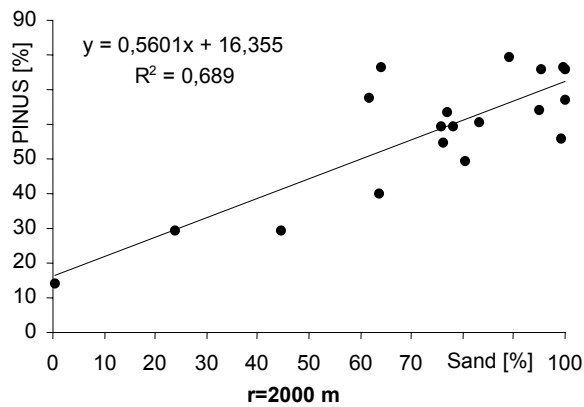
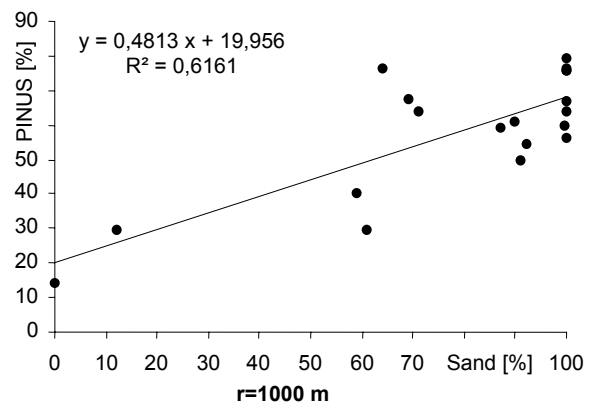
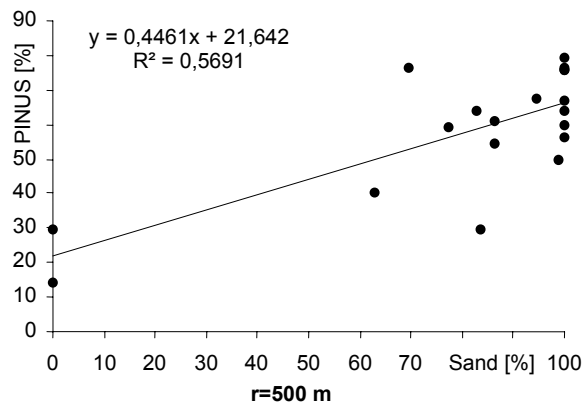
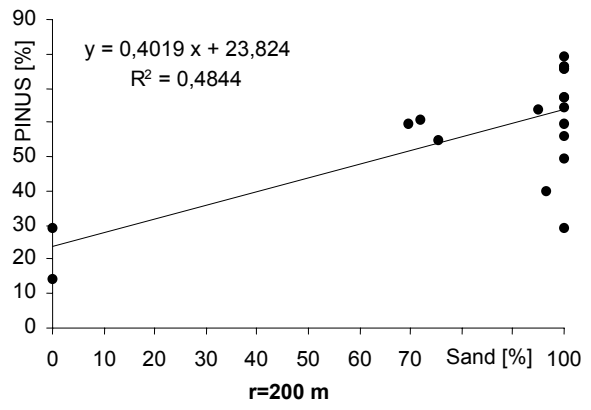
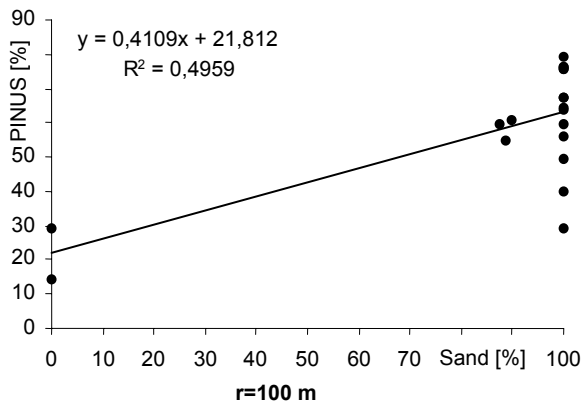


Abb. 7 Korrelation zwischen PINUS und dem Sandanteil in den Umkreisen 100 m, 200 m, 500 m, 1000 m, 2000 m, 3000 m, 5000 m und 7000 m.

Ohne sandige Substrate in $r=5000\text{m}$ erreicht PINUS ca. 20%. Dieser Wert wird in Wäldern beobachtet, in denen *Pinus sylvestris* nicht oder nur selten auftritt (VAN LEEUWAARDEN 1982). Im Spätglazial wird er in Regionen verzeichnet, in denen lediglich *Betula pubescens/pendula* aber noch nicht *Pinus sylvestris* eingewandert war (BOS 2001, LANG 1994 und STEBICH 1999). Der trotzdem noch auftretende Pollenniederschlag ist auf Fernflug zurückzuführen. Bei ausschließlich sandigem Substrat in $r=5000\text{m}$ erreicht PINUS 75–80%. Diese Werte kennzeichnen Wälder, in denen *Pinus sylvestris* dominiert oder sogar ausschließlich vorkommt (VAN LEEUWAARDEN 1982, ZERBE *et al.* 2000). Höhere Prozentwerte werden in mittelgroßen Hohlformen mit ihrem überwiegend regionalen Pollenniederschlag nicht erreicht, da hier wiederum Fernflug von BETULA von Bedeutung ist (LANG 1994, VAN LEEUWAARDEN 1982, ZERBE *et al.* 2000). BETULA verhält sich komplementär zu PINUS (vgl. Kap. 2.5.2), ebenso der Anteil von Geschiebelehm und -mergel und der Anteil von Sand in der Umgebung der Hohlformen, denn nahezu alle Flächen wurden diesen beiden Substrattypen zugeordnet (vgl. Kap. 2.5.2). Daher besteht ebenfalls ein positiver linearer Zusammenhang zwischen BETULA und dem Anteil von Geschiebelehm und -mergel in der Umgebung. *Betula pubescens/pendula* dominierte folglich auf Standorten mit Geschiebelehm und -mergel.

Das Vorkommen von *Pinus sylvestris* war auf Standorte mit sandigem Substrat beschränkt. Hier dominierte *Pinus sylvestris*. *Betula pubescens/pendula* war von geringer Bedeutung. Auf Geschiebelehm und -mergel kam *Pinus sylvestris* kaum vor, hier dominierte *Betula pubescens/pendula*. Die Wälder in Mecklenburg-Vorpommern waren daher vor LSE in Kiefernwäldern auf sandigen Substraten und Birkenwäldern auf Geschiebelehm und -mergel getrennt waren. Die Verbreitung der beiden wichtigsten Baum-Taxa wurde also durch das Substrat bestimmt. Neben der Interpretation der Beziehung Substrat-Vegetation können aus der guten Korrelation bei $r=5000\text{m}$ auch Rückschlüsse auf die Pollen-Vegetation-Beziehung mittelgroßer Hohlformen gezogen werden (Kap. 4.1.4). Diese müssen jedoch mit Vorsicht betrachtet werden, da die tatsächliche Vegetation nicht bekannt ist.

4.1.4 Einfluss der Größe der Hohlformen

Die Ausdehnung der Vegetation, die sich im Pollenniederschlag widerspiegelt, wird durch die Größe einer Hohlform bestimmt (u.a. JANSSEN 1973, MOORE *et al.* 1991, PRENTICE 1988, SUGITA 1994). Die hier analysierten Seen haben eine Größe zwischen 0,3ha und 25 ha (ausnahmsweise 550ha). Um zu überprüfen, ob sie die Vegetation eines ähnlich großen Gebiets repräsentieren, wurde die Korrelation bei den kleinsten und größten Hohlformen separat getestet (Abb. 8).

Für die Seen kleiner als 1 ha ist die Korrelation zwischen PINUS und dem Sandanteil bei verschiedenen Radien sehr gut (Abb. 8, A). Das widerspricht der Annahme, dass im Pollenniederschlag die Vegetation eines bestimmten Gebietes repräsentiert wird. Ein möglicher Grund dafür ist die geringe Probenzahl. Zudem sind diese kleinen Seen entweder weitgehend von sandigem Substrat oder Geschiebelehm und -mergel umgeben, in unterschiedlich Umkreisen ist der Anteil von Sand daher sehr einheitlich. Es kann nicht überprüft werden, die Vegetation welchen Gebiets diese Seen repräsentieren. Bei den großen Seen dagegen ist das Bestimmtheitsmaß R^2 für verschiedene Radien sehr unterschiedlich (Abb. 8, B). Das Optimum liegt bei 3000m bis 5000m, der Pollenniederschlag repräsentiert offenbar die Vegetation dieser Umkreise. Ein einzelnes hohes R^2 in Kurve (1) bei $r=500\text{m}$ kann auf die geringe Probenzahl zurückgeführt werden.

Nach PRENTICE (1983) widerspiegelt der Pollenniederschlag von mittelgroßen Becken (d.h. Becken mit 0,1 ha bis 100 ha) die Vegetation eines etwa einheitlich großen Gebietes. Dies kann mit den vorliegenden Daten nicht bestätigt werden. Aber die gute Korrelation zwischen Pollenwerten und Substraten für den Fall, dass alle Hohlformen einbezogen werden, deutet darauf hin, dass diese Hohlformen die Vegetation eines ähnlich großen Gebietes repräsentieren.

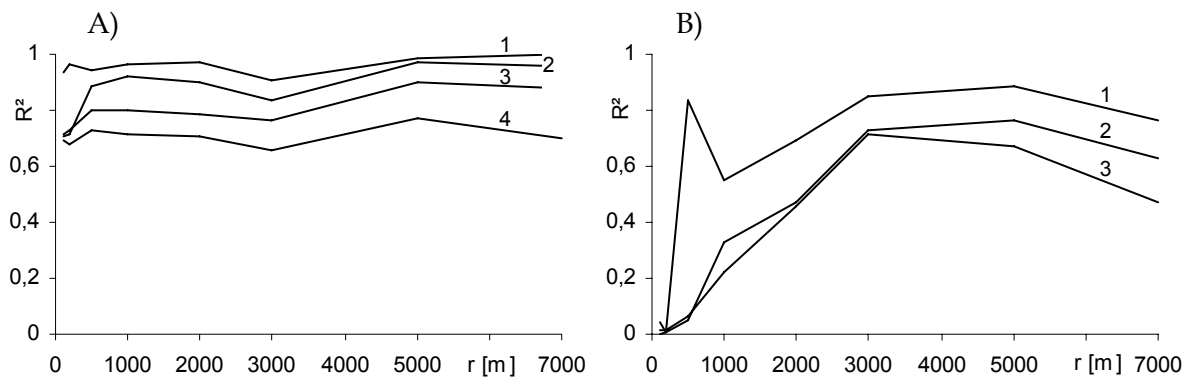


Abb. 8 Bestimmtheitsmaß R^2 der Korrelation zwischen Sandanteil und PINUS für verschiedene Gruppen von Hohlformen und Umkreise. A) R^2 für Hohlformen kleiner 0,9 ha (1) (N=4); 1 ha (2) (N=5); 1,1 ha (3) (N=6) und 1,4 ha (4) (N=8). B) R^2 für Hohlformen größer 10,1 ha (1) (N=6); 3,8 ha (2) (N=8) und 3,5 ha (3) (N=10).

4.1.5 PINUS bis zur Jüngereren Dryas

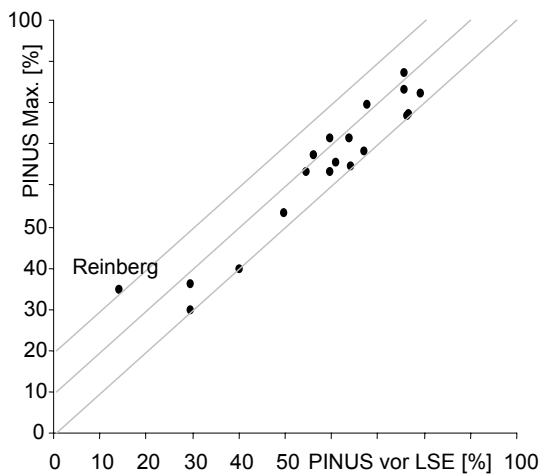


Abb. 9 Gegenüberstellung von PINUS unmittelbar vor LSE und PINUS-Maximum bis zur Jüngereren Dryas.

ist das PINUS-Maximum der Spätglazialen Betula/Pinus-Waldphase nie mehr als 12 % größer als PINUS vor der LSE. In Reinberg war PINUS bereits einige Proben vor LSE mit 35 % deutlich höher als unmittelbar vor der LSE (14,1 %). Auf diesen Rückgang von PINUS wird in Kapitel 6.2 näher eingegangen.

Pinus sylvestris hatte damit spätestens zur LSE seine nahezu maximale Verbreitung in der Spätglazialen Betula/Pinus-Waldphase erreicht. Die Bindung von *Pinus sylvestris* an sandige Substrate war daher nicht nur ein vorübergehender Zustand vor LSE. Die Verbreitung von *Pinus sylvestris* und *Betula pubescens/pendula* war während Spätglazialen Betula/Pinus-Waldphase längere Zeit einheitlich und wurde überwiegend durch das anstehende Substrat bestimmt.

Pinus sylvestris kam um die LSE in Sandern der Pommerschen Haupttrandlage, im Haffstauseegebiet und wahrscheinlich auch auf dem Darß vor. Ein hoher Wert von PINUS im Tollensetal bei Neubrandenburg weist darauf hin, dass *Pinus sylvestris* auch in den durch sandige Substrate geprägten Flusstälern vorkam. Weitere Vorkommen lagen vermutlich in kleineren Beckensandgebieten wie dem Endinger Bruch. Die sehr hohen PINUS-Werte in Rosenow weisen darauf hin, dass *Pinus sylvestris* auch auf Mooren vorkam. Auf Geschiebelehm und -mergel der Grundmoräne dominierte dagegen *Betula pubescens/pendula*.

Da das Substrat die Verbreitung von *Pinus sylvestris* und *Betula pubescens/pendula* bestimmte (siehe Kapitel 4.1.4), sollte sich die Verbreitung dieser Bäume bis zur Jüngereren Dryas nicht ändern. Denn weder sind deutliche Klimaänderungen nachgewiesen noch wanderten weitere Konkurrenten ein (DE KLERK 2001, LANG 1994). Die beobachtete Verbreitung von *Pinus sylvestris* vor der LSE sollte demnach auch die maximale Verbreitung von *Pinus sylvestris* in der Spätglazialen Betula/Pinus-Waldphase (sensu DE KLERK 2001) sein.

Eine Gegenüberstellung von PINUS unmittelbar vor der LSE und dem PINUS-Maximum in der Spätglazialen Betula/Pinus-Waldphase zeigt nur geringe Unterschiede zwischen beiden Werten (Abb. 9). Mit einer Ausnahme (Profil Reinberg)

4.2 Die krautige Vegetation

Die Diskussion der krautigen Vegetation ist auf die regelmäßig und häufig auftretenden Pollentypen beschränkt. Ziel dieses Abschnitts ist es, eventuelle Unterschiede in der geographischen Verbreitung von Taxa, die diesen Pollentypen zugeordnet werden, vor LSE zu beschreiben. Zusammenhänge des Vorkommens dieser Pollentypen mit den vorliegenden Substraten und dem Vorkommen anderer Pollentypen werden untersucht.

Taxa, die den hier besprochenen Pollentypen zugeordnet werden, kommen in Mecklenburg-Vorpommern bereits lange vor LST vor (u.a. DE KLERK 2001). Die einzelnen Pollentypen werden jeweils von mehreren Arten mit z.T. sehr unterschiedlichen ökologischen Ansprüchen produziert. Die ökologische Interpretation dieser Pollentypen ist daher nur eingeschränkt möglich. Rückschlüsse auf die Einwanderung oder den Einfluss eines Klimagradienten sind nicht möglich.

4.2.1 ARTEMISIA

ARTEMISIA erreicht in den untersuchten Profilen kurz vor LSE bis zu 1,5 %, im Profil Crednersee 3,4 %. Geographische Schwerpunkte der Verbreitung von ARTEMISIA sind nicht erkennbar. Eine Beziehung von ARTEMISIA zur Größe der Hohlform besteht nicht (Abb. 10). Die Korrelation zwischen ARTEMISIA und dem Sandanteil ist generell gering (Abb. 11, 12). Abb. 12 (dünn durchgezogene Linie) zeigt aber einen hohen Korrelationskoeffizienten für Hohlformen größer >10ha bei großen Umkreisen ($r=3000-5000$ m). Bei diesen Umkreisen besteht offenbar ein negativer linearer Zusammenhang zwischen ARTEMISIA und dem Anteil Sand in der Umgebung. Ein hohes R^2 bei $r=500$ m ist offenbar ein Ausreißer, in diesem Fall ist der Anteil von Sand um die großen Hohlformen sehr ähnlich. Der negative lineare Zusammenhang zeigt, dass *Artemisia* auf Sand offenbar von geringerer Bedeutung war als auf Geschiebelehm und -mergel. Kleinere Seen zeigen diesen Zusammenhang nicht. Wahrscheinlich war daher das Substrat nicht der einzige Faktor, der das Vorkommen von *Artemisia* beeinflusste.

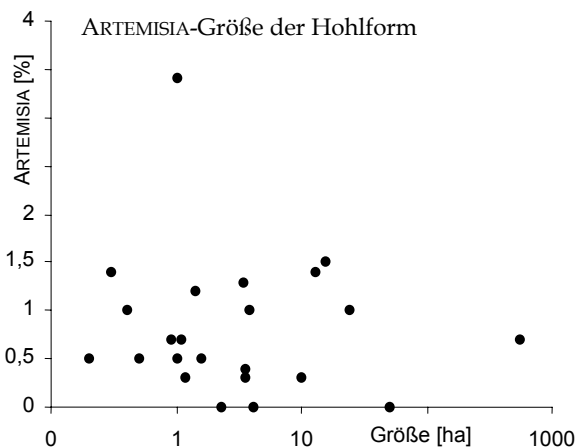


Abb. 10 Korrelation ARTEMISIA-Größe der Hohlform. X-Achse mit logarithmischer Einteilung.

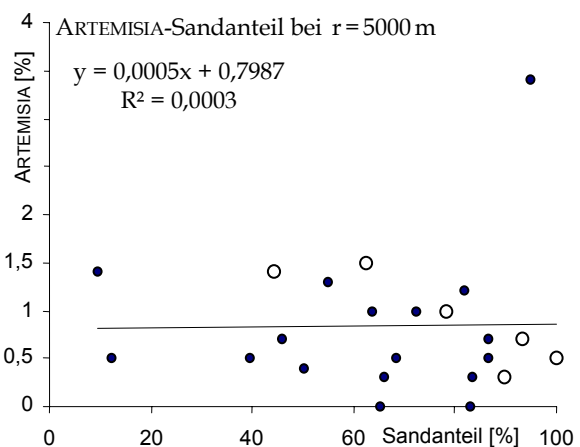


Abb. 11 Korrelation ARTEMISIA-Sandanteil. Hohlformen größer 10ha sind durch offene Kreise hervorgehoben. Regressionsgerade für alle Seen eingezeichnet.

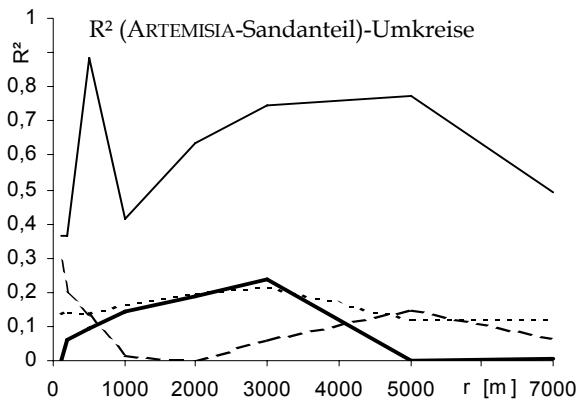


Abb. 12 Bestimmtheitsmaß R^2 der Korrelation ARTEMISIA-Sandanteil für unterschiedlich große Umkreise. dick: für alle Hohlformen (N=24), dünn: für Hohlformen > 10 ha (N=6), lang gestrichelt: für Hohlformen > 3,4 ha (N=11), kurz gestrichelt: für Hohlformen < 1ha (N=7)

Obwohl zwischen Variante A und B der Anteil von günstigem Substrat im kleinen Umkreis sehr verschieden ist, kommt *Artemisia* in beiden Fällen nur an einem Standort vor (Abb. 13). Im großen Umkreis dagegen werden in Variante B zwei weitere Standorte besiedelt. Der Pollenniederschlag von ARTEMISIA ist daher in der kleineren Hohlform für beide Varianten gleich. Im Pollenniederschlag der großen Hohlform wirkt sich die veränderte Substratverteilung deutlich aus.

Im Gegensatz zu *Pinus sylvestris* und *Betula pubescens/pendula*, die auf geeigneten Standorten nahezu geschlossene Vorkommen zeigten, lässt sich für nur vereinzelt vorkommende Taxa ein Zusammenhang zwischen Pollenwerten und dem Substrat nur in großen Hohlformen verdeutlichen. In kleineren Hohlformen dagegen wird dieser Zusammenhang nicht deutlich, wenn die Standortdichte der Arten nicht hoch genug ist.

Der Zusammenhang ARTEMISIA-Sandanteil zeichnet sich nur im Pollenniederschlag von großen Hohlformen (etwa >10 ha) ab. Es kann daraus gefolgert werden, dass 1.) das Substrat tatsächlich ein Faktor für das Vorkommen von *Artemisia* war und 2.) *Artemisia* vor LSE nur vereinzelt vorkam und kein genereller Bestandteil der Krautschicht der Wälder war.

Die meisten Arten der Gattung *Artemisia* sind an Offenstandorte gebunden sind (ELLENBERG *et al.* 1992). Selbst wenn *Artemisia* also an ein bestimmtes Substrat gebunden war, hätten auf diesem Substrat auch noch geeignete Öffnungen der Vegetation bestehen müssen, damit sich *Artemisia* etablieren konnte. In einem Modell (Abb. 13) sind die potentiellen Standorte von *Artemisia* (z.B. Offenstandorte) gleichmäßig und unabhängig vom Substrat verteilt. *Artemisia* soll an den potentiellen Standorten aber nur dann tatsächlich vorkommen, wenn auch das Substrat an diesem Punkt günstig ist (grau unterlegt).

Obwohl zwischen Variante A und B der Anteil von günstigem Substrat im kleinen Umkreis sehr verschieden ist, kommt *Artemisia* in beiden Fällen nur an einem Standort vor

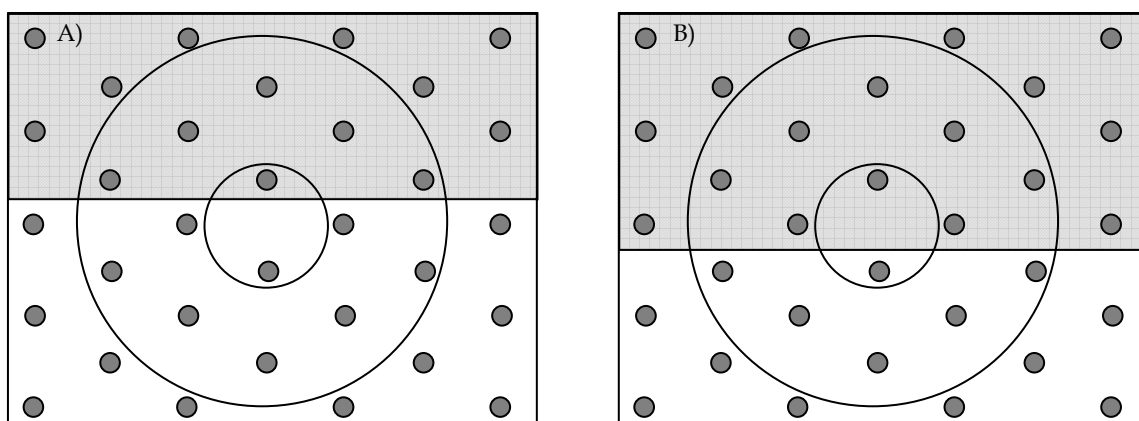


Abb.13 Modell der Pollenrepräsentation eines vereinzelt vorkommenden Taxons in Abhängigkeit von zwei Faktoren. Grau unterlegt ist für das Taxon günstiges Substrat, die Punkte markieren Stellen an denen ein zweiter Faktor günstig ist. Das Taxon kommt nur an den grau unterlegten Punkten vor. Der kleinere Kreis markiert die ‚relevant source area‘ einer kleinen Hohlform, der größere Kreis die einer großen Hohlform. In Variante B ist mehr geeignetes Substrat vorhanden als in Variante A. Nur in der ‚relevant source area‘ der großen Hohlform ändert sich die Anzahl der Standorte in A und B.

Ähnlich wie zwischen ARTEMISIA und dem Sandanteil, besteht zwischen ARTEMISIA und PINUS ein Zusammenhang nur für große Hohlformen (Abb. 14). Das war zu erwarten, denn PINUS steht in einem linearen Zusammenhang zum Sandanteil. Möglich wäre, dass *Artemisia* nicht aufgrund des reicheren Substrats auf Geschiebelehm und -mergel häufiger war, sondern dass die auf Geschiebelehm und -mergel siedelnden Birkenwälder häufiger geeignete Offenstandorte für *Artemisia* boten. Die Vegetation auf dem reicheren Substrat Geschiebelehm und -mergel dürfte aber wesentlich dichter gewesen sein. Nach eigenen Beobachtungen in Karelien (Russland) sind natürliche Kiefernwälder in der borealen Zone sehr licht. Da sie nur die ärmsten Standorte besiedeln (KELLY & CONNOLLY 2000), ist die Krautschicht trotz der Offenheit der Wälder nur spärlich ausgebildet. Es dominieren niedrigwüchsige Zwergsträucher und Flechten. Weil hier Brände häufiger sind als in den Birkenwäldern, entstehen zudem mehr Lichtungen. Natürliche Birkenwälder kommen dagegen in Karelien auf den reicheren Substraten vor. Trotz des hier dichteren Kronenschlusses ist die Krautschicht auf-

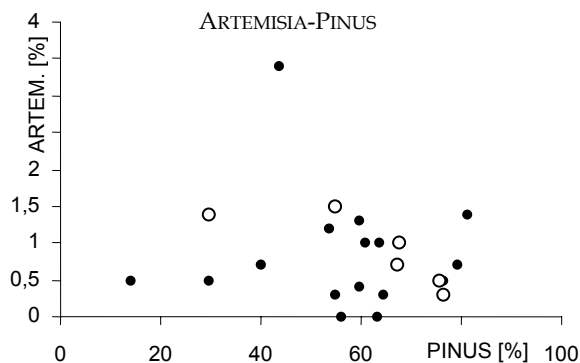


Abb.14 Korrelation ARTEMISIA-PINUS. Hohlformen > 10ha sind durch offene Punkte markiert.

grund des reicheren Substrates und der besseren Wasserversorgung dichter als in den Kiefernwäldern.

Die meisten Arten des Taxons *Artemisia* besiedeln offene, lichtreiche Standorte (ELLENBERG *et al.* 1992). *Artemisia* wird daher allgemein als Offenlandzeiger interpretiert. ARTEMISIA tritt in Spätglazialprofilen in den bewaldeten Phasen häufiger auf als im Holozän. Daher gelten die spätglazialen Wälder als offener. Für das Untersuchungsgebiet Mecklenburg-Vorpommern wird anhand der Untersuchungsergebnisse aber deutlich, dass *Artemisia* kein

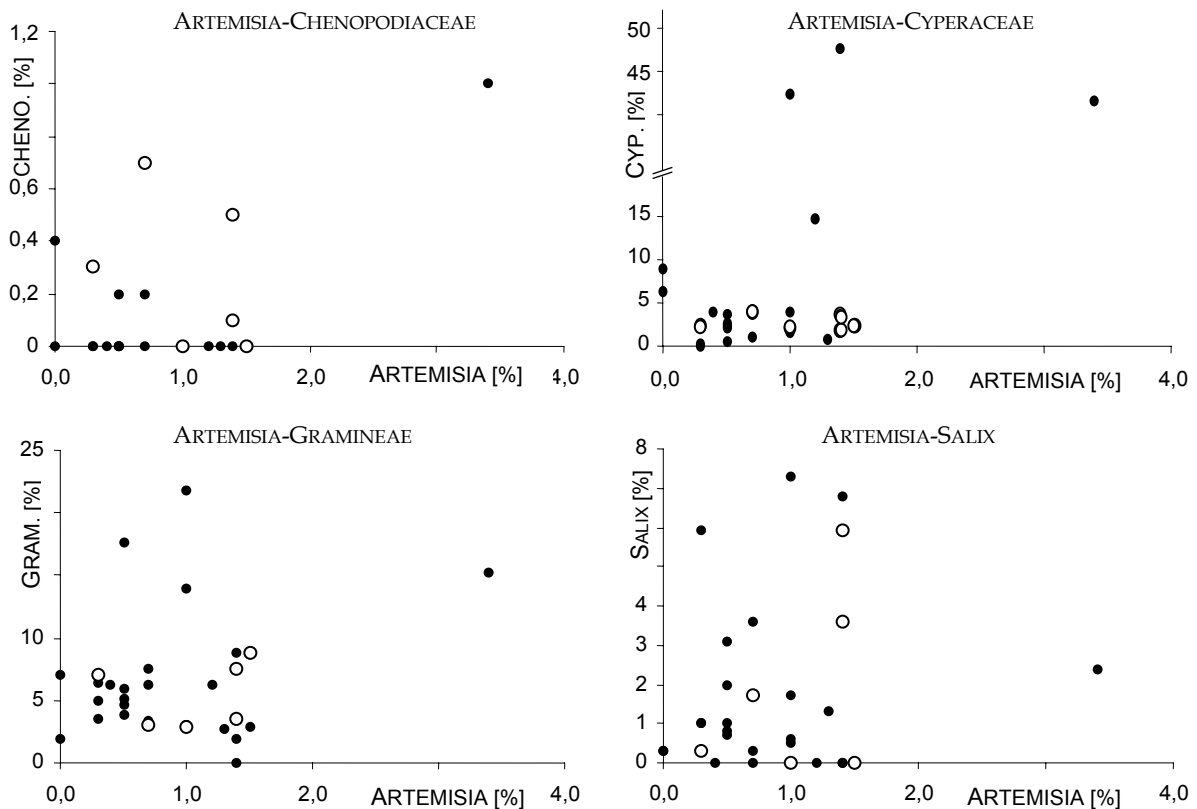


Abb.15 Korrelation ARTEMISIA mit CHENOPODIACEAE, CYPERACEAE, GRAMINEAE bzw. SALIX. Hohlformen größer 10 ha durch offene Punkte markiert.

generelles Element der Krautschicht war, sondern nur kleinräumig vorkam. Wo diese Vorkommen lagen, kann mit den zur Verfügung stehenden Daten nicht geklärt werden. Deutlich ist, dass *Artemisia* auf Geschiebelehm und -mergel häufiger auftrat als auf Sand.

Zusammenhänge zwischen ARTEMISIA und anderen Pollentypen krautiger Pflanzen bestehen nicht (Abb. 15). Das Vorkommen von *Artemisia* steht daher in keinem erkennbaren Zusammenhang zum Auftreten der Taxa *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae*, *Gramineae* und *Salix*. Aus einem Vorkommen dieser Taxa können keine Rückschlüsse auf die Verbreitung von *Artemisia* gezogen werden.

4.2.2 CHENOPODIACEAE

An der Mehrzahl der Standorte fehlen CHENOPODIACEAE, maximal werden 0,8 % erreicht. Die Auswertung dieses Pollentyps ist daher schwierig, denn auch bei größeren Pollensummen beeinflusst der Fund von nur einem Pollenkorn den Prozentwert von CHENOPODIACEAE bereits beträchtlich. Eine räumliche Differenzierung der Werte ist nicht erkennbar (Abb. 17). Abb. 16 und 17 zeigen, dass kein Zusammenhang zwischen CHENOPODIACEAE und der Größe der untersuchten Hohlform bzw. dem Substrat besteht. Die *Chenopodiaceae* waren somit nicht an ein bestimmtes Substrat gebunden. Ein Zusammenhang zwischen CHENOPODIACEAE und ARTEMISIA besteht nicht (vgl. Kap. 4.2.1). Auch die Korrelationsanalyse mit den Pollentypen CYPERACEAE, SALIX und PINUS zeigt keine Zusammenhänge (Abb. 18). Lediglich zwischen CHENOPODIACEAE und GRAMINEAE besteht ein undeutlicher negativer linearer Zusammenhang (Abb. 18). Er wird dadurch verursacht, dass GRAMINEAE an kleinen, CHENOPODIACEAE hingegen an großen Hohlformen relativ hohe Werte erreicht. Schlussfolgerungen über das Vorkommen von *Chenopodiaceae* können nicht gezogen werden.

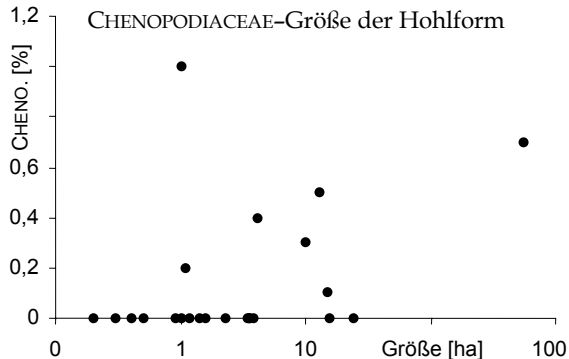


Abb. 16 Korrelation CHENOPODIACEAE-Größe der Hohlform. Größensk

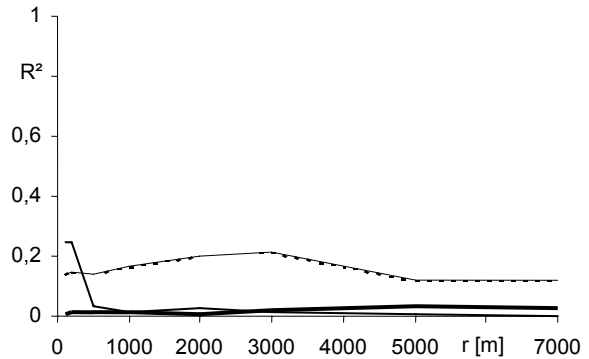


Abb. 17 Bestimmtheitsmaß R^2 der Korrelation CHENOPODIACEAE-Sandanteil für unterschiedlich große Umkreise. dick: alle Hohlformen (N=23), dünn: Hohlformen > 10 ha (N=7), gestrichelt: Hohlformen < 1 ha (N=7).

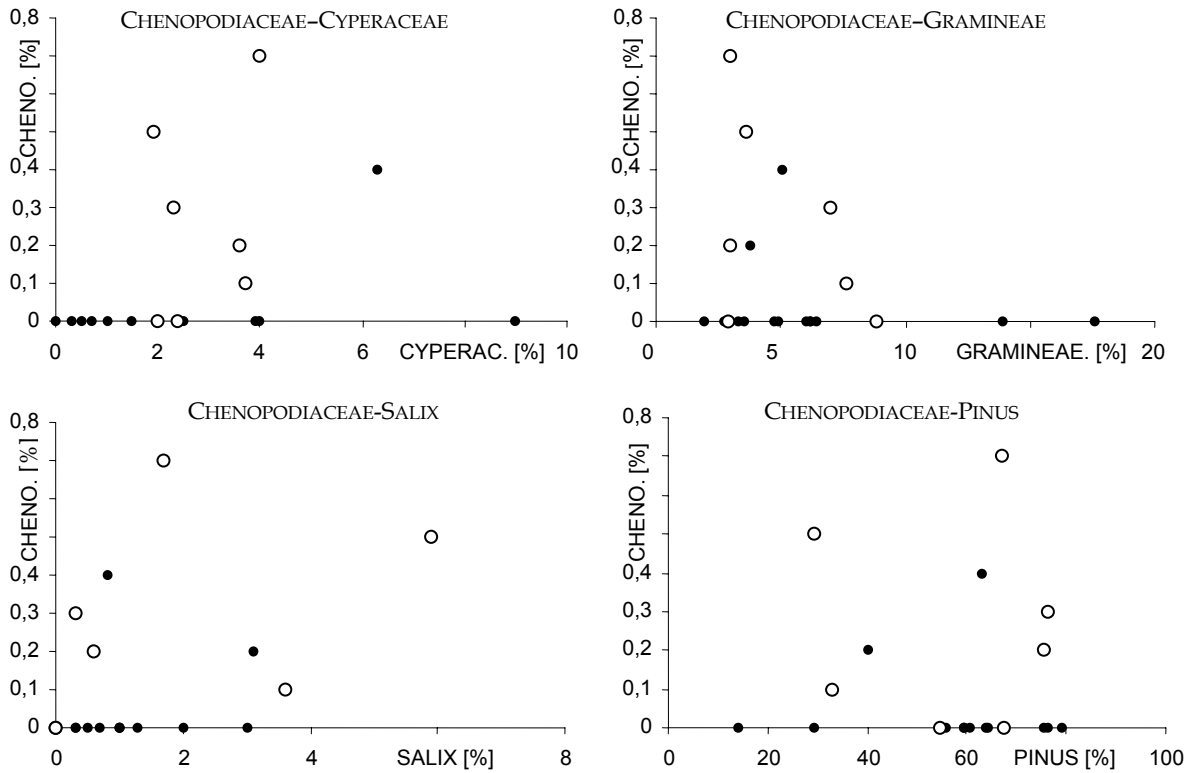


Abb. 18 Korrelation CHENOPODIACEAE mit CYPERACEAE, GRAMINEAE, SALIX bzw. PINUS. Hohlformen größer 10 ha durch offene Punkte markiert.

4.2.3 CYPERACEAE

Die Ansprache des Pollentyps CYPERACEAE bereitet nach eigenen Erfahrungen große Schwierigkeiten. Weil hier zudem Pollenanalysen verschiedener Bearbeiter betrachtet werden, die den Pollentyp CYPERACEAE möglicherweise unterschiedlich definiert haben (vgl. JOOSTEN & DE KLERK 2002), muss die Interpretation mit Einschränkungen erfolgen. CYPERACEAE erreicht zwischen 0,0% und 47,6%. Die höchsten Werte von CYPERACEAE werden in den Profilen Crednersee (38,4%), Herthamoor (14,7%), Zirmoisel (42,5%) und Rosenow (47,6%) erreicht. Nur an diesen Standorten liegt LST in Torf. Die hohen Werte von CYPERACEAE sind daher wahrscheinlich durch lokalen Pollenniederschlag verursacht worden. Großrestfunde belegen Vorkommen von *Cyperaceae* um LSE in Zirmoisel und im Herthamoor.

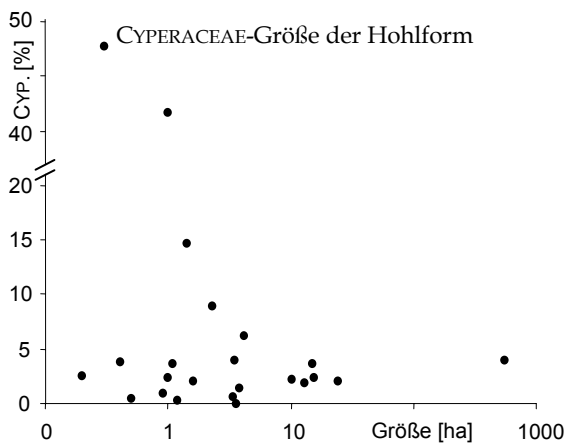


Abb. 19 Korrelation CYPERACEAE-Größe der Hohlform. x-Achse mit logarithmischer Einteilung, y-Achse unterbrochen.

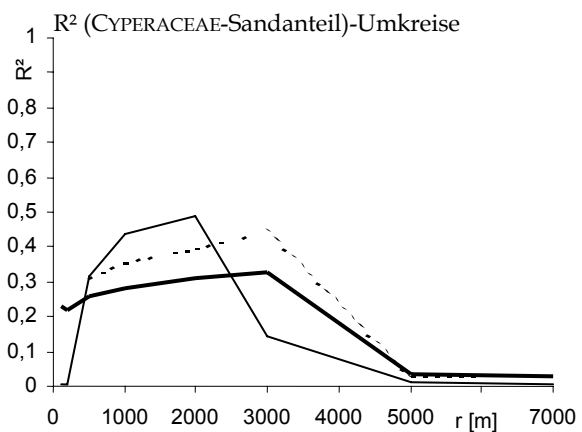


Abb. 20 Bestimmtheitsmaß R^2 der Korrelation CYPERACEAE-Sandanteil für unterschiedlich große Umkreise. dick: alle Hohlformen (N=23), dünn: Hohlformen > 10 ha (N=7), gestrichelt: Hohlformen < 1 ha (N=7).

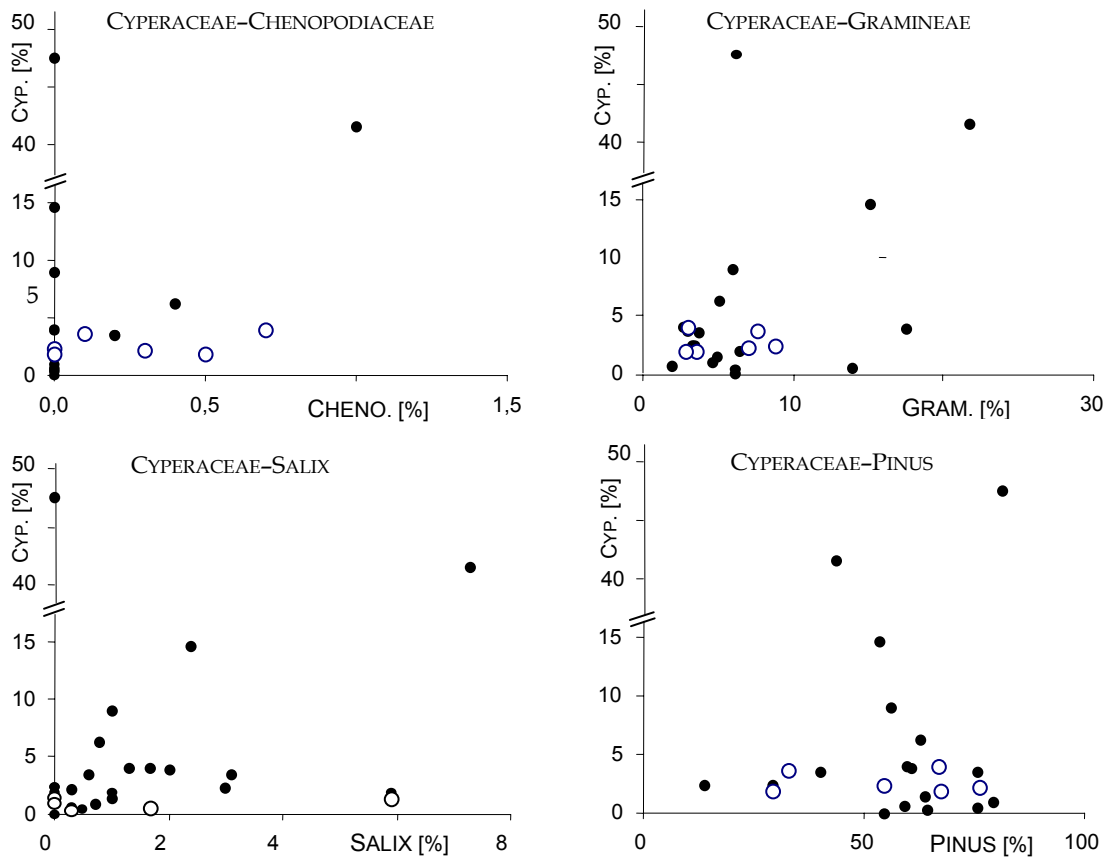


Abb. 21 Korrelation zwischen CYPERACEAE und CHENOPODIACEAE, GRAMINEAE, SALIX bzw. PINUS. Hohlformen größer 10 ha sind durch offene Kreise markiert, y-Achse ist unterbrochen.

CYPERACEAE werden in Hohlformen aller Größen gefunden. In kleinen, auch eng benachbarten Hohlformen (<5 ha) sind die Werte von CYPERACEAE z.T. sehr unterschiedlich. In Hohlformen größer als 10 ha ist die Höhe von CYPERACEAE dagegen relativ einheitlich (Abb. 19). Das weist darauf hin, dass in den kleinen Hohlformen extralokaler Pollenniederschlag dominiert. Sehr hohe Werte in kleinen Hohlformen deuten darauf hin, dass *Cyperaceae* nahe dieser Hohlformen eine große Rolle in der Vegetation spielten. Diese Vorkommen sind offenbar unabhängig vom Substrat (Abb. 20). Die teilweise sehr geringen Werte von CYPERACEAE können nicht eindeutig interpretiert werden. JOOSTEN & DE KLERK (in Vorb.) weisen darauf hin, dass die Blühfreudigkeit und Pollenproduktion von *Cyperaceae* stark schwankt. Ein Fehlen des Pollentyps CYPERACEAE bedeutet nicht zwangsläufig, dass *Cyperaceae* in der Vegetation fehlten. Die relativ einheitliche Höhe von CYPERACEAE in Hohlformen größer als 10 ha zeigt, dass in diesen Hohlformen wahrscheinlich regionaler Pollenniederschlag dominiert. Werte von CYPERACEAE dieser Hohlformen sind unabhängig vom Sandanteil, das Bestimmtheitsmaß R^2 erreicht maximal 0,5 (Abb. 20). Vorkommen von *Cyperaceae* waren daher offenbar nicht an ein bestimmtes Substrat gebunden. Das könnte damit zu begründen sein, dass der Pollentyp CYPERACEAE von vielen Arten mit sehr unterschiedlichen ökologischen Ansprüchen produziert wird. Eine weitere mögliche Erklärung wäre, dass *Cyperaceae* vor allem an Sonderstandorten, an denen das mineralische Substrat nicht von Bedeutung ist (in Mooren und an Seeufnern), vorkamen.

Die Prozentwerte von CYPERACEAE allein aus Hohlformen größer 10 ha sind im Norden von Mecklenburg-Vorpommern höher als im Süden. (Abb. 1: Punkte im Norden sind Gothensee (15): 4,0 %, Endinger Bruch (7): 3,7% und Kieshof (11): 2,8 %; im Süden Moosbruch (27): 2,3%, Postbruch (33): 2,5 %, Schwarzes See-Bruch (37): 2,0 %). Die höheren Werte im Norden könnten darauf hindeuten, dass geeignete Standorte für *Cyperaceae* dort, etwa aufgrund der

Topographie, häufiger waren. Zu Beginn des Abschnittes wurde gezeigt, dass CYPERACEAE die höchsten Werte in Moorablagerungen erreichen, Moore also Standorte der *Cyperaceae* waren. Die untersuchten Punkte im Süden liegen in einer Endmoränenlandschaft mit großer Reliefenergie. Moore können hier nur geringe Abmessungen erreichen. Im Norden dagegen bestimmen ausgedehnte Niederungen die Landschaft, Moore sind hier viel ausgedehnter als im Süden. Ein schwacher Hinweis darauf ist, dass drei der vier Standorten, an denen die LST in einem Torf gefunden wurde, im Norden liegen. Allerdings sind die Unterschiede der Werte zwischen dem Süden und dem Norden gering und sollten daher in Anbetracht der Schwierigkeiten bei der Bestimmung von CYPERACEAE nicht überinterpretiert werden. Zwischen CYPERACEAE und anderen Pollentypen bestehen keine Zusammenhänge (Abb. 21). *Cyperaceae* kamen damit in keinem erkennbaren Zusammenhang zu anderen Taxa vor.

4.2.4 GRAMINEAE

GRAMINEAE erreichen in den untersuchten Profilen Prozentwerte zwischen 1,9 % und 20,1 %. Die höchsten Werte stammen aus sehr kleinen Hohlformen, in denen wahrscheinlich (extra)lokaler Pollenniederschlag dominiert (Abb. 22). *Gramineae* waren offenbar in der Ufervegetation in unmittelbarer Nähe der Hohlformen von Bedeutung. Mit zunehmender Größe der Hohlformen und damit zunehmender Bedeutung von regionalem Pollenniederschlag erreichen GRAMINEAE nur noch geringere Werte. Abb. 23 zeigt, dass weder für kleine noch für große Hohlformen ein Zusammenhang zwischen GRAMINEAE und dem Anteil von Sand

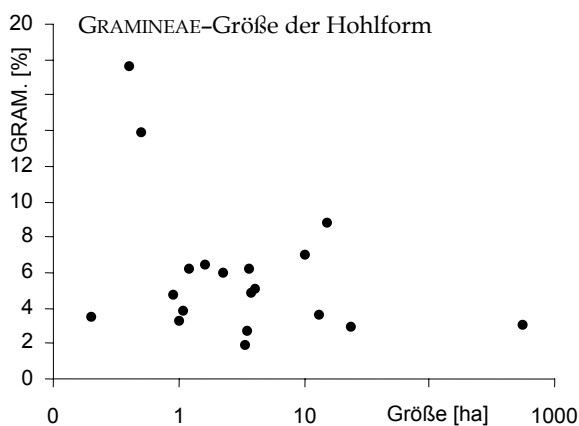


Abb. 22 Korrelation GRAMINEAE-Größe der Hohlform. Größenskala mit logarithmischer Einteilung.

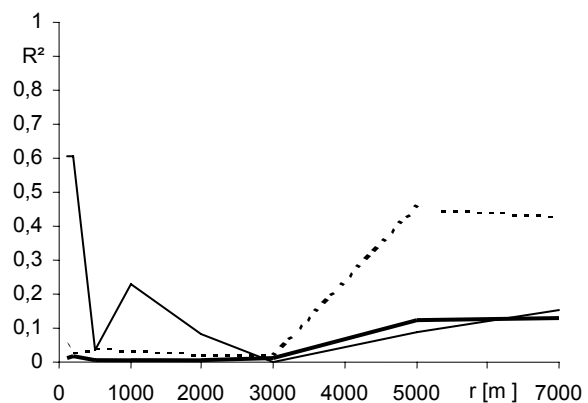


Abb. 23 Bestimmtheitsmaß R^2 der Korrelation GRAMINEAE-Sandanteil für unterschiedlich große Umkreise. dick: alle Hohlformen (N=23), dünn: Hohlformen > 10 ha (N=7), gestrichelt: Hohlformen kleiner 1 ha (N=7).

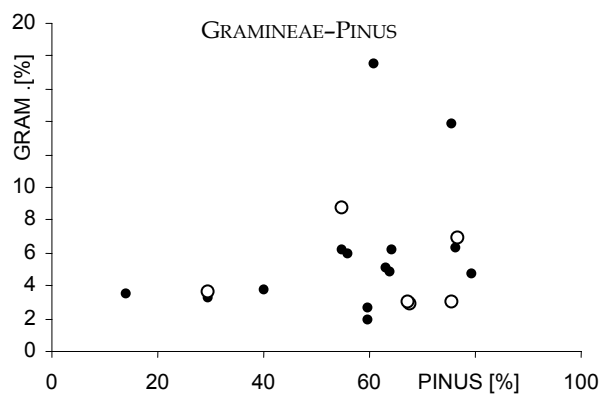
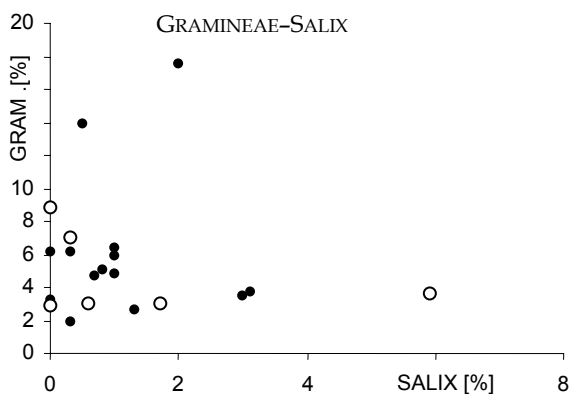


Abb. 24 Korrelation zwischen GRAMINEAE und SALIX sowie PINUS. Hohlformen größer 10 ha durch offene Kreise markiert.

in verschiedenen Umkreisen besteht. Einzelne relativ hohe Werte von R^2 für große Hohlformen (>10 ha) bei sehr kleinen Umkreisen zeigen keinen sinnvollen Zusammenhang. Die verschiedenen Standorte haben in diesem Fall sehr ähnliche Anteile von Sand in der Umgebung. Die *Gramineae* traten damit offenbar unabhängig vom Substrat auf.

Weiterhin ist auch keine geographische Differenzierung innerhalb des Untersuchungsgebietes erkennbar (vgl. Abb. 24). Zusammenhänge zwischen GRAMINEAE und ARTEMISIA, CHENOPODIACEAE bzw. CYPERACEAE bestehen nicht (vgl. Kap. 4.2.1., 4.2.2, 4.2.3). Auch zwischen GRAMINEAE und SALIX bzw. PINUS besteht kein Zusammenhang (Abb. 24). Das Auftreten von *Gramineae* stand somit in keinem erkennbaren Zusammenhang zu anderen krautigen Taxa und den unterschiedlichen Wäldern.

4.2.5 SALIX

Die Prozentwerte des Pollentyps SALIX liegen zwischen 0,0 % und 7,3 %. Der mit Abstand höchste Wert stammt vom Profil Crednersee (Abb. 25, 7). Hier war um LSE ein Moor ausgebildet, der hohe SALIX-Wert kann daher auf lokalen Pollenniederschlag zurückgeführt werden.

Auffällig ist die Verteilung der übrigen Werte (Abb. 25). SALIX erreicht jeweils in den kleinen und großen Hohlformen sehr unterschiedliche Werte. Lässt man zunächst die Punkte 1, 2 und 3 außer Acht, so ist SALIX in kleinen Hohlformen mit extralokalem Pollenniederschlag deutlich höher als in den großen Hohlformen mit regionalem Pollenniederschlag. Die höheren Werte im extralokalen Pollenniederschlag zeigen, dass *Salix* vor allem in der Nähe der Hohlformen auftrat. Gegenüber den drei großen Hohlformen mit sehr geringen Werten von SALIX (Abb. 25: Moosbruch (4), Postbruch (5), Schwarzes See-Bruch (6)) zeichnen sich drei andere große Hohlformen durch relativ hohe Werte von SALIX aus (Abb. 25: Kieshofer Moor (1), Hoher Birkengraben (2), Gothensee (3)). Hier war offenbar *Salix* viel häufiger.

Eine mögliche Erklärung dieser unterschiedlichen Bedeutung von SALIX bietet die geographische Lage dieser Punkte. Die Profile mit hohen Werten liegen im Norden von Mecklenburg-Vorpommern, die mit geringen Werten dagegen im Süden, in der Endmoränenlandschaft. Bereits bei CYPERACEAE (vgl. Kap. 4.2.3.) deuteten sich Unterschiede der Vegetation zwischen diesen beiden Gebieten an. *Salix* besiedelte offenbar u.a. Moore und Seeufer (Abb. 25, 7). Möglicherweise waren aufgrund des unterschiedlichen Reliefs Moore und damit auch *Salix* im Norden häufiger als im Süden. Daraus könnten die höhere Werte von SALIX im regionalen Pollenniederschlag resultieren. Bei der gemeinsamen Analyse aller untersuchten Profile besteht offenbar kein Zusammenhang zwischen SALIX und dem Anteil von Sand in der Umgebung (Abb. 26).

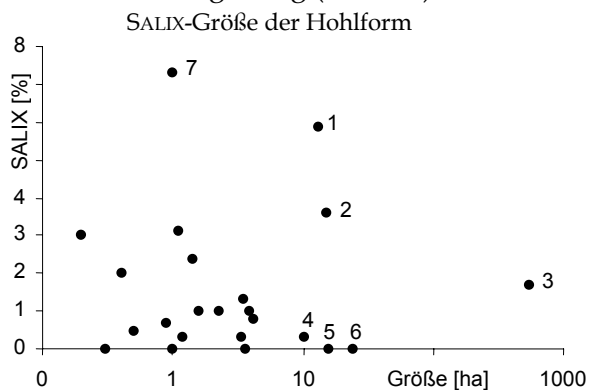


Abb. 25 Korrelation SALIX-Größe der Hohlform. Kieshofer Moor (1), Hoher Birkengraben (2), Gothensee (3), Moosbruch (4), Postbruch (5), Schwarzes See-Bruch (6), Crednersee (7), y-Achse mit logarithmischer Einteilung.

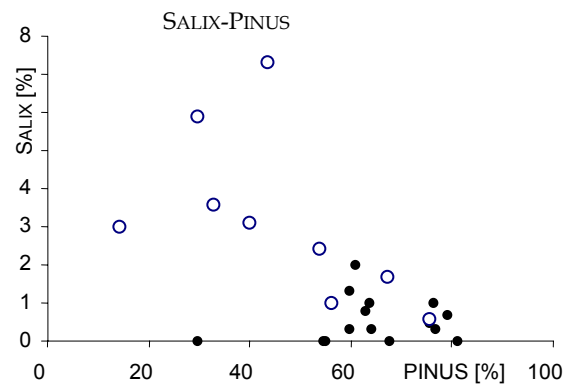


Abb. 26 Korrelation zwischen SALIX und PINUS. Standorte im Norden Mecklenburg-Vorpommerns durch offene Kreise markiert.

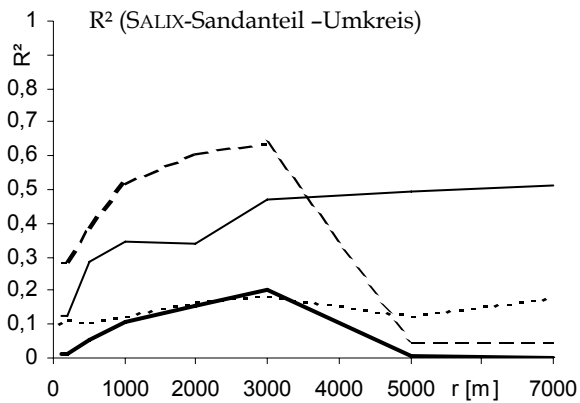


Abb. 27 Bestimmtheitsmaß R^2 der Korrelation SALIX-Sandanteil für unterschiedlich große Umkreise. dick: alle Hohlformen (N=23), dünn: nur Hohlformen >10ha (N=6), kurz gestrichelt: Hohlformen <1ha (N=7), lang gestrichelt: nur Profile im Norden Mecklenburg-Vorpommerns.

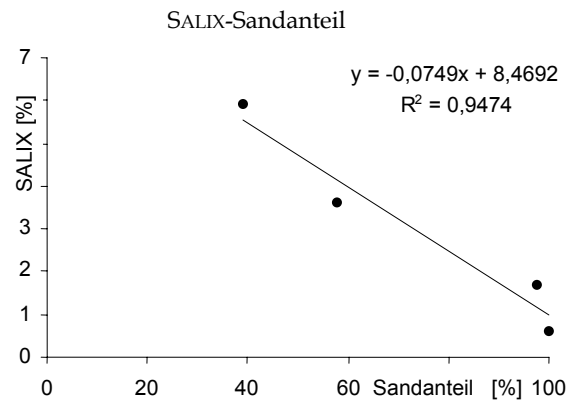


Abb. 28 Korrelation SALIX-Sandanteil für einen Umkreis $r=3000$ m. Nur Hohlformen größer 10ha im Norden Mecklenburg-Vorpommerns.

Bei ausschließlicher Betrachtung der Profile im Norden von Mecklenburg-Vorpommern (Crednersee, Reinberg, Horst, Herthamoor, Randowbruch, Kieshofer Moor, Weiblitze-Moor, Gothensee, Endinger Bruch) deutet sich doch ein negativer linearer Zusammenhang an. Er ist am deutlichsten für den Umkreis mit $r=3000$ m (Abb. 27, 28). Für Seen größer als 10 ha mit überwiegend regionalem Pollenniederschlag beträgt R^2 0,9474 (Abb. 28). Scheinbar kam *Salix* im Norden vor allem auf Geschiebelehm und -mergel vor, während *Salix* auf Sand fehlte. Aufgrund der geringen Anzahl der Werte (N=4) muss dieser Zusammenhang mit Vorsicht betrachtet werden. Auch zwischen SALIX und PINUS deutet sich für die Profile im Norden ein negativer, linearer Zusammenhang an (Abb. 26). Dieser war zu erwarten, da PINUS und das Substrat in einem engen linearen Zusammenhang stehen (Kap. 4.1.4.). Dieser Zusammenhang könnte auch so interpretiert werden, dass unterschiedliche Eigenschaften der Wälder und nicht das Substrat die Ursache dafür waren, dass *Salix* gebietsweise häufiger auftrat. Eine solcher ursächlicher Zusammenhang ist aber unwahrscheinlich. In Kapitel 4.2.1. wurde erläutert, dass die Birkenwälder wahrscheinlich dichter waren als Kiefernwälder. Sie bieten daher ungünstigere Bedingungen für die meist lichtbedürftigen Arten der Gattung *Salix* (ELLENBERG *et al.* 1992). Daher kann angenommen werden, dass das Substrat die Verbreitung von *Salix* beeinflusste.

5 Die Reaktion der Ökosysteme auf den Ausbruch des Laacher See-Vulkans

5.1 Beobachtungen bei jährlicher zeitlicher Auflösung

5.1.1 Taxa der terrestrischen Standorte (upland-Taxa)

Ob der Ausbruch des Laacher See-Vulkans zu einer merklichen Klimaveränderung führte, ist bisher umstritten. Ein Hinweis darauf wären Veränderungen von Pollentypen, die upland-Taxa zugeordnet werden. Untersuchungen mit einer zeitlichen Auflösung von mehreren Jahren/Jahrzehnten zeigen keine Reaktionen solcher Pollentypen (BIRKS & LOTTER 1994, LEROY *et al.* 2000, LITT & STEBICH 1999, LOTTER *et al.* 1992, LOTTER & BIRKS 1993, MERKT & MÜLLER 1999, SCHMINCKE *et al.* 1999, STEBICH 1999, STRAKA 1960). Eine merklich Klimaveränderung wurde daher ausgeschlossen (siehe aber Kap. 5.2). Diese Annahme stützen Modellrechnungen (GRAF & TIMMRECK 2001), wonach der Ausbruch des Laacher See-Vulkans ähnlich klimawirksam war wie große rezente Vulkanausbrüche (vgl. GRATTAN & CHARMAN 1994, LAMB 1988). In den zwei Wintern nach dem Vulkanausbruch gab es demnach sowohl ungewöhnlich kalte, als auch ungewöhnlich warme Monate. Insgesamt waren die Änderungen, zumal sie im Winter auftraten, aber so gering, dass die Auswirkungen auf die Vegetation im Untersuchungsgebiet minimal gewesen sein dürften. Deutliche Hinweise auf eine mehrjährige Abkühlung sieht dagegen KAISER (1993) in einer Serie von sechs ungewöhnlich dünnen Jahrringen fossiler Stämme von *Pinus sylvestris*. Wie KALELA-BRUNDIN (1996) zeigt, kann die Abkühlung nach einem Vulkanausbruch durchaus in Jahrringen festgestellt werden.

In vorliegender Untersuchung (siehe Anhang) nun reagieren die Pollentypen, die upland-Taxa zugeordnet werden, nicht merklich auf den Ausbruch des Laacher See-Vulkans. PINUS bleibt in 4 Diagrammen konstant, sinkt in 2 Diagrammen und steigt in einem Diagramm an. Der Rückgang in zwei Diagrammen setzt bereits vor der LST ein und ist daher keine Folge des Vulkanausbruchs. Eine nachhaltige Schädigung von *Pinus sylvestris* oder *Betula pubescens/pendula* durch den Vulkanausbruch und seine Folgen ist also nicht erkennbar. ARTEMISIA geht in den meisten Diagrammen leicht, aber nicht signifikant zurück, nimmt in zwei Diagrammen aber auch zu. Auch bei CHENOPODIACEAE sind keine Tendenzen zu erkennen.

In allen Diagrammen wird über der LST ein Rückgang der Pollenkonzentration festgestellt. Dies könnte sowohl auf einen verringerten Polleninflux, d.h. auf verringerte Pollenproduktion der Vegetation in Folge einer Klimaverschlechterung, als auch auf eine erhöhte Akkumulationsrate zurückzuführen sein. Auch eine gleichzeitige Veränderung von Polleninflux und Akkumulationsrate wäre möglich. Auf eine Klimaverschlechterung hätten jedoch wahrscheinlich einzelne Taxa unterschiedlich reagiert. Diese artspezifische Reaktion würde in Prozentdiagrammen zu bemerken sein. Da es hierfür keine Hinweise gibt, ist ein Rückgang des Polleninflux unwahrscheinlich. Eine Zunahme der Akkumulationsgeschwindigkeit ist dagegen wahrscheinlich, da mit der Tephra zusätzliches Material sedimentierte. LEROY *et al.* (2000) zeigen eine solche kurzfristige Zunahme der Akkumulationsgeschwindigkeit über der LST an jahresgeschichteten Sedimenten aus dem Holzmoor (Eifel).

Unmittelbar über der LST treten die Pollentypen HIPPOPHAË RHAMNOIDES (in KIE, WIZ), NUPHAR (in REI, TNG) und TYPHA LATIFOLIA TYPE (in TNG) auf. Taxa, die diesen Pollentypen zugeordnet werden, weisen auf mittlere Julitemperaturen von über 11–13°C (ISARIN & BOHNCKE 1999). Sie sind wesentlich anspruchsvoller als *Pinus sylvestris* und *Betula pubescens/pendula* (siehe Kap. 4.1.2).

Damit liegen aus der vorliegenden Untersuchung keine Hinweise darauf vor, dass es zu Veränderungen der terrestrische Vegetation nach dem Vulkanausbruch kam. Eine deutliche Klimaverschlechterung durch den Vulkanausbruch ist daher unwahrscheinlich. Damit werden auch bei der hier erreichten etwa jährlichen Auflösung Ergebnisse bisheriger Arbeiten mit geringerer zeitlicher Auflösung (siehe oben) bestätigt. Der Nachweis einer Klimaverschlechterung durch KAISER (1993) ist dagegen fraglich. Zum einen ist die zeitliche Zuordnung der dünnen Jahrringe zur LSE unsicher. Zum anderen wurden die untersuchten Bäume mehrfach durch Lehmlagerungen in ihrem Wachstum gestört (KAISER 1993). Möglicher-

weise wurde auch durch kurzfristige Ereignisse nach dem Vulkanausbruch, z.B. ungewöhnliche Niederschläge (vgl. SCHMINCKE *et al.* 1999), eine solche Lehmlagerung hervorgerufen. Die Annahme einer mehrjährigen Abkühlung sollte daher mit Vorsicht betrachtet werden.

5.1.2 Ökologisch nicht eindeutig zu kennzeichnende Taxa

Im Gegensatz zu den Pollentypen, die Taxa der terrestrischen Standorte zugeordnet werden, reagieren einige andere Pollentypen über der LST deutlich (siehe Anhang). Eine signifikante Zunahme tritt bei CYPERACEAE in 6 von 7 Profilen und bei GRAMINEAE in 3 von 7 Profilen auf. CYPERACEAE erreichen in einigen Profilen ihr Maximum unmittelbar nach der LSE, in anderen erst ca. 5-10 Jahre nach der LSE. Auch GRAMINEAE erreichen in MTL, WIZ und REH vermutlich 8-10 Jahre nach der LSE ein Maximum. Daneben nehmen auch FILIPENDULA und SALIX in mehreren Profilen über der LST zu, diese Zunahme ist aber nicht signifikant. FILIPENDULA ist durch einzelne ungewöhnlich hohe Werte gekennzeichnet. Bei SALIX dagegen kann in 4 Profilen eine stetige Zunahme der Werte über der LST festgestellt werden. Einen Anstieg von CYPERACEAE und GRAMINEAE unmittelbar über der LST verzeichneten auch, allerdings bei einer deutlich geringeren zeitlichen Auflösung, LEROY *et al.* (2000), LOTTER & BIRKS (1993) und MERKT & MÜLLER (1999). LOTTER & BIRKS (1993) bezeichnen den Anstieg als nicht signifikant.

Für Zunahme von CYPERACEAE kommen verschiedenen Ursachen in Frage.

1. Die krautige Vegetation könnte durch die Ablagerung der Tephra geschädigt worden sein. Möglicherweise waren *Gramineae* und *Cyperaceae* aufgrund ihrer schlanken Wuchsform relativ unempfindlich gegenüber dieser Ablagerung und konnten sich auf Kosten anderer Taxa ausbreiten. ZOBEL & ANTOS (1997) beobachteten jedoch selbst bei einer 4cm mächtigen Tephraablagerung nach dem Ausbruch des Mt. Saint Helens nur eine geringe Schädigung der krautigen Vegetation. Die LST war jedoch im Untersuchungsgebiet nur wenige Millimeter mächtig (VAN DEN BOGAARD & SCHMINCKE 1985), eine Schädigung der Vegetation ist daher unwahrscheinlich. Vermutlich erfolgte mit der Tephra auch kein Nährstoffeintrag, denn dieser hätte wahrscheinlich zu einer Eutrophierung von Gewässern geführt. Diese kann allgemein aber nicht beobachtet werden (Kap. 5.1.3).

2. Der Vulkanausbruch führte durch freiwerdende Schwefelverbindungen zur Entstehung großer Mengen von Schwefelsäure (VAN DEN BOGAARD & SCHMINCKE 1985). Sie führte z.B. zu einer leichten Versauerung schwach gepufferten Gewässer in Süddeutschland (LOTTER & BIRKS 1993). Auch ein Einfluss auf der Vegetation kann vermutet werden. Nach dem Ausbruch des Laki/Island 1783 wurde, wahrscheinlich durch Säureeintrag, die Vegetation in weiten Teilen Englands geschädigt (GRATTAN & CHARMAN 1994). Die deutliche Zunahme einzelner Taxa nach der LSE könnte bedeuten, dass sie sich auf Kosten empfindlicherer Taxa, die durch den Säureeintrag geschädigt wurden, ausbreiten konnten.

3. In Mooren kann der Eintrag von Schwefel zu einer Erhöhung der mikrobiellen Aktivität führen. Die Folge ist ein erhöhter Torfabbau und eine bessere Nährstoffversorgung. Davon haben möglicherweise, besonders auf armen Standorten, *Cyperaceae* und *Gramineae* profitiert (LAMERS 2001).

4. Die Blühtätigkeit und damit die Pollenproduktion der *Cyperaceae* kann unter ungünstigen Bedingungen erhöht sein (JOOSTEN & DE KLERK in Vorb.). Die Zunahme von CYPERACEAE im Pollendiagramm könnte daher auch auf ungünstigere Standortbedingungen, verursacht durch die Tephraablagerung oder die Versauerung, zurückzuführen sein. Allerdings ist CYPERACEAE offenbar mindestens über 10 Jahre erhöht (vgl. Kap. 5.1.5.). Der einmalige Eintrag der Tephra oder von Säure nach der LSE dürfte die Blühtätigkeit der *Cyperaceae* nicht so lange beeinflusst haben.

5. Der Anstieg von SALIX-Werten (siehe Anhang) weist auf Veränderungen der Hydrologie von Gewässern hin. Es kann angenommen werden, dass SALIX-Pollen überwiegend

von Taxa stammt, die See- und Flussufer besiedeln (vgl. Kap. 4.2.5). Die Zunahme von SALIX deutet daher auf eine Ausbreitung von *Salix* an diesen Standorten hin. *Salix* produziert relativ wenig Pollen, die meisten Arten werden von Insekten bestäubt (TAUBER 1965). Bereits eine geringe Zunahme von SALIX weist daher auf deutliche Zunahme von *Salix* in der Vegetation hin (TAUBER 1965). TAUBER (1965) erklärt die Zunahme von SALIX im Pollendiagramm eines kleinen Sees mit dem Sinken des Wasserstandes. Dadurch würden Uferbereiche trocken fallen, auf denen sich dann *Salix* als Pioniergehölz feuchter Standorte ansiedeln kann. Auch die Taxa *Cyperaceae*, *Gramineae* (vgl. Kap. 4.2.3 und 4.2.4) und *Filipendula*, die u.a. an Seeufnern vorkamen, hätten von sinkenden Wasserständen profitieren können. Sedimentanalysen können ebenfalls in diesem Sinne gedeutet werden. Im Hämelsee/ Niedersachsen ist der Anteil von klastischem Sediment über der LST für 12 Jahre, vor allem im Winter, deutlich erhöht (MERKT & MÜLLER 1999). Dies wird auch aus weiteren Gewässern beschrieben (MERKT 1991, WÜNNEMANN mdl. Mitteilung 2001). Nach MERKT & MÜLLER (1999) ähnelt das Sedimentationsmuster über der LST damit dem in der Jüngeren Dryas. Sie vermuten daher eine Abkühlung nach dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans. Auch WÜNNEMANN (mdl. Mitteilung 2001) vermutet, dass eine Klimaverschlechterung nach der LSE zur Öffnung der Ufervegetation und damit erhöhter Erosion führte. SCHMINCKE *et al.* (1999) nehmen dagegen verstärkte Erosion infolge erhöhter Niederschläge nach der LSE an. Für eine Abkühlung nach LSE mit einer deutlichen Öffnung der Vegetation gibt es jedoch keine Hinweise (Kap. 5.1.1). Pollendaten weisen vielmehr auf eine Zunahme der Ufervegetation hin. Eine Klimaverschlechterung über 12 Jahre, wie sie die Analysen von MERKT & MÜLLER (1999) vermuten lassen, übersteigt zudem bei weitem die von rezenten Vulkanausbrüchen bekannten Folgen auf das Klima. Eine weitere mögliche Ursache der erhöhten Erosion könnten aber Änderungen des Wasserstandes von Seen sein. Bei sinkenden Wasserständen würden Uferbereiche trocken fallen, die zunächst noch vegetationsfrei und damit starker Erosion ausgesetzt waren. Mit der Besiedlung dieser Pionierstandorte nimmt dann die Erosion wieder ab. Diese These wird in Kap. 5.2 eingehender diskutiert.

5.1.3 Sonstige Palynomorphen

DIATOMEAE-Werte steigen in allen Diagrammen über der LST deutlich an. Diese Zunahme zeigen auch DE KLERK (2001) und HOMANN *et al.* (1995). Als Ursache dafür wird der Eintrag von Kieselsäure mit der Tephra diskutiert. Die LST enthält ca. 62 % Kieselsäure (VAN DEN BOGAARD & SCHMINCKE 1985). Kieselsäure als Baustein der DIATOMEAE-Schalen ist in Gewässern ein limitierender Faktor für das Vorkommen von Diatomeae. Vor allem im Sommer ist die Entwicklung von DIATOMEAE gehemmt, da dann kaum noch freie Kieselsäure im Wasser gelöst ist (SCHWÖRBEL 1993). Der Eintrag der Tephra beendet möglicherweise diese Limitierung und führt zu einer Massenentwicklung von DIATOMEAE. Da Tephra auch in den Proben über der LST gefunden wurde, war der Eintrag der Tephra in die Gewässer sicher nicht nach dem Durchzug der Aschewolke direkt nach dem Vulkanausbruch beendet. Auch in der Folgezeit wurde Tephra durch Erosion von den Ufern und Aufarbeitung im Flachwasser eingetragen. Der Anstieg der DIATOMEAE hält daher für einige Zeit nach LSE noch an. Eine andere Erklärung vermutet MERKT (in HOMANN *et al.* 1995). DIATOMEAE unterliegen normalerweise nach der Sedimentation der Auflösung. Der Eintrag der Tephra erhöht den Gehalt an Kieselsäure im Sediment. Das Porenwasser ist daher mit gelöster Kieselsäure gesättigt und die Auflösung der DIATOMEAE-Schalen gehemmt. Die höhere Zahl von DIATOMEAE über der Tephra wäre also eine Folge eines verringerten Abbaus und nicht einer tatsächlichen Zunahme der DIATOMEAE. Gegen diese These sprechen zwei Beobachtungen. Das Maximum der DIATOMEAE wird meist erst einige Proben über der LST erreicht. Zu erwarten wäre aber die maximale Zahl unmittelbar über der LST, denn hier ist die Konzentration von Silikaten am größten. MERKT (in HOMANN *et al.* 1995) weist darauf hin, dass auch direkt unter der LST die Zahl der DIATOMEAE erhöht sein müsste, da auch sie nach der Ablagerung

der LST nicht weiter aufgelöst würden. In allen Profilen steigt die Zahl der DIATOMEAE aber erst über der LST. Zum Teil wurden unmittelbar unter der LST gar keine DIATOMEAE gefunden.

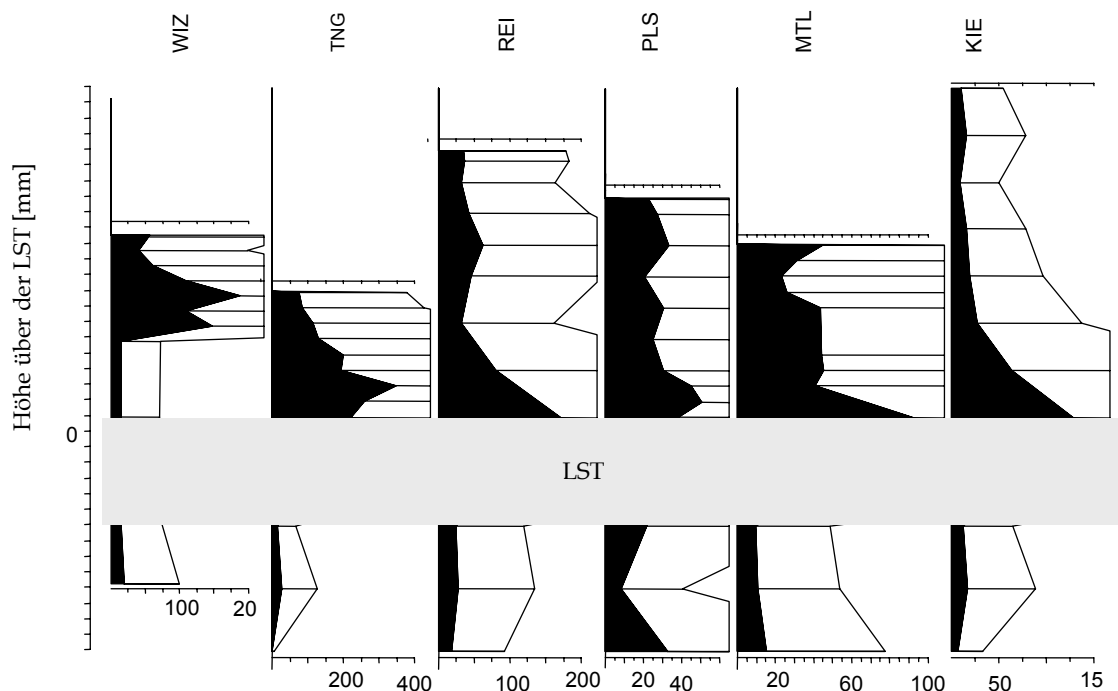


Abb. 29 Kurven von HOLZKOHLE aus den Pollendiagrammen 14, 19, 8, 17, 16 und 11 (Tab. 1). Tiefen unter LST gestaucht.

Uneinheitlich verhält sich dagegen BOTRYOCOCCUS. Diese Grünalge nimmt in den Profilen PLS und REI über der LST deutlich zu (siehe Anhang). Allerdings beginnt dieser Anstieg in REI bereits unter der LST. In den weiteren Profilen ist kein Anstieg oder sogar ein Rückgang zu beobachten. Ein genereller Anstieg könnte als Hinweis auf einen Nährstoffeintrag durch die Tephra interpretiert werden. Am Lake Iliamna (NW Alaska) und am Asabtchje-See (Kamtschatka) ist ein Nährstoffeintrag durch Vulkanaschen nachgewiesen (EDMONDSON 1984).

Ähnlich einheitlich wie die DIATOMEAE reagiert HOLZKOHLE. Die Anzahl der Partikel nimmt über der LST bis zum 10-fachen zu. Die höchsten Werte werden zum Teil unmittelbar über LST, zum Teil aber erst einige Proben später erreicht und halten nur wenige Proben lang an. Zumindest für den Anstieg unmittelbar nach der LSE können Brände im unmittelbaren Umfeld des Vulkans eine Ursache sein. Eine Glutwelle zerstörte nach dem Vulkanausbruch die Wälder um den Vulkan (SCHMINCKE *et al.* 1999). HOLZKOHLE der verglühten Vegetation könnte, ähnlich wie die Tephra, über ein riesiges Gebiet verbreitet worden sein.

HOLZKOHLE geht aber nicht sofort über der LST zurück. Möglicherweise fanden auch einige Zeit (Jahre) nach der LSE verstärkt Brände statt. Zum einen könnte das verbliebende Totholz in der Nähe des Vulkans gebrannt haben. Aber es liegen auch Hinweise auf verstärkte Brände im Untersuchungsgebiet vor. Die Kurven von HOLZKOHLE der Standorte mit geringem PINUS unterscheiden sich deutlich von denen der Standorte mit hohem PINUS (Abb. 29). In KIE und REI, die durch geringe Werte von PINUS gekennzeichnet sind, ist HOLZKOHLE in der Probe über der LST viel höher als unter der LST. HOLZKOHLE sinkt dann aber sofort wieder ab. Etwa ab der 5. Probe über der LST hat HOLZKOHLE wieder das Niveau wie vor LST. Alle anderen Profile stammen aus Landschaften mit einem höherem Anteil von *Pinus sylvestris* in der Vegetation. In PLS ist der Anstieg von HOLZKOHLE über der LST nur sehr schwach ausgeprägt. In MTL ist er dagegen deutlich. Auch hier sinkt HOLZKOHLE über der LST ab, verbleibt aber auf einem viel höheren Niveau als unter der LST. In TNG und WIZ steigt HOLZ-

KOHLE auch über der LST noch einige Zeit deutlich weiter an. Bis zum Schluss bleiben die Werte von HOLZKOHLE viel höher als vor LST.

Die sehr kurzen Gipfel von HOLZKOHLE in KIE, MTL, PLS und REI in der ersten Probe über der LST weisen darauf hin, dass diese Partikel im direkten Zusammenhang mit dem Vulkanausbruch stehen. Sie gelangten möglicherweise mit der Tephra oder kurz danach in die Seen. In MTL und PLS bleibt HOLZKOHLE im weiteren noch deutlich erhöht. In TNG und WIZ steigt HOLZKOHLE steigt noch einige Jahre nach dem Vulkanausbruch weiter an. Das könnte darauf hinweisen, dass es um diese Hohlformen nach dem Vulkanausbruch zu weiteren Bränden kam. Der Eintrag von HOLZKOHLE nach der LST war in den kiefernreichen Gebieten größer als in birkenreichen Gebieten, die Brandaktivität war offenbar in den Kiefernreichen Landschaften nach der LSE über einige Zeit deutlich erhöht. Kiefernwälder brennen häufiger als Birkenwälder (ELLENBERG 1986). Die Ursache für die erhöhte Brandaktivität könnte ungewöhnlich heiße, trockene Witterung nach dem Vulkanausbruch gewesen sein (vgl. GRATTAN & CHARMAN 1994).

5.2 Beobachtungen bei einer zeitlicher Auflösung von einigen Jahren/Jahrzehnten

In vielen Pollendiagrammen aus Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern wird um LSE ein deutlicher Rückgang von PINUS zugunsten von BETULA (vgl. Kap. 2.5.2) beobachtet (MÜLLER 1962, WOLTERS 2002). WOLTERS (2002) verzeichnet ihn in 22 von 24 Brandenburger Pollendiagrammen. WOLTERS (2002) nimmt an, dass der PINUS-Rückgang durch die Klimaänderung am Ende der sogenannten Gerzenseeschwankung (vgl. u.a. VON GRAFENSTEIN *et al.* 2000) verursacht wurde. Hinweise auf diese Klimaänderung sehen u.a. FRIEDRICH *et al.* (2001). Sie zeigen, dass Jahrringweiten von *Pinus sylvestris* während der Gerzenseeschwankung verringert waren und deuten dies als Zeichen einer kühleren Periode. Am Ende der Gerzenseeschwankung, das auf 25 Jahre nach LSE datiert wird (STEBICH 1999), nimmt der jährliche Zuwachs deutlich zu, das Klima wird offenbar wärmer (FRIEDRICH *et al.* 2001). In Influxdiagrammen (STEBICH 2000 und WICK 2000) deutet sich eine Zunahme sowohl von PINUS als auch von BETULA am Ende der Gerzenseeschwankung an, beide profitierten offenbar von der Erwärmung. Da der Influx von BETULA stärker steigt, geht PINUS im Pollendiagramm zurück. Der Rückgang von PINUS wäre demnach nur ein Ergebnis der Darstellung von Prozentwerten.

In Pollendiagrammen aus Mecklenburg-Vorpommern ist der PINUS-Rückgang (und der gleichzeitige Anstieg von BETULA) unterschiedlich gut ausgebildet. Er tritt in 12 von 18 Diagrammen auf, Beginn und Dauer sind aber unterschiedlich. Ist PINUS nur in einer Probe verringert, so liegt diese in oder über der LST. Umfasst der Rückgang mehrere Proben, so setzt er entweder schon unter (Blänck-Bruch), direkt über (Crednersee) oder erst einige Proben über der LST (Moosbruch) ein. Bemerkenswert ist, dass der Rückgang in eng benachbarten Hohlformen sehr unterschiedlich ist. So sinkt z.B. PINUS im Fürstenseer See-Moor von 90 % auf 46,8 % und im Moor nördlich Plasterinsee von 84,1 % auf 69 % (Tab.1). Hier breitete sich eindeutig *Betula pubescens/pendula* in einer zuvor von *Pinus sylvestris* dominierten Vegetation aus. Im Schwarzen See-Bruch und im Plasterinsee (Tab. 1) geht PINUS um LSE dagegen nicht zurück. Es fällt nun auf, dass die Hohlformen, in denen PINUS deutlich zurück geht, sehr klein sind (im Beispiel 0,5 bzw. 0,9 ha). Dagegen sind die Hohlformen, in denen PINUS konstant ist, deutlich größer (im Beispiel 24,1 bzw. 15,6 ha). Dies bedeutet, dass die offensichtliche Ausbreitung von *Betula pubescens/pendula* nur sehr kleinräumig stattfand. Sie wirkte sich daher nur in kleinsten Hohlformen mit einem wahrscheinlich hohen Anteil von (extra)lokalem Pollenniederschlag aus. Die plötzliche Ausbreitung von *Betula pubescens/pendula* nach LSE kann am Profil PLS belegt werden. In der Großrest-Probe unter der LST wurden lediglich 3 Fruchtschuppen von *Betula* nachgewiesen, in der Probe über der LST dagegen 53 Nüsse von *Betula* (cf. *pubescens/pendula*). Im Pollendiagramm PLS geht PINUS in dem Abschnitt unter der LST von 60 % auf 50 % und über der LST dann auf 40 % zurück, BETULA

steigt zwangsläufig an. Im Gegensatz zu WICK (2000) kam es in Mecklenburg-Vorpommern zu einer tatsächlichen Ausbreitung von *Betula pubescens/pendula*.

Eine Klimaveränderung als Ursache dafür, dass sich *Betula pubescens/pendula* plötzlich zu Lasten von *Pinus sylvestris* ausbreiten konnte, ist unwahrscheinlich (vgl. WOLTERS 2002 und WICK 2000). Eine Abkühlung, die die relativ kälteunempfindliche *Pinus sylvestris* beeinträchtigt hätte, müsste sich auch im Verschwinden empfindlicherer Taxa bemerkbar machen. Hierfür gibt es jedoch keine Hinweise (Kap. 5.1.1). Auch Brände waren wahrscheinlich nicht die Ursache der Ausbreitung von *Betula pubescens/pendula*. Denn die Hohlformen mit einem markanten PINUS-Rückgang liegen z.T. in Regionen mit sandigem Substrat. Nach Brand ist *Pinus sylvestris* auf den Sand aber die konkurrenzstärkere Pionierart als *Betula pubescens/pendula* (ELLENBERG 1986).

Bereits im vorigen Kapitel wurde auf den Einfluss von Wasserstandsänderungen auf den Pollenniederschlag kleiner Seen hingewiesen. Auf den trockenfallenden Ufern können sich Pioniergehölze, z.B. *Salix*, ansiedeln, die den Pollenniederschlag kleiner Seen stark beeinflussen. Zum einen ist ihr Pollen aufgrund der Nähe zum Gewässer im Pollenniederschlag „überrepräsentiert“. Zum anderen stellen sie eine wirkungsvolle Barriere für Polleneintrag aus der Umgebung dar (TAUBER 1965). Auch *Betula pubescens/pendula* und *Pinus sylvestris* können Pioniergehölze an Seeufern ausbilden. Trockengefallene Ufer an Brandenburger Seen mit langjährig stark schwankenden Wasserständen werden, wenn sandiges Substrat vorliegt, von *Pinus sylvestris* besiedelt (KIPHUTH 1995, THEUERKAUF 2000). Stagniert der Wasserstand vorübergehend, bilden sich Spülsäume aus. Auf diesen kann sich dann, bei wieder sinkendem Wasserstand, auch *Betula pubescens/pendula* etablieren. Denn Samen von *Betula pubescens/pendula* werden, da sie lange schwimmen können (POSCHLOD 1998), in den Spülsäumen abgelagert. Zudem ist das Nährstoffangebot durch die Zersetzung des organischen Materials der Spülsäume besser als auf reinem Sand. Unter diesen Bedingungen kann sich *Betula pubescens/pendula* also auch auf Standorten etablieren, die ansonsten von *Pinus sylvestris* dominiert werden.

Die plötzliche, vorübergehende Ausbreitung von *Betula pubescens/pendula* um LSE könnte ebenfalls auf eine solche Sukzession auf Uferflächen zurückzuführen sein. Das würde erklären, warum sich *Betula pubescens/pendula* nur sehr kleinräumig ausbreitete und warum sie plötzlich auch in Gebieten mit sandigem Substrat vorkam, wo sie bis dahin fehlte (vgl. Kap. 4.1.3). Deutliche Hinweise auf Wasserstandsschwankungen um LST bieten Pollen- und Großrestanalysen, in denen die LST im Torf liegt. In Zirmoisel (vgl. Kap. 4.1.3) liegt unter der LST ein Braunmoostorf. Funde von *Carex*-Nüssen weisen auf ein Moor mit einer Braunmoos-Seggen-Vegetation hin.

Um die LST nimmt vorübergehend der Anteil an Detritus deutlich zu und Großreste von *Chara* treten auf. Beides sind deutliche Zeichen für eine vorübergehende Gewässerphase. Ähnlich ist die Situation am Crednersee (LANGE *et al.* 1986). Hier liegt die LST in einem *Sphagnum*-Torf, der unmittelbar über der LST in eine Torfmudde übergeht. In mehreren Proben um LST tritt NUPHAR auf. Offensichtlich gab es in dem Moor eine vorübergehende Gewässerphase. Auch im Profil Rosenow (PETERSS *et al.* 2002) liegt die LST in Torf. Erste Offenwasserzeiger (u.a. Cladocera) treten bereits 2 Proben unter LST auf, kommen aber unmittelbar bei und über der LST gehäuft vor. PINUS geht um LST vorübergehend von 81,2 % auf 44,2 % zurück. *Pinus sylvestris* kam möglicherweise nur auf dem Moor, nicht aber in der Umgebung vor (Kap. 4.1.3). Der Rückgang könnte daher darauf zurückzuführen sein, dass *Pinus sylvestris* durch den steigenden Wasserstand geschädigt wurde (TIMMERMANN 1999). Noch vor Beginn der Jüngerer Dryas endet offenbar die Gewässerphase, denn Offenwasserzeiger kommen nicht mehr vor. Da die zeitliche Auflösung dieser drei Profile relativ gering ist, kann kein genauer zeitlicher Zusammenhang zwischen dem Vulkanausbruch und dem offensichtlichen Wasserstandsanstieg hergestellt werden.

5.3 Gemeinsame Diskussion zeitlich hoch- und niedrig aufgelöster Analysen

Die hochauflösenden Analysen (Kap. 5.1) geben keine Hinweise auf eine generelle Reaktionen der terrestrischen Vegetation auf den Vulkanausbruch. Nur in einigen Diagrammen deutet sich eine Ausbreitung von *Betula pubescens/pendula* zu Lasten von *Pinus sylvestris* an. Deutlich reagieren jedoch Pollentypen, die v.a. Taxa der Ufervegetation zugeordnet werden. Auch Sedimentanalysen zeigen, dass in Seen oder ihrem Umfeld deutliche Veränderungen stattfanden. In der Nähe vieler Seen kam es zu einer vorübergehenden Ausbreitung von *Betula pubescens/pendula*, die wahrscheinlich durch Wasserstandsschwankungen in diesen Seen verursacht wurde. An einigen Profilen kann ein Wasserstandsanstieg um LSE beobachtet werden. Die beobachteten Veränderungen um LSE beziehen sich damit auf die unmittelbare Nähe von Mooren und Seen. Wasserstandsschwankungen wären daher eine wahrscheinliche Erklärung, da sie besonders starke Auswirkungen auf die Umgebung von Seen bzw. auf Moore gehabt haben müssen. Die sehr kleinräumigen Veränderungen der Vegetation werden dadurch besser erklärt als durch eine Klimaveränderung, für die es zudem keine weiteren Hinweise gibt.

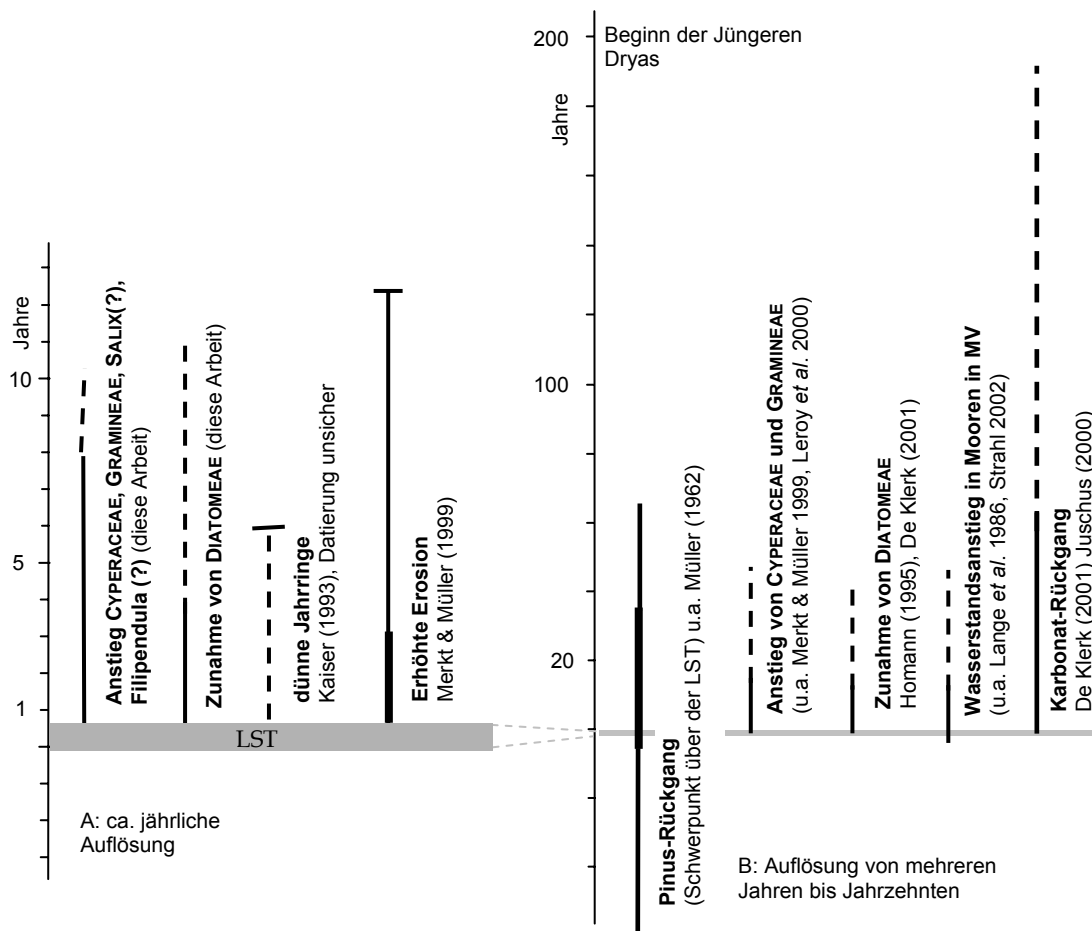


Abb. 30 Ereignisse um die LSE bei Analysen in verschiedener zeitlicher Auflösung. A) etwa ein Jahr, B) mehrere Jahre bis Jahrzehnte. verdickt: in dieser Zeit Zunahme des Effektes, gestrichelt: Datierung unsicher.

Wasserstandsschwankungen könnten durch ungewöhnliche Witterungsereignisse hervorgerufen worden sein, wie sie nach rezenten Vulkanausbrüchen häufig beobachtet werden (GRATTAN & CHARMAN 1994). SCHMINCKE *et al.* 1999 vermuten Starkregeneignisse nach der LSE. Sie könnten zu dem beobachteten Wasserstandsanstieg in Mooren und zu Hochwässern in Seen geführt haben. Nach dem Rückgang dieser Hochwasser entstandenen Pionierflächen, auf denen sich, wie beobachtet, eine Ufervegetation mit *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Salix* sowie *Betula pubescens/pendula* ausbreiten konnte. Seen und Moore des Jungmoränenge-

bietes haben wahrscheinlich besonders empfindlich auf ungewöhnliche Niederschläge reagiert. Da das Gewässernetz unterentwickelt ist, sind hier Binneneinzugsgebiete noch verbreitet. In den Endseen der Binneneinzugsgebiete führen bereits kurzfristig erhöhte Niederschläge zu einem starken Wasserstandsanstieg, sie „verstärken“ schwache Klimasignale (MAUERSBERGER & MAUERSBERGER 1997, THEUERKAUF 2000 und GEOPARK 2002).

Die Ausbreitung von *Betula pubescens/pendula* kann jedoch nicht eindeutig dem Vulkanausbruch zugeordnet werden (Kap. 6.2). In einigen Fällen fand sie deutlich vor oder nach der LSE statt (WOLTERS 2002, Kap. 6.2). Auch andere Ursachen könnten zu Wasserstandsänderungen um LSE geführt haben. Die leichte Erwärmung am Ende der Gerzenseeschwankung (FRIEDRICH *et al.* 2001) könnte die klimatische Wasserbilanz im Untersuchungsgebiet beeinflusst haben, indem höhere Temperaturen zu höherer Verdunstung und damit zu niedrigeren Wasserständen der Seen führte. Zudem schritt um LSE das Austauen von Toteis verstärkt voran (HOMANN *et al.* 1995, KAISER 2001). Das Austauen veränderte das Relief und damit ober- und unterirdische Wasserströmungen. Es beeinflusste damit wahrscheinlich auch die Wasserstände in Seen und Mooren.

6 Zusammenfassung

Die Laacher See-Tephra wird auf 12.880 Warvenjahre BP datiert. Um diesen Zeitmarker wurden an 9 Standorten in verschiedenen Landschaftseinheiten Mecklenburg-Vorpommerns hochauflösende Pollen- und Großrestanalysen durchgeführt. Zusammen mit 23 Pollendiagrammen aus der Literatur konnten regionale Vegetationsmuster in Mecklenburg-Vorpommern und Reaktionen auf den Vulkanausbruch rekonstruiert werden.

Im Süden und Osten Mecklenburg-Vorpommerns dominierte *Pinus sylvestris*, im Norden dagegen *Betula pubescens/pendula*. Es konnte gezeigt werden, dass die Verbreitung dieser Baumarten vom Substrat bestimmt wurde, auf Sand dominierte *Pinus sylvestris*, auf Geschiebelehm und -mergel dagegen *Betula pubescens/pendula*. Die Wälder Mecklenburg-Vorpommerns waren daher zur Zeit des Vulkanausbruchs in Birken- und Kiefernwälder getrennt. *Artemisia* war auf Geschiebelehm und -mergel häufiger als auf Sand, aber möglicherweise an Öffnungen der Wälder gebunden. *Gramineae*, *Cyperaceae* und *Salix* traten vor allem an Gewässern und auf Mooren auf. *Cyperaceae* und *Salix* waren allgemein im Norden häufiger, möglicherweise weil hier bei flacherem Relief ausgedehntere Moore und Feuchtgebiete vorkamen als im Süden.

Der Vulkanausbruch hatte offenbar kaum einen Einfluss auf die terrestrische Vegetation, wahrscheinlich kam es höchstens zu einer leichten Abkühlung, die die Vegetation nicht beeinflusste. Dagegen zeigen einige Taxa, die Moore und Ufer besiedeln, nach dem Vulkanausbruch eine deutliche Zunahme. Die Zunahme von *Cyperaceae*, *Gramineae* und *Salix* könnte durch eine Eutrophierung in Mooren durch Säureeintrag verursacht worden sein. Aber auch Wasserstandsschwankungen wären eine mögliche Erklärung. Sie hätten zur Entstehung von Pionierflächen geführt, auf denen sich neben *Cyperaceae*, *Gramineae* und *Salix* auch, wie beobachtet, *Betula pubescens/pendula* ausbreiten konnte. An Profilen mit der LST in Torf kann ein Wasserstandsanstieg, allerdings nicht jahrgenau, belegt werden. Sedimentanalysen zeigen Veränderungen der Sedimentation in Seen, auch dies könnte durch Wasserstandsänderungen hervorgerufen worden sein. Sie wurden möglicherweise durch ungewöhnlichen Niederschläge nach dem Vulkanausbruch verursacht. Da die untersuchten Seen im Jungmoränengebiet mit einem gering entwickelten Gewässernetz liegen, konnten ungewöhnliche Niederschläge hier zu deutlichen Wasserstandsschwankungen führen. Allerdings können nicht alle Veränderungen zeitlich genau dem Vulkanausbruch zugeordnet werden. Als weitere Ursachen für Wasserstandsschwankungen kommen der Toteisaustau oder eine leichte Erwärmung in Frage.

7 Literatur

- BARTHELMES, A. (2000): Paläoökologische Untersuchungen zur Entstehung von Erlen-Bruchwaldtorfen. Unveröff. Dipl.-Arb. Botan. Inst. Univ. Greifswald.
- BERGGREN, G. (1969): Atlas of seeds and small fruits of Northwest-European plant species with morphological descriptions 2 - Cyperaceae. Stockholm, Swedish Natural Science Research Council.
- BERTSCH, K. (1941): Früchte und Samen, ein Bestimmungsbuch zur Pflanzenkunde der vorgeschichtlichen Zeit. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart.
- BIRKS, H. J. B. & A. F. LOTTER (1994): The impact of the Laacher See Volcano (11000 yr B.P.) on the terrestrial vegetation and diatoms. *Journal of Palaeolimnology* 11: 313-322.
- BJÖRCK, S. (1981): A stratigraphic study of Late Weichselian deglaciation, shore displacement and vegetation history in southeastern Sweden. *Fossils and strata* 14. Universitetsforlaget Oslo.
- BONN, S. & P. POSCHLOD (1998): Ausbreitungsbiologie der Pflanzen Mitteleuropas - Grundlagen und kulturhistorische Aspekte. Quelle & Meyer Verlag. Wiesbaden.
- BOS, J. A. A. (2001): Lateglacial and Early Holocene vegetation development of the Northern Wetterau and the Amöneburger Basin (Hessen), Central-West Germany. *Review of Palaeobotany and Palynology* 115: 177-212.
- BRANDE, A. (1980): Pollenanalytische Untersuchungen im Spätglazial und frühen Postglazial Berlins. *Verh. Bot. Ver. Prov. Brandenburg* 115: 21-72.
- COOPE, G. R., G. LEMDAHL, J. J. LOWE & A. WALKLING (1998): Temperature gradients in Northern Europe during the Late glacial - Holocene transition (14-9 ¹⁴C kyr BP) interpreted from coleopteran assemblages. *Journal of Quaternary Sciences* 13: 419-433.
- COUWENBERG, J., P. de KLERK, E. ENDTMANN, H. JOOSTEN & D. MICHAELIS (2001): Hydrologisch-genetische Moortypen in der Zeit - eine Zusammenschau. In: Succow, M. & H. Joosten (Hrsg.): *Landschaftsökologische Moorkunde*. 2. Auflage. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.
- DAVIS, M. B. (1967): Pollen deposition in lakes as measured by sediment traps. *Geological Society of America Bulletin* 78: 849-858.
- DE KLERK, P. (1998): Late Glacial and Early Holocene vegetation history in northern Vorpommern: a preliminary review of available pollen diagrams. Projekt report, Greifswald University.
- DE KLERK, P. (2001): Vegetation history and palaeoenvironmental development of the Endinger 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). Diss. Geograph. Inst. Univ. Greifswald.
- DE KLERK, P., D. MICHAELIS & A. SPANGENBERG (2001): Auszüge aus der Weichselspätglazialen und Holozänen Vegetationsgeschichte des Naturschutzgebietes Eldena. *Greifswalder Geographische Arbeiten* 23: 187-208.
- EDMONDSON, W. T. (1984): Volcanic ash in lakes. *Northwest Envir. J.* 1: 139-150.
- ELLENBERG, H. (1986): *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen aus ökologischer Sicht*. 4. verbesserte Aufl. Ulmer Verl. Stuttgart.
- ELLENBERG, H., H. E. WEBER, R. DÜLL, V. WIRTH, W. WERNER & D. PAULIREN (1992): *Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa*. 2. verbesserte Aufl. *Scripta Geobotanica* 18. E. Goltze KG. Göttingen.
- EINARSSON, T. (1986): Tephrochronology. In: B. E. Berglund (Hrsg.): *Handbook of palaeoecology and palaeohydrology*. Wiley & Sons. Chichester. 329-342.
- FAEGRI, K. & J. IVERSEN (1989): *Textbook of Pollen Analysis*. 4th ed. John Wiley & sons.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Erster Band: *Allgemeine Waldgeschichte*. Fischer Verlag. Jena.
- FRAHM, J. P. & W. FREY (1992): *Moosflora*. 3. Auflage. Ulmer Verlag. Stuttgart.

- FRIEDRICH, M., B. KROMER, K. F. KAISER, M. SPURK, K. A. HUGHEN & S. J. JOHNSEN (2001): High-resolution climate signals in the Bölling-Alleröd Interstadial (Greenland Interstadial 1) as reflected in European tree-ring chronologies compared to marine varves and ice-core records. *Quaternary Sciences Reviews* 20: 1223-1232.
- FUKAREK, F. (1968): Pollenanalytische Untersuchungen in Mecklenburg. Projekt-Bericht. Univ. Greifswald.
- GELBRICH, G. (1998): Statistik für Anwender. Shaker Verlag. Aachen.
- GEOPARK (2002): http://www.lung.mv-regierung.de/umwelt/geologie/geopark/Geopunkte/Rinnen_und_Seen/body_rinnen_und_seen.html
- GRAF, H.-F. & C. TIMMRECK (2001): A general climate model simulation of the aerosol radiative effects of the Laacher See eruption (10,900 B.C.). *J. Geophys. Res.* 106: 14.747-14.757.
- GRATTAN, J. & D. J. CHARMAN (1994): Non-climatic factors and the environmental impact of volcanic volatiles: implications of the Laki fissure eruption of AD 1783. *The Holocene* 4: 101-106.
- HENDL, M. & LIEDTKE, H. (Hrsg.) (1997): Lehrbuch der allgemeinen physischen Geographie. J. Perthes Verlag Gotha.
- HOEK, W. Z. (1997): Palaeogeography of Lateglacial vegetations. Aspects of Lateglacial and Early Holocene vegetation, abiotic landscape, and climate in The Netherlands. *Nederlandse Geografische studies* 230: 1-147.
- HOMANN, M., A. KLEINMANN, J. MERKT, H. MÜLLER & C. SCHWARZ (1995). Rasche Klimaänderungen, Dauer von Klimaphasen, Klimainterpretation von langen Zeitreihen aus feingeschichteten Seeablagerungen. Unveröff. Abschlußbericht. Hannover, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.
- ISARIN, R. F. B. & S. J. P. BOHNCKE (1999): Mean July temperatures during the Younger Dryas in Northwestern and Central Europe as inferred from climate indicator plant species. *Quaternary Research* 51: 158-173.
- JACOBSON, G. L., jr. & R. H. W. BRADSHAW (1981): The selection of sites for paleovegetational studies. *Quaternary Research* 16: 80-96.
- JAHNS, S. (1999): 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.
- JANKOVSKA, V. & J. KOMAREK (2000): Indicative value of *Pediastrum* and other coccal green algae in palaeoecology. *Folia Geobotanica* 35: 59-82.
- JANSSEN, C. R. (1966): Recent pollen spectra from the deciduous and coniferous-deciduous forest of northeastern Minnesota: a study in pollen dispersal. *Ecology* 47: 804-825.
- JOOSTEN, H. (in Vorb.): Damocles: a dashing monolith cutter for fine sectioning of peats and sediments into large slices.
- JOOSTEN, H. & P. de KLERK (2002): What's in a name? Some thoughts on pollen classification, identification, and nomenclature in Quaternary palynology. *Review of Palaeobotany and Palynology* 122: 29-45.
- JOOSTEN, H. & P. de KLERK (in Vorb.): Recent pollen assemblages from a fen gradient in the Biebrza Upper Basin (Poland).
- JUSCHUS, O. (2000): Das Jungmoränenland südlich von Berlin – Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung zwischen Unterspreewald und Nuthe. Diss., Humboldt-Universität, Berlin.
- JUVIGNÉ, E., S. KAZARSKI & B. NOVACZYK (1995): The occurrence of Laacher See Tephra in Pomerania, NW Poland. *Boreas* 24: 225-231.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern. *Greifswalder Geogr. Arbeiten* 24.

- KAISER, K. F. (1993): Beiträge zur Klimageschichte vom späten Hochglazial bis ins frühe Holozän, rekonstruiert mit Jahrringen und Molluskenschalen. Zürich. Universität Zürich-Irchel.
- KALELA-BRUNDIN, M. (1996): The narrow ring of 1784 in tree-ring series of Scots pine (*Pinus sylvestris* L.). In: B. Frenzel. Holocene treeline oscillations, dendrochronology and paleoclimate. Fischer Verl. Stuttgart: 107-118.
- KATZ, N., S. KATZ & E. SKOBEEWA (1977): Atlas der Pflanzenreste im Torf. Nedra. Moskau.
- KELLY, D. L. & A. CONNOLLY (2000): A review of the plant communities associated with scots pine (*Pinus sylvestris* L.) in Europe, and an evaluation of putative indicator/specialist species. Invest. Agr.: Sist. Recur. For.: Fuera de Serie n.º 1-2000: 15-39.
- KIPHUTH, S. (1995): Vegetation und Standort an periodisch trockenfallenden Seeufern der Uckermark. Unveröff. Dipl.-Arb. Botan. Inst. Univ. Greifswald.
- KLEISSLE, K. & H. M. MÜLLER (1969): Neue Fundorte spätglazialer Bimsasche im Nordosten der DDR. Geologie 18: 600-607.
- 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 Ur- und Frühgeschichte Potsdam. Unveröff. Bericht. Potsdam.
- LAMB, H. H. (1988): Weather, climate and human affairs. Routledge. London.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. Fischer-Verlag. Jena.
- LANGE, E. (1986): Vegetationsentwicklung im NSG "Fenn in Wittenmoor" und in dessen Umgebung. Archiv Naturschutz und Landschaftsforschung 26: 243-252.
- LANGE, M. (1994): Das Kieshofer Moor - eine landschaftsökologische Analyse. Unveröff. Dipl.-Arb. Botan. Inst. Univ. Greifswald.
- LANGE, E., L. JESCHKE & H. D. KNAPP (1986): Ralswiek und Rügen. Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte der Ostseeinsel. Teil I: Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. Akademie-Verlag. Berlin.
- LATALOWA, M. (1989): Type region P-u: Baltic Shore, W part Wolin Island. Acta Palaeobotanica 29: 115-120.
- LEROY, S. A. G., B. ZOLITSCHKA, J. F. W. NEGENDANK & G. SERET (2000): Palynological analyses in the laminated sediment of Lake Holzmaar (Eifel, Germany): duration of Lateglacial and Preboreal biozones. Boreas 29: 52-71.
- LITT, T. & M. STEBICH (1999): Bio- and chronostratigraphy of the Lateglacial in the Eifel region, Germany. Quaternary International 61: 5-16.
- LOTTER, A. F. & H. J. B. BIRKS (1993): The impact of the Laacher See Tephra on terrestrial and aquatic ecosystems in the Black Forest, Southern Germany. Journal of Quaternary Science 8: 263-276.
- LOTTER, A. F., U. EICHER, U. SIEGENTHALER & H. J. B. BIRKS (1992): Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. Journal of Quaternary Science 7: 187-204.
- LOTTER, A. F., H. J. B. BIRKS, U. EICHER, W. HOFFMANN, J. SCHWANDER & L. WICK (2000): Younger Dryas and Alleröd summer temperature at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 159: 349-361.
- MAUERSBERGER, H. & R. MAUERSBERGER (1997): Die Seen des Biosphärenreservates "Schorfheide-Chorin" : eine ökologische Studie; Untersuchungen zur Struktur, Trophie, Hydrologie, Entwicklung, Nutzung, Vegetation und Libellenfauna. Diss. Univ. Greifswald.
- MERKT, J. (1991): Hochauflösende Zeitreihen aus jahreszeitlichen geschichteten Seesedimenten. Arch. NLFb. Archiv-Nr. 108658.
- MERKT, J. & H. 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.

- MICHAELIS, D. (2001): Ein Schlüssel zur Bestimmung von Braunmoosen in Torfen anhand einzelner Blättchen. *Telma* 31: 79-104.
- MOORE, P. D., J. A. WEBB & M. E. COLLINSON (1991): *Pollen analysis*. Sec. edition. Blackwell Scientific Publications. Oxford.
- MÜLLER, H. (1961): Pollenanalytische Untersuchungen im Bereich des Meßtischblattes Thurow/Südostmecklenburg. Unveröff. Diss. Univ. Halle.
- MÜLLER, H. M. (1962): Pollenanalytische Untersuchungen im Bereich des Meßtischblattes Thurow/Südostmecklenburg. Diss.-Thesen. Univ. Halle.
- PALS, J. P., B. VAN GEEL & A. DELFOS (1980): Palaeoecological studies in the Klokkeweel bog near Hoogkarspel (Prov. of Noord-Holland). *Review of Palaeobotany and Palynology* 30: 371-418.
- PETERS, K., U. RATZKE & J. STRAHL (2002): Geologie von zwei Söllen bei Rosenow, Landkreis Demmin. In: Kaiser, K. (Hrsg.) *Die jungquartäre Fluß- und Seegenese in Nordostdeutschland. Beiträge zur Tagung in Hohenzieritz (Meckl.) vom 26.-28. Februar 2002*. Greifswalder Geographische Arbeiten 26.
- PRAGLOWSKI, J. R. (1962): Notes on the pollen morphology of swedish trees and shrubs. *Grana Palynologica* 3: 45-65.
- PRENTICE, I. C. (1988): Records of vegetation in time and space: the principles of pollen analysis. In: B. Huntley & T. Webb III (Hrsg.). *Vegetation History*. Kluwer Academic Publ. Dordrecht: 17-42.
- PUNT, W. (Hrsg.) (1976): *The Northwest European Pollen Flora*. Bd. 1. Amsterdam.
- PUNT, W. & S. BLACKMORE (Hrsg.) (1991): *The Northwest European Pollen Flora*. Bd. 6. Amsterdam.
- PUNT, W., S. BLACKMORE & G. C. S. CLARKE (1988): *The Northwest European Pollen Flora*. Bd. 5. Amsterdam.
- PUNT, W. & G. C. S. CLARKE (Hrsg.) (1980): *The Northwest European Pollen Flora*. Bd. 2. Amsterdam.
- PUNT, W. & G. C. S. CLARKE (Hrsg.) (1981): *The Northwest European Pollen Flora*. Bd. 3. Amsterdam.
- PUNT, W. & G. C. S. CLARKE (Hrsg.) (1984): *The Northwest European Pollen Flora*. Bd. 4. Amsterdam.
- PUNT, W., P. P. HOEN & S. BLACKMORE (1995): *The Northwest European Pollen Flora*. Bd. 7. Amsterdam.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M. u. M. LATALOWA (1996): Poland. In: B. E. Berglund, H. J. B. Birks, M. Ralska-Jasiewiczowa, H. E. Wright (Hrsg.): *Paleoecological events during the last 15000 years*. John Wiley & Sons. Chichester: 403-472.
- ROWINSKY, V. (1999): Niedermoore im Plauer Stadtwald. *Naturschutzarbeit in Mecklenburg-Vorpommern* 42: 58-67.
- SCHMIDT, H. (1970): Versuche über die Pollenverbreitung in einem Kiefernbestand. Diss. Hann. Münden.
- 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.
- SCHUMACHER, W. & E. ENDTMANN (1998): Umweltreflexionen eines soligenen Kesselmoores auf Rügen, unveröff. Abschlußbericht. Inst. Geol. Wissensch. Univ. Greifswald.
- SCHWÖRBEL, J. (1993): *Einführung in die Limnologie*. 7. Aufl. Fischer Verlag. Stuttgart.
- STEBICH, M. (1999): Palynologische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Weichsel-Spätglazial und Frühholozän an jährlich geschichteten Sedimenten des Meerfelder Maares (Eifel). Diss. Bot. 320. Cramer. Berlin.

- SCHULZ, I. & J. STRAHL (2001): Die Kersdorfer Rinne als Beispiel subglazialer Rinnenbildung im Bereich der Frankfurter Eisrandlage - Ergebnisse geomorphologischer und pollenanalytischer Untersuchungen in Ostbrandenburg. *Zeitschrift geologische Wissenschaften* 29: 99-107.
- STRAKA, H. (1960): Spät- und Postglaziale Vegetationsgeschichte des Rheinlandes auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen. *Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft* 123: 307-318.
- SUCCOW, M. (1981): Landschaftsökologische Kennzeichnung und Typisierung der Moore der DDR. Diss. B. AdL der DDR.
- SUGITA, S. (1993): A model of pollen source area for an entire lake surface. *Quaternary Research* 39: 239-244.
- SUGITA, S. (1994): Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: theorie and method in patchy vegetation. *Journal of Ecology* 82: 881-897.
- TAUBER, H. (1965): Differential pollen dispersion and the interpretation of pollen diagrams. *Danmarks Geol. Unders.* 89: 1-69.
- THEUERKAUF, M. (2000): Die Vegetationsentwicklung auf trockengefallenen Seeufern; Untersuchungen an zwei uckermärkischen Seen mit episodisch stark schwankendem Wasserstand. Projektpraktikumsbericht. Botan. Inst. Univ. Greifswald.
- TIMMERMANN, T. (1999): Sphagnum-Moore in Nordostbrandenburg: Stratigraphisch-hydrodynamische Typisierung und Vegetationswandel seit 1923. Diss. Bot. 305. Cramer. Berlin.
- USINGER, H. (1978): Bölling-Interstadial und Laacher Bimstuff in einem neuen Spätglazial-Profil aus dem Vallensgard Mose/Bornholm. Mit pollengrößenstatistischer Trennung der Birken. In: *Danm. geol. Unders., Arbog 1977*. Kopenhagen.
- VAN DEN BOGAARD, P. & H.-U. SCHMINCKE (1985): Laacher See Tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in Central and Northern Europe. *Geol. Soc. Am. Bull* 96: 1554-1571.
- VAN DER WIEL, A. M. (1982): A palaeoecological study of a section from the foot of the Hazendonk (Zuid-Holland, The Netherlands), based on the analysis of pollen, spores and macroscopic plant remains. *Review of Palaeobotany and Palynology* 38: 35-90.
- VAN GEEL, B. (1978): A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and The Netherlands, based on analysis of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals. *Review of Palaeobotany and Palynology* 25: 1-120.
- VAN GEEL, B., (1986): Application of fungal and algal remains and other microfossils in palynological analyses. In: B.E. Berglund (Hrsg.): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Chichester: Wiley. 497-505.
- VAN GEEL, B., BOHNCKE, S. J. P. & DEE, H. (1980/81): A palaeoecological study of an upper Late Glacial and Holocene sequence from "De Borchert", The Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology* 31: 367-448.
- VAN GEEL, B., G. R. COOPE & T. VAN DER HAMMEN (1989): Paleocology and stratigraphy of the Lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). *Review of Palaeobotany and Palynology* 60: 25-129.
- VAN GEEL, B., D. P. HALLEWAS & J. P. PALS (1982/83): A late Holocene deposit under the Westfriese Zeedijk near Enkhuisen (Prov. of Noord-Holland, The Netherlands): palaeoecological and archaeological aspects. *Review of Palaeobotany and Palynology* 38: 269-335.
- VAN LEEUWAARDEN, W. (1982): Palynological and makropalaeobotanical studies in the Development of the vegetation mosaic in Eastern Noord-Brabant (The Netherlands) during Lateglacial and Early Holocene times. Diss. Univ. Utrecht. Druck: B. V. - 's Gravenpolder.

- VON GRAFENSTEIN, U., U. EICHER, H. ERLLENKEUSER, P. RUCH, J. SCHWANDER & B. AMMANN (2000): Isotop signature of the Younger Dryas and two minor oscillations at Gerzensee (Switzerland): palaeoclimatic and palaeolimnologic interpretation based on bulk and biogenic carbonate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159: 215-229.
- VOSS, P. (2001): Zur Widerspiegelung der holozänen Landschaftsgenese in Sedimenten Usedomer Seen – Großer Krebssee und Gothensee. Unveröff. Dipl.-Arbeit Geograph. Inst. Univ. Greifswald.
- WICK, L. (2000): Vegetational response to climatic changes recorded in Swiss Late Glacial lake sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159: 231-250.
- WOLTERS, S. (2002): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Landschaftsentwicklung in der Döberitzer Heide (Brandenburg). Diss. Bot. 366. Cramer. Berlin.
- ZERBE, S., A. BRANDE & F. GLADITZ (2000): Kiefer, Eiche und Buche in der Menzer Heide. *Verhandlungen des Botanischen Vereins von Berlin und Brandenburg (N-Brandenburg)* 133: 45-86.
- ZOBEL, D. B. & J. A. ANTOS (1997): A decade of recovery of understory vegetation buried by volcanic tephra from Mount St. Helens. *Ecological Monographs* 67: 317-344.

Kartenverzeichnis

Geologische Karte Mecklenburg-Vorpommern. Übersichtskarte Maßstab 1 : 500.000. Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie 2001.

Anschrift des Autors

Dipl. Biol. Martin Theuerkauf, Universität Greifswald, Botanisches Institut, Grimmer Straße 88, D-17487 Greifswald, e-mail: theufel@web.de

Anhang

Ergebnisse der Profile KIE, MTL, PLS, REH, REI, TNG, WIZ

In allen Pollendiagrammen haben die Typen DIATOMEAE (Abb. 33, Kap. 5.1.12) und HOLZKOHLE (Abb. 35, Kap.6.4) über der LST in benachbarten Proben sehr unterschiedliche Werte. Die Durchmischung des Substrates, etwa durch Resuspension und Bioturbation war offenbar gering, denn sie hätte zu ausgeglichenen Werten und flachen Kurvenverläufen geführt. Es kann deshalb davon ausgegangen werden, dass die Proben unterschiedliche Zeitschnitte mit hoher Genauigkeit repräsentieren.

In allen Proben wurden über der LST noch Tephrapartikel gefunden, in KIE reichen sie bis maximal 11mm über die LST. Diese Partikel wurden also erst längere Zeit nach dem Vulkanausbruch abgelagert. Sie könnten durch Aufarbeitung aus dem Flachwasser oder aber durch Erosion von den umgebenden Hängen eingetragen worden sein.

PINUS und BETULA

In den Diagramme WIZ, TNG und REI schwankt PINUS um LSE kaum (Abb. 29). In WIZ liegt PINUS um 55 %, in TNG um 60% und in REI um 15%. In WIZ und TNG weicht jeweils ein Wert etwas deutlicher, aber nicht signifikant, von den anderen Werten ab. Größere Schwankungen treten in PLS, MTL und KIE auf. In KIE steigt PINUS von 24,4 % unter der LST auf 43,5 % unmittelbar darüber. Bis zum Ende des Profils sinkt PINUS wieder auf 20 % - 32 %. In MTL sinkt PINUS bereits unterhalb der LST von 68,9 % auf 47,8 % und erreicht über der LST wieder relativ konstante Werte um 55 %. In PLS sinkt PINUS über das gesamte Profil mit einigen Schwankungen von über 60 % auf ca. 40 %.

Die Abnahme von PINUS scheint unter der LST steiler zu verlaufen als darüber, was aber durch die Stauchung dieses Diagrammabschnittes verursacht wird (vgl. Abb. 29). Das Diagramm REH unterscheidet sich von den anderen Diagrammen deutlich. Es ist durch starke Schwankungen von PINUS sowohl über als auch unter der LST gekennzeichnet: PINUS erreicht unter der LST zwischen 37,7 % und 66,6 % und über der LST zwischen 37,9 % und 58,8 %.

Eine generelle Reaktion von PINUS auf die LSE ist also nicht erkennbar (Abb. 29). Dies gilt auch für BETULA, denn beide verhalten sich komplementär. PINUS SUB-

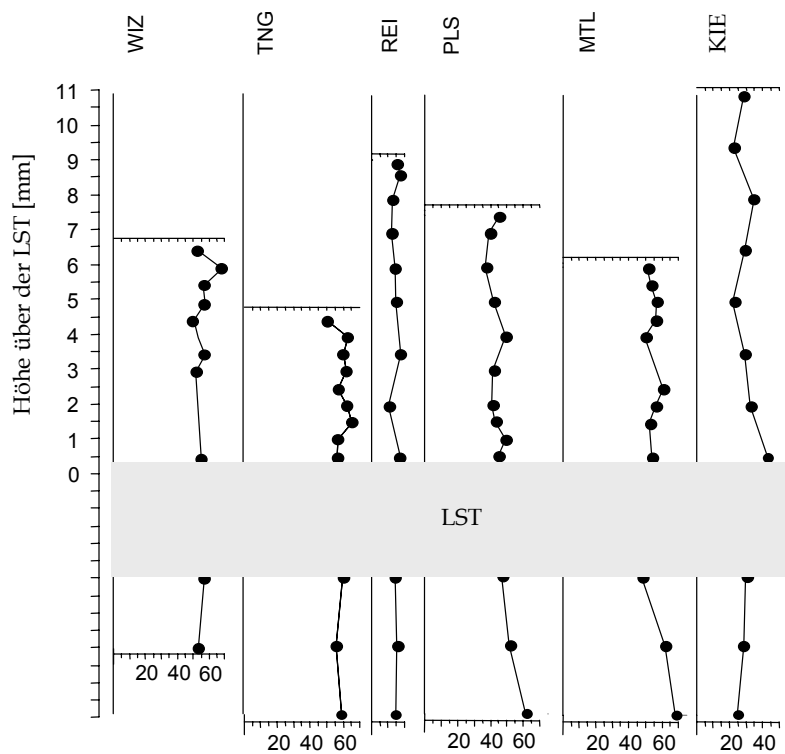


Abb. 29 Kurven von PINUS aus 6 Pollendiagrammen aus den Pollendiagrammen 14, 19, 8, 17, 16 und 11 (Tab. 1). Tiefen unter LST gestaucht.

GENUS HAPLOXYLON wurde in PLS, TNG und WIZ gefunden, jedoch jeweils nur in Einzelfunden. BETULA NANA TYPE wurde in KIE, REI und WIZ regelmäßig gefunden, sie zeigt in diesen Diagrammen erhöhte Werte über der LST.

ARTEMISIA

Die Pollensumme der 7 Profile ist mit 200-300 Pollenkörnern relativ gering. Schwankungen der Prozentwerte von selten auftretenden Pollentypen sind daher nicht signifikant (vgl. Kap. 2.5.5). Um eine höhere Pollensumme (>500) und damit besser abgesicherte Werte zu erreichen, wurden jeweils mehrere Proben zusammengefasst (vgl. Kap. 2.5.5).

In den Diagrammen WIZ, TNG, MTL und KIE ist ARTEMISIA unmittelbar über der LST etwas geringer als direkt unter der LST (Abb. 30). In REI und noch deutlicher in PLS und REH ist ARTEMISIA unmittelbar über der LST höher als direkt darunter (Abb. 30). In PLS erreicht ARTEMISIA in 4 Proben über der LST über 1,5 %, unter der LST aber maximal 1,1 %. Die Unterschiede sind jedoch nicht signifikant.

Die zusammengefassten Proben zeigen, dass ARTEMISIA in WIZ, TNG, REI, MTL und KIE über der LST geringer war als unter der LST, in PLS und REH dagegen höher. Auch diese Unterschiede sind nicht signifikant und müssen daher mit Vorsicht interpretiert werden. KIE ist eine große Hohlform mit überwiegend regionalem Pollenniederschlag, *Artemisia* ging möglicherweise im weiteren Umfeld um diese Hohlform leicht zurück. Die Hohlformen PLS und REH, an denen ARTEMISIA über der LST erhöht ist, sind sehr klein und weisen daher darauf hin, dass *Artemisia* in der unmittelbaren Nähe dieser beiden Hohlformen möglicherweise zunahm. Ein leichter Rückgang zeigt sich auch bei der Zusammenfassung einzelner bzw. aller Proben sämtlicher Standorte über und unter der LST. Auch dieser Rückgang ist nicht signifikant.

CHENOPODIACEAE

Die Prozentwerte von CHENOPODIACEAE sind überall sehr gering, Änderungen daher nicht signifikant (vgl. Kap. 2.5.5). In TNG und PLS tritt CHENOPODIACEAE unter der LST gar nicht auf. Ab der 2. bzw. 3. Probe über der LST werden dagegen 0,4 % bis 0,9 % erreicht (Abb. 30). In KIE ist CHENOPODIACEAE in den Proben über der LST etwas höher als unter der LST (Abb. 30). In MTL ist

CHENOPODIACEAE dagegen unter der LST höher als über der LST (Abb. 30). Alle diese Unterschiede sind nicht signifikant. In WIZ und REI wurde CHENOPODIACEAE nur vereinzelt gefunden. Im Profil REH treten CHENOPODIACEAE nur in einer Probe unter der LST auf. Das Profil PLS fällt gegenüber den anderen Standorten dadurch auf, dass hier die beiden „Offenlandzeiger“ ARTEMISIA und CHENOPODIACEAE unmittelbar über der LST erhöht sind.

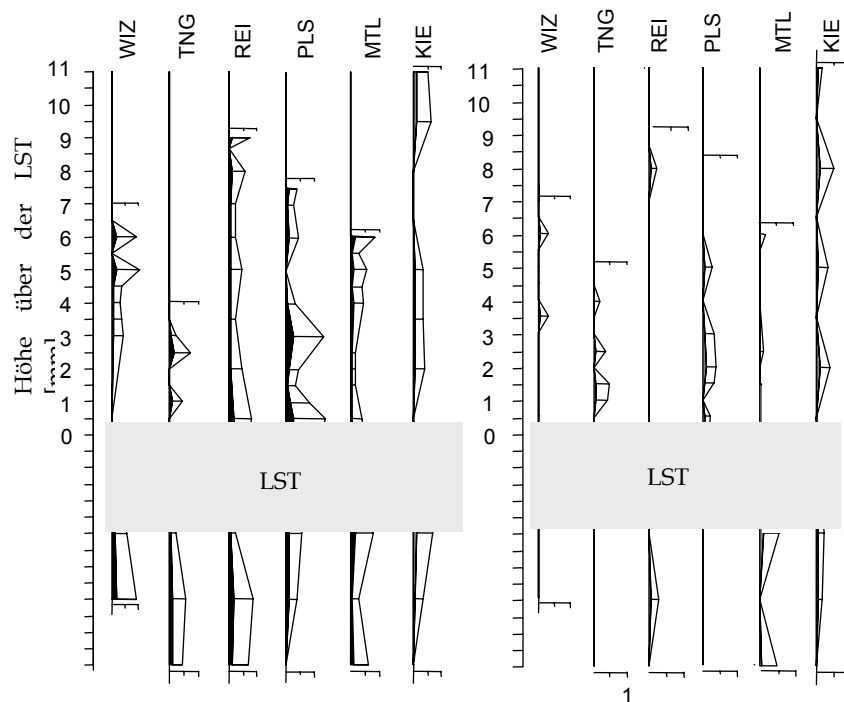


Abb. 30 Kurven von ARTEMISIA (links) und CHENOPODIACEAE (rechts) aus den Pollendiagrammen 14, 19, 8, 17, 16 und 11 (Tab. 1). Tiefen unter LST gestaucht.

CYPERACEAE

In WIZ und TNG ist CYPERACEAE in der Probe direkt über der LST signifikant höher als in der Probe unter der LST (Abb. 31). In den anderen Profilen steigt CYPERACEAE über der LST allmählich auf Werte, die signifikant höher sind als unter der LST. Am größten sind die Unterschiede zwischen den Maxima von CYPERACEAE vor und nach der LST in MTL (von 3,6 % auf 7,0 %), PLS (von 1,1 % auf 4,0 %) und TNG (von 4,0 % auf 16,1 %) (Abb. 31). Geringer sind die Unterschiede in WIZ (5,4 % auf 10,8 %), REI (von 2,5 % auf 3,9 %), KIE (von 5,1 % auf 8,1 %) und REH (2,1 % auf 3,3 %) (Abb. 31).

Die zusammengefassten Proben zeigen, dass die Werte der CYPERACEAE in allen Diagrammen, außer in WIZ, über der LST signifikant höher sind als darunter. Dieser Unterschied tritt sowohl in der großen Hohlform KIE als auch in den kleinen Hohlformen REI und MTL und damit sowohl im regionalen als auch im (extra)lokalen Pollenniederschlag auf. In REI, MTL und KIE liegt das Maximum von CYPERACEAE 4-5 mm über der LST. Bei einer angenommenen Akkumulationsrate von $0,5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ (COUWENBERG *et al.* 2001) würde es 8-10 Jahre nach der LSE liegen.

GRAMINEAE

In den einzelnen Diagrammen verhält sich GRAMINEAE um die LST sehr unterschiedlich (Abb. 31). In WIZ und PLS ist GRAMINEAE in der Probe über der LST niedriger als unter der LST, der Unterschied ist aber nicht signifikant (Abb. 31). In TNG und REI ist GRAMINEAE unmittelbar über der LST etwas höher als darunter, wiederum ist dieser Unterschied nicht signifikant (Abb. 31). In REH ist GRAMINEAE unmittelbar über der LST signifikant höher als unter der LST. Die zusammengefassten Proben zeigen, dass GRAMINEAE in TNG und KIE über der LST niedriger ist als unter der LST. Der Unterschied ist nicht signifikant. In WIZ, REI, MTL und REH sind die Werte von GRAMINEAE dagegen über der Tephra höher als darunter. In den beiden kleinen Hohlformen REH und MTL ist dieser Unterschied signifikant.

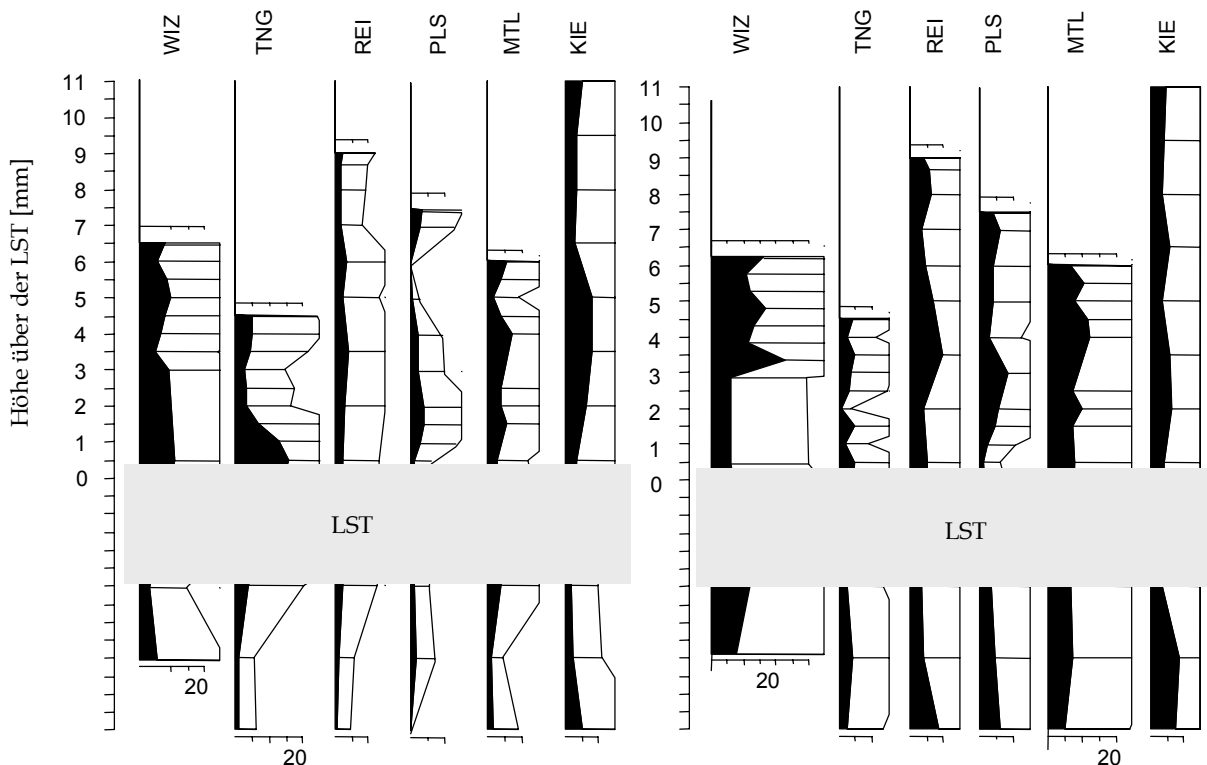


Abb. 31 Kurven von CYPERACEAE und GRAMINEAE aus den Pollendiagrammen 14, 19, 8, 17, 16 und 11 (Tab. 1). Tiefen unter der LST gestrichelt.

Sie weisen darauf hin, dass möglicherweise *Gramineae* in der ufernahen Vegetation zunehmen. In der großen Hohlform KIE mit regionalem Pollenniederschlag geht GRAMINEAE dagegen leicht zurück, scheinbar nehmen die *Gramineae* in einem größeren Maßstab ab.

FILIPENDULA

Die Kurvenverläufe von FILIPENDULA sind in allen Profilen auffällig unruhig (Abb. 32). In KIE, MTL, TNG und WIZ sind Einzelwerte von FILIPENDULA über der LST deutlich erhöht. So erreicht FILIPENDULA im Profil WIZ in der 3. Probe über LST 3,0 %, sonst werden maximal 0,9 % erreicht (Abb. 32). Diese einzelnen höheren Werte sind aber nicht signifikant. Da sie auch nicht ein und dem selben Zeithorizont zugeordnet werden können, sind sie kein sicherer Hinweis auf einen tatsächlichen kurzfristigen Anstieg von FILIPENDULA.

Die zusammengefassten Proben des Profils REI zeigen, dass FILIPENDULA hier knapp über der LST zunächst deutlich höher ist als darunter, dann aber wieder zurückgeht. In KIE sinkt FILIPENDULA in der 3. Probe über der LST deutlich und verbleibt dann auf diesem niedrigen Niveau. Diese Änderungen sind wiederum statistisch nicht signifikant. Die Zusammenfassung von Proben aller Standorte zeigt, dass FILIPENDULA über der LST zunächst höher ist als vor LST. Ab der 4. Probe ist FILIPENDULA dann aber geringer als vor der LST. Trotz der hier großen Pollensumme sind diese Unterschiede nicht signifikant. Bei der Zusammenfassung aller Proben über und unter der LST ist FILIPENDULA über der LST geringfügig, aber nicht signifikant höher als unter der LST (Abb. 32).

SALIX

Unmittelbar um die LST bleibt SALIX in den meisten untersuchten Diagrammen nahezu konstant. Nur in TNG ist SALIX in der Probe über der LST deutlich höher als darunter (Abb. 32). Dieser erhöhte Wert ist aber nicht signifikant. Im weiteren Verlauf des Profils geht SALIX hier wieder zurück. In WIZ, REI, PLS und MTL setzt über der LST ein stetiger Anstieg von SALIX ein (Abb. 32). In REI steigt SALIX beispielsweise kontinuierlich von 2,9 % unter der LST auf

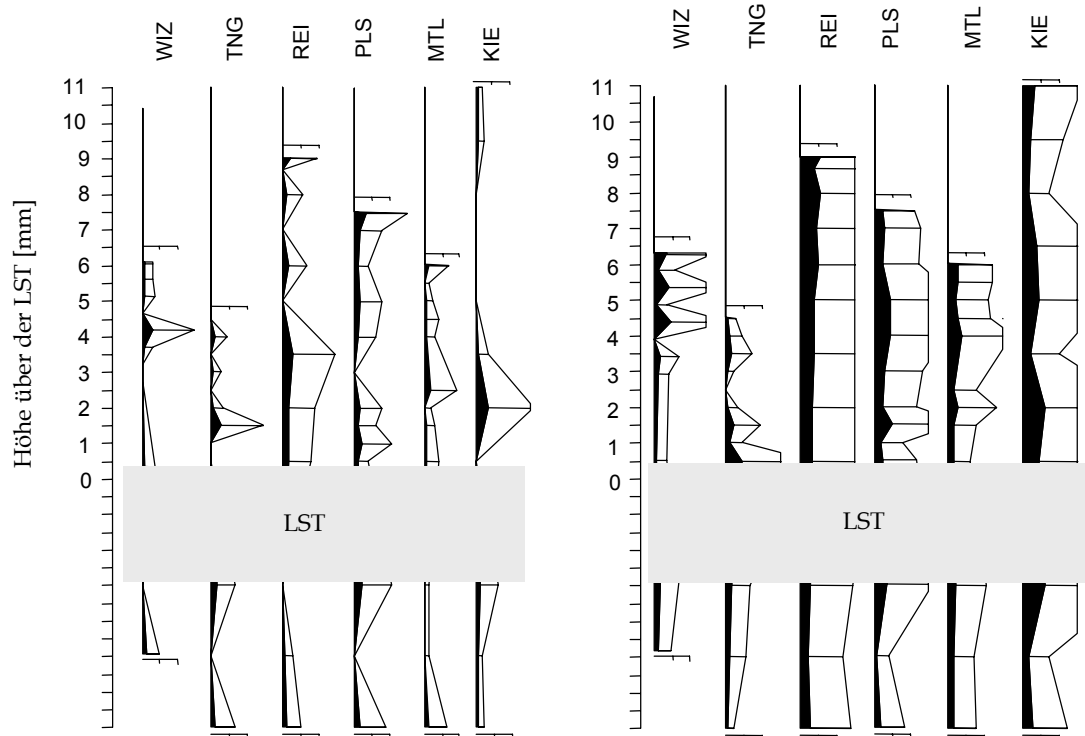


Abb. 32 Kurven von FILIPENDULA und SALIX aus den Pollendiagrammen 14, 19, 8, 17, 16 und 11 (Tab. 1). Tiefen unter LST gestaucht (für Originaltiefen vgl. Anhang IV).

5,3 % über der LST an (Abb. 32). Aufgrund der geringen Größe dieser vier Hohlformen ist davon auszugehen, dass *Salix* in der ufernahen Vegetation an Bedeutung gewann. In der großen Hohlform KIE dagegen tritt, ähnlich wie in TNG, nur ein erhöhter Wert von SALIX kurz über der LST auf (Abb. 32). Im weiteren Verlauf des Profils ist SALIX dann aber geringer als unter der LST (Abb. 32).

Die über alle Standorte zusammengefassten Proben zeigen, dass SALIX über der LST kontinuierlich, aber nicht signifikant zunimmt. Die Zusammenfassung aller Proben über und unter der LST bestätigt diese Beobachtung.

JUNIPERUS

In den Profilen KIE, PLS, TNG und WIZ tritt JUNIPERUS nur vereinzelt auf, eine Veränderung über der LST erfolgt nicht. In MTL steigt JUNIPERUS deutlich von maximal 0,3 % unter der LST auf durchgehend 0,3 % bis 0,9 % über der LST an. In REI steigt JUNIPERUS leicht von 0,0 % unter der LST auf 0,5 % über der LST.

HIPPOPHAË RHAMNOIDES

HIPPOPHAË RHAMNOIDES tritt in KIE und WIZ jeweils zweimal als Einzelfund über der LST auf.

SPHAGNUM

In den meisten der untersuchten Diagramme sind die Veränderung der Prozentwerte von SPHAGNUM im Verlauf der Profile gering. Lediglich in WIZ steigt SPHAGNUM im oberen Teil des Profils deutlich von 0,0 % auf 3,6 % an.

BOTRYOCOCCUS

BOTRYOCOCCUS verhält sich in den 6 Profilen sehr unterschiedlich (Abb. 33). In WIZ tritt BOTRYOCOCCUS erst in der 3. Probe über der LST auf und steigt dann deutlich an. In TNG wurde BOTRYOCOCCUS nur in relativ geringer Zahl gefunden (Abb. 33). In REI steigt BOTRYOCOCCUS unter der LST deutlich an, ist über der LST noch etwas höher und fällt dann wieder ab (Abb. 33). Zum Ende des Profils steigt BOTRYOCOCCUS erneut an. In PLS steigt BOTRYOCOCCUS über der LST signifikant von 23,3 % auf 40,0 % an (Abb. 33). In MTL und KIE ist BOTRYOCOCCUS unmittelbar über der LST niedriger als unter der LST. In MTL steigt BOTRYOCOCCUS anschließend erneut an. In KIE verbleibt BOTRYOCOCCUS bei geringen Werten. Unter der LST liegen die Werte über 12,6 %, darüber meist unter 10 %.

DIATOMEAE

In WIZ ist DIATOMEAE unmittelbar über der LST deutlich und in REI geringfügig höher als unter der LST (Abb. 33). In TNG, MTL und KIE tritt DIATOMEAE erst über der LST auf. In KIE steigt DIATOMEAE bis zum Ende des Profils deutlich an, in TNG und MTL dagegen geht DIATOMEAE bis zum Ende der Profile wieder zurück. In PLS ist DIATOMEAE unmittelbar über der LST so hoch wie unter der LST, steigt dann aber bis zur 4. Probe über der LST deutlich an und sinkt bis zum Ende des Profils wieder. Damit erreicht DIATOMEAE in allen Diagrammen über der LST höhere Werte als unter der LST.

DIATOMEAE (TEILE)

In MTL, PLS und TNG verläuft die Kurve der DIATOMEAE (TEILE) ähnlich wie die Kurve der DIATOMEAE. In KIE tritt DIATOMEAE (TEILE) wie auch DIATOMEAE erst über der LST auf, allerdings steigt die Kurve der DIATOMEAE (TEILE) steiler an. In REI setzt die Kurve der DIATOMEAE (TEILE) früher ein und erreicht höhere Werte als DIATOMEAE.

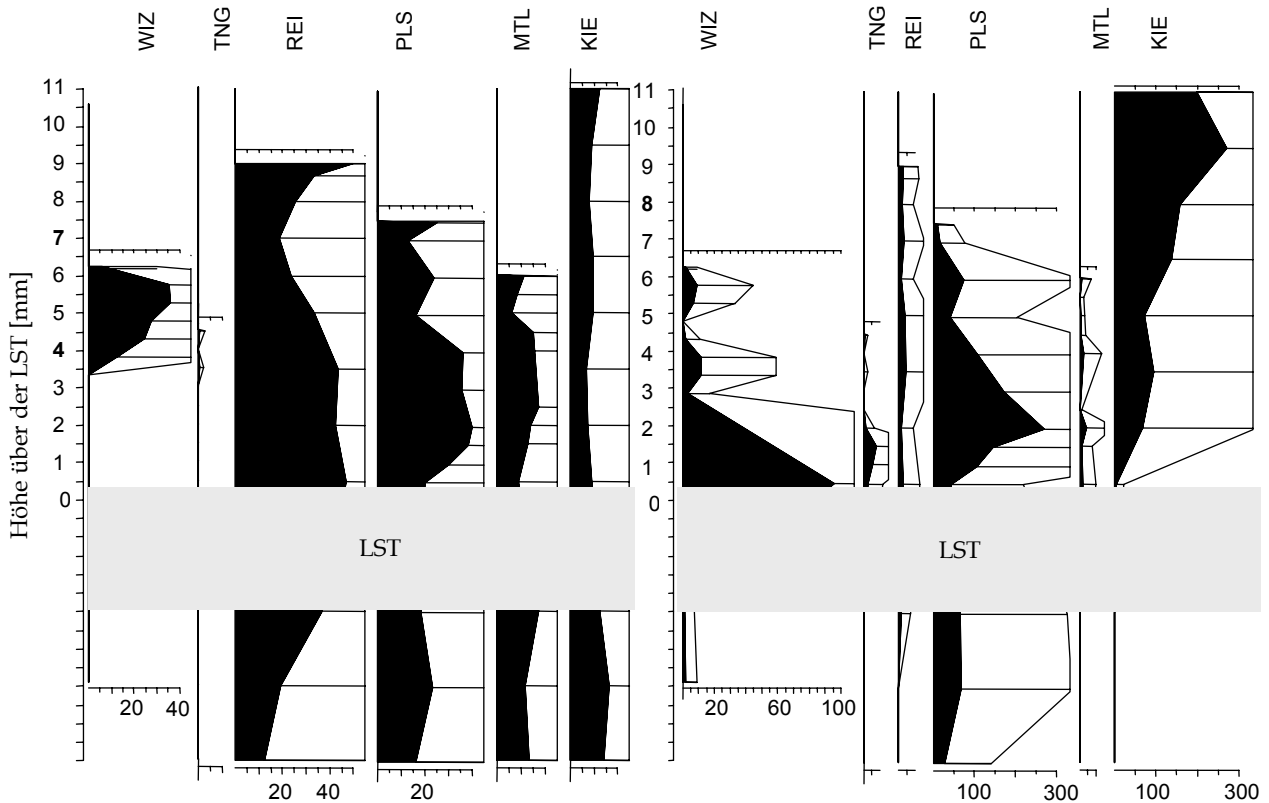


Abb. 33 Kurven von BOTRYOCOCCUS und DIATOMEAE aus den Pollendiagrammen 14, 19, 8, 17, 16 und 11 (Tab. 1). Tiefen unter LST gestaucht.

PYRIT

PYRIT wurde in WIZ, PLS, MTL und KIE häufig gefunden. In PLS steigt PYRIT von 30 % unter auf 80 % über der LST an. In KIE geht PYRIT über der LST zurück. In WIZ sind die Werte von PYRIT unmittelbar über und unter der LST erhöht. In MTL hat dagegen PYRIT über und unter der LST die geringsten Werte. In TNG wurde PYRIT nicht gezählt, da es hier praktisch die Grundsubstanz der Mudde bildet.

HOLZKOHLE

In allen Diagrammen ist HOLZKOHLE unmittelbar über der LST kurzfristig viel höher als darunter (Abb. 35, Kap. 6.4). In KIE, MTL und REI liegt das Maximum bereits bei der ersten Probe über der LST (Abb. 35, Kap. 6.4). In PLS, TNG und WIZ erreicht HOLZKOHLE das Maximum bei der dritten bzw. fünften Probe über der LST (Abb. 35, Kap. 6.4). Nach diesem Maximum gehen die Werte in allen Diagrammen wieder zurück. Zum Teil sinken sie auf Werte wie vor der LST.

Zusammenhänge zwischen Humusformen- und Bodengenese auf Sandern und Grundmoränen in Vorpommern

Connections between the development of humus-forms and soil types on outwash plains and ground moraines in Vorpommern

SABINE HELMS

Zusammenfassung

Zusammenhänge zwischen der Ausbildung von Humusformen und Bodentypen wurden bisher kaum untersucht. In der boden- und vegetationskundlichen sowie forstwissenschaftlichen Literatur wird ausschließlich auf die offenbare Beziehung zwischen der Vegetation eines Standortes und der Humusformenbildung hingewiesen. Exemplarisch wurde daher in einem Waldgebiet östlich Greifswalds eine Humusformen- und Bodentypenkartierung vorgenommen, die durch Laboranalysen von pH-Wert, C/N-Verhältnis und Glühverlust ergänzt wird. Aus den Ergebnissen dieser Arbeit geht hervor, dass eine Beziehung zwischen der Bodenbildung und der Ausbildung bestimmter Humusformen besteht. Eine wesentliche Beobachtung dabei ist das Vorhandensein von Unterschieden im Hinblick auf die Boden- und Humusformenbildung auf verschiedenen Ausgangssubstraten. Interessanterweise lassen die gewonnenen Daten keinen wirklichen Einfluss der Baumvegetation auf die Ausbildung bestimmter Humusformen erkennen.

Summary

Connections between the development of humus-forms and soil types were analysed only scarcely up to now. Therefore, a mapping campaign of humus-forms and soil types in a woodland area to the east of the town of Greifswald was carried out as an example. The mapping was accompanied by laboratory analyses of pH-value, C/N-ratio and loss on ignition. Results illustrate that connections between soil formation and the formation of humus-forms exist. An essential observation are the differences on various parent materials with regard to the soil formation and the formation of humus-forms. Interestingly, the vegetation does not have any influence on the development of humus-forms.

1 Einleitung

In Wäldern entstehen durch Streufall und abgestorbenes Material organische Auflagen. Die Eigenschaften dieser Auflagen sind von unterschiedlichen Faktoren der Bodenbildung abhängig und werden durch Humusformen beschrieben. Humusformen sind ein entscheidender Parameter für die Beurteilung eines Standortes. Sie liefern Hinweise auf Richtung und Intensität biologischer Prozesse und Umsatzbedingungen, bestimmen Dynamik und Intensität von Freisetzungsprozessen von Nährstoffen, das Verhalten von Schadstoffen in Böden, den Wasserhaushalt und gehören daher zu den Schlüsselfaktoren des ökosystemaren Stoffhaushaltes. Humusformen sind labile Geokomponenten und viel stärker als Bodentypen zu beeinflussen. Sie sind innerhalb weniger Jahrzehnte veränderbar und zeigen damit Trends weiterer Landschaftsentwicklungen an.

In der Literatur wird häufig auf eine gewisse Beziehung zwischen der Vegetation eines Standortes und der Bildung bestimmter Humusformen hingewiesen. In dieser Untersuchung soll basierend auf Daten einer eigenen Kartierung geklärt werden, ob und wenn ja, wie stark

ein Zusammenhang zwischen Humusformen- und Bodentypenbildung unter Wald vorhanden und ausgeprägt ist. Dies erscheint vor allem aufgrund der Tatsache wichtig, dass die Beziehungen zwischen Humusformenbildung und Bodengenese bisher nur für einige untersuchte Bodenprovinzen des nordwestdeutschen Mittelgebirgsraumes hergestellt wurden (AG BODEN, 1994, S. 229). Um diese Beziehungen auf andere Regionen anzuwenden, müsste für jeden Naturraum ein regionaler Bezug zwischen Humusformen und Bodenbildungen hergeleitet werden. Diese Arbeit soll einen Teil dazu beitragen, solche Zusammenhänge für die vorpommerschen Grundmoränen- und Sandergebiete zu erkennen.

Es wurde ein Untersuchungsgebiet, exemplarisch für vorpommersche Grundmoränen- und Sandergebiete, ausgewählt: das Forstrevier Jägerhof. Ausgehend vom Geographischen Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald finden hier seit ca. 15 Jahren bodenkundliche Geländepraktika und Exkursionen statt. Es wurden Untersuchungen für Projekt- und Diplomarbeiten durchgeführt sowie ein Bodenlehrpfad angelegt.

Dieser Artikel ist im Wesentlichen ein Auszug aus der Diplomarbeit der Autorin (HELMS, 2001).

2 Kurzcharakteristik des Untersuchungsgebietes

2.1 Allgemeine Lage und naturräumliche Ausstattung

Das Untersuchungsgebiet im Forstrevier Jägerhof befindet sich auf der Strecke Greifswald - Wolgast, zwischen den kleinen Ortschaften Kühlenhagen (nördlich) und Lühhannsdorf (südlich; Abb. 1). Im Folgenden soll ein kurzer Überblick zur Beschaffenheit der Landschaftsverhältnisse gegeben werden.

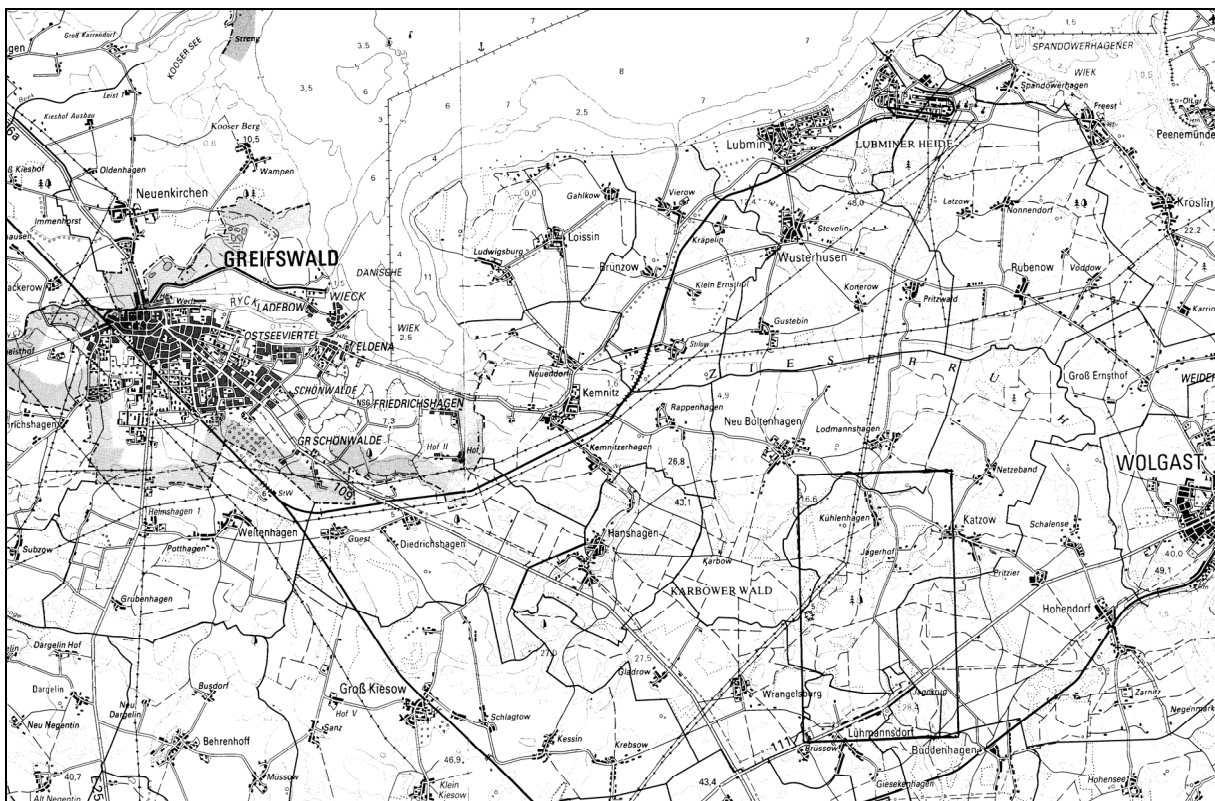


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes in Vorpommern
(Ausschnitt LANDESVERMESSUNGSAMT M-V, 1994)

M 1 : 200.000

Klima

Der Bereich des Forstreviers gehört zu den maritim geprägten Küstenklimaten Mecklenburg-Vorpommerns. Die Nähe zur Ostsee wird wie in der gesamten vorpommerschen Küstenregion vor allem an milden Wintern und kühlen Sommern deutlich. Die mittlere Temperatur beträgt im Januar $-0,7\text{ °C}$ und im Juli $16,7\text{ °C}$; die durchschnittliche Jahrestemperatur liegt bei $7,9\text{ °C}$ (ALBRECHT et al. 1995; alle Werte von der Station Greifswald). Ein schwacher kontinentaler Einfluss macht sich unter anderem durch die relativ geringe Niederschlagsmenge von 552 mm/a (ALBRECHT et al. 1995; Station Greifswald) und einer größeren Amplitude der Tag- und Nachttemperaturen sowie der Sommer- und Wintertemperaturen bemerkbar.

Relief

Das Relief ist im Allgemeinen eben bis flachwellig. Von Süden nach Norden steigt das Gebiet leicht an. Die tiefsten Bereiche sind die Einschnitte des Prägelbaches ($< 20\text{ m}$ über NN) und kleine Areale nordwestlich von Kühnshagen (ebenfalls $< 20\text{ m}$ über NN). Die größten Erhebungen sind im Gebiet verteilt und betragen 36 m über NN. Wesentliche Hangneigungen, die durch Exposition und erosiven Abtrag die Boden- und Humusformenbildung beeinflussen könnten, sind kaum vorhanden. Etwa $4/5$ des Gebietes sind nicht geneigt (max. $0,5^\circ$); die restlichen Flächen sind sehr schwach bis schwach geneigt (nach AG BODEN, 1994, S. 58).

Geologie

Das Forstrevier Jägerhof gehört zum vorpommerschen Jungmoränengebiet. Der Norden des Untersuchungsgebietes liegt im Bereich der Grundmoräne des Mecklenburger Vorstoßes; südlich schließen sich fein- bis mittelkörnigen Sandersande an, die ebenfalls zum Mecklenburger Vorstoß gehören. Die wichtigsten Ausgangssubstrate sind Geschiebedecksande über Geschiebelehm und -mergel sowie glazifluviale und glazilimnische Sande. In geringem Umfang treten auch Schluffe in Senkenlagen und Torfe auf.

Böden

Aus der Kartierung der Forstlichen Standortserkundung und der Bodenformenkarte von BILLWITZ (1989; siehe HELMS 2000) gehen die für das Untersuchungsgebiet zu erwartenden Bodentypen hervor: im südlichen Sanderbereich sind vor allem Gley-Podsole sowie Braunerde-Podsole vorhanden; auf den Flächen der nördlichen Grundmoräne dominieren dagegen Lessivés, die teilweise von Stauwasser beeinflusst sind; in geringem Maße treten auch Braunerden, Gley-Braunerden und Braunerde-Podsole auf. Vermoorte Areale (Niedermoore) flankieren den Prägelbach und sind kleinräumig im Gebiet verteilt.

Vegetation

Der Untersuchungsbereich ist größtenteils von Wald bedeckt. Die südlichen Sandgebiete werden vorzugsweise von Kiefern (*Pinus sylvestris*) und Fichten (*Picea abies*), vereinzelt auch von Buchen (*Fagus sylvatica*) und Eichen (*Quercus robur*) bestanden. Auf den lehmigen Grundmoränengebieten dominieren Buchen-Eichen-Mischbestände, teilweise untersetzt mit Fichten und Lärchen (*Larix decidua*). Einige genutzte und ungenutzte Wiesen- und Weideflächen sind über das Gebiet verteilt; einige größere Flächen im Norden stehen unter landwirtschaftlicher Nutzung (z.B. Raps, Getreide).

2.2 Auswahlkriterien der Gebiete

Im Forstrevier Jägerhof wurden vier Areale für eine Kartierung ausgewählt. Um den Zusammenhang zwischen dem Vorkommen von Bodentypen und Humusformen zu beurteilen, müssen die Parameter, die einen bedeutsamen Einfluss auf die Bildung eines bestimmten Bodentyps und einer bestimmten Humusform haben können, berücksichtigt werden. Dazu gehört einerseits das Ausgangssubstrat, welches bekanntermaßen einen entscheidenden Ein-

fluss auf die Bodenbildung hat. Es wurden daher jeweils zwei Gebiete auf Sandstandorten (Ablagerung von Sandersanden) und auf Grundmoränenstandorten ausgewählt.

Der zweite Parameter, den es zu beachten gilt, ist die Vegetation; speziell der Baumbestand. Ihm wird bisher ein starker Einfluss auf die Bildung von Humusformen zugeschrieben. So kann beispielsweise bereits ein künstlicher Bestockungswandel den Humuszustand stark verändern (KOPP, 1961, S. 15). Es sollten daher jeweils ein Grundmoränen- und ein Sandergebiet in einem Laubbaumbestand und in einem Nadelbaumbestand liegen. Ideal wäre die Aufteilung auf Buchen-Eichen-Bestände und Kiefern-Fichten-Bestände. Diese beiden Kombinationen sind im Forstrevier häufig vertreten und zudem als ältere Bestände vorhanden. Um die weitgehende (anthropogene) Ungestörtheit der Humusformen zu gewährleisten, mussten Bestände von mindestens 50 Jahren gefunden werden. Bei einem jüngeren Bestand könnten Schäden am Oberboden, die im Zuge der Aufforstung entstanden sind, sich noch bemerkbar machen. Im Jägerhof gibt es jedoch keinen Kiefern-Fichten-Forst oder einen vergleichbaren reinen Nadelholz-Forst auf einem Grundmoränenstandort, so dass als Ersatzgebiet ein Buchen-Fichten-Bestand gewählt wurde.

Andere Partialkomplexe, wie zum Beispiel das Relief, spielen für die Thematik keine entscheidende Rolle, da es in den Kartiergebieten recht einheitlich ist: alle vier Kartiergebiete weisen eine Höhenlage zwischen 22 m und 29 m über NN auf und mehr als seichte, kurze Hänge mit schwacher Neigung kommen nirgendwo vor.

Geringe klimatische Unterschiede wird es hier maximal im Bereich des Mikroklimas geben, das im Wald ohnehin stark von der Vegetation beeinflusst ist und daher indirekt bereits berücksichtigt wird. Es sind innerhalb der vier Kartiergebiete keine so extremen Temperaturschwankungen oder Unterschiede in der Luftfeuchte zu erwarten, dass sie einen bedeutsamen Einfluss auf die Bildung bestimmter Bodentypen und Humusformen haben könnten.

Die Kartierung erfolgte schließlich in folgenden vier Gebieten: Kiefern-Fichten-Forst auf einem Sandersand (Gebiet I), Eichen-Buchen-Wald auf Sandersand (Gebiet II), Buchen-Eichen-Wald auf einem Grundmoränenstandort (Gebiet III) und Buchen-Fichten-Wald auf einem Grundmoränenstandort (Gebiet IV).

Kartiergebiet I: In diesem Gebiet kommt ausschließlich sandiges Substrat vor. Die Bäume des Kiefern-Fichten-Forst sind zwischen 103 und 114 Jahre alt. Das Areal ist grundwasserbeeinflusst bis grundwassernah. Die Bodentypen und Humusformen beschränken sich in diesem Gebiet auf Gley-Podsole bzw. auf Rohhumus und rohhumusartigen Moder.

Kartiergebiet II: In diesem Areal tritt ebenfalls ausschließlich sandiges Substrat auf. Der Eichen-Buchen-Bestand ist 94 bis 133 Jahre alt. Die Flächen sind ohne Nässeeinfluss. Als Bodentyp und Humusform sind ausschließlich Gley-Podsol und Rohhumus ausgebildet. Dieses Gebiet gehört ebenso wie das Gebiet I zum Landschaftstyp der ebenen bis schwach welligen Sander- und Beckensandplatten mit grundwassergeprägten Niederungen (BILLWITZ & KÜHN, 2001).

Kartiergebiet III: Diese Flächen werden von lehmigen Substraten der Grundmoräne geprägt. Der Buchen-Eichen-Bestand ist 108 bis 114 Jahre alt. Das Gebiet wird von Staunässe beeinflusst. Zu finden sind Gley-Podsole und Braunerde-Podsole sowie mullartiger Moder, Moder und rohhumusartiger Moder.

Kartiergebiet IV: In diesem Gebiet sind ebenfalls lehmige Substrate der Grundmoräne zu finden; zum Teil auch glazifluviale Sande. Der Buchen-Fichten-Bestand ist 108 bis 134 Jahre alt. Die Fläche ist staunässebeeinflusst; zum Teil auch grundwasserbeeinflusst. Es treten Braunerde-Podsole und Fahlerden sowie mullartiger Moder und Moder auf. Die Gebiete III und IV sind dem Landschaftstyp der flachwelligen bis kuppigen Grundmoränenplatten mit eingeschnittenen Bachtälchen und Söllen zuzuordnen (BILLWITZ & KÜHN, 2001).

3 Methodik

3.1 Kartierverfahren

Von den vier üblichen Kartiermethoden: Grenzlinienkartierung, Rasterkartierung, Catenenkartierung und Luftbildunterstützte Punktkartierung (SCHLICHTING et al., 1995, S. 79-82) kamen nur die beiden erstgenannten in die engere Wahl, da die Catenenkartierung und die Luftbildunterstützte Punktkartierung von ihrer Verfahrensweise her für die vier Kartiergebiete ungeeignet sind.

Die Grenzlinienkartierung bietet sich für Gebiete an, von denen man bereits einen groben Überblick über die Verteilung von Böden besitzt. Sie hat den Vorteil, im Gelände tatsächlich vorhandene Grenzen wahrzunehmen und zu berücksichtigen; jedoch den Nachteil, die Zentren von Flächen zu vernachlässigen und Einschlüsse von Kartiereinheiten, die an keine anderen Grenzen stoßen, leicht zu übersehen.

Da die ausgewählten vier Areale nur wenige offensichtliche Grenzlinien haben und somit leicht die eben erwähnte Gefahr besteht, oberflächlich homogenere Flächen zu vernachlässigen, wurde die Kartierung als Punktrasterkartierung durchgeführt. Dieses Verfahren sollte vor allem dann angewendet werden, wenn über die Verteilung unterschiedlicher Böden in den zu kartierenden Gebieten wenige Vorkenntnisse vorhanden sind, was in diesem Fall zutrifft. Zu den gewählten Kartiergebieten gibt es zwar die Erhebungen der Forstlichen Standortserkundung, die jedoch in einem kleineren Maßstab (1:10.000) vorliegen. Zudem umfasst die geplante Kartierung nicht nur die Bodentypen, sondern im gleichen Maße die Humusformen, die in keinem der Gebiete flächendeckend kartiert wurden. Die Forstliche Standortskartierung weist zwar auch Humusformen aus, jedoch werden diese vor allem per Zeigerpflanzen/Weisergruppen der Bodenvegetation (KOPP, 1969, S. 65) und pH-Wertmessungen bestimmt. Eine morphologische Ansprache des Humusprofils erfolgt nur stichprobenhaft (empfohlen wird in der SEA 1 Profil/100 ha). Die großmaßstäbigere Kartierung der Bodentypen und Humusformen nach einem Punktraster ist also auf jeden Fall sinnvoll, um kleinräumige Beziehungen zwischen den tatsächlich vorhandenen Humusformen und Bodentypen überhaupt feststellen zu können.

Der Abstand der Rasterpunkte ergibt sich in der Regel aus dem Kartenmaßstab. Für einen Maßstab von 1:10.000 wird ein Abstand der Bohrpunkte von 50 Metern empfohlen; bei einem Maßstab von 1:1.000 sollte ein 10 Meter-Abstand ausreichend sein (SCHLICHTING et al., 1995, S. 73). Die vier Gebiete sind auf einem A4-Blatt am günstigsten im Maßstab 1:2.000 darstellbar. Es wurde daher ein Bohrpunktabstand von 25 Metern gewählt, welcher auch bezüglich der Anzahl der Bohrpunkte pro Gebiet am optimalsten ist. Auf der Fläche ergibt sich damit eine Punktdichte von mindestens 16/ha.

Zur Untermauerung der morphologischen Ansprache der Humusformen durch Labortests wurde in jedem der vier Kartiergebiete von jeder auftretenden Humusform ein typischer Vertreter beprobt. Aus jedem Auflagehorizont des jeweiligen Profils wurde eine einzelne Probe entnommen. Für den Zweck der Beprobung ist es nicht zwingend notwendig, mehrere Proben innerhalb eines Auflagehorizontes zu entnehmen. Bei sehr mächtigen Of- und Oh-Horizonten erfolgte die Probennahme daher etwa im mittleren Tiefenbereich des Horizontes. Bei der Probennahme und auch der weiteren Verarbeitung im Labor musste darauf geachtet werden, möglichst homogene Proben zu bekommen, um die Streuung der Messwerte so gering wie möglich zu halten. Gerade humusreiche Proben und solche mit einem hohen Anteil organischer Substanz sind meist relativ inhomogen. Insgesamt wurden 14 Humusprofile mit zusammen 36 Horizonten hinsichtlich C/N-Verhältnis, Glühverlust und pH-Wert im Labor untersucht.

Zum Bestimmen des Bodentyps wurde eine 1m- Bohrung mit der Peilstange vorgenommen. Für eine genaue Differenzierung von Substraten und deren Genese ist häufig eine Bohrung bis in 2 m Tiefe notwendig. Da jedoch eine solche genaue Unterscheidung und Ansprache nicht Bestandteil dieser Arbeit sein soll, sondern vielmehr Daten über die Verteilung und das Vorkommen von Bodentypen und Humusformen an sich ermittelt werden müssen, ist eine

1m-Bohrung für diesen Zweck ausreichend. Eine 2 m-Bohrung bringt in der Regel kaum zusätzliche Informationen über die bodenbildenden Prozesse.

Für die Ansprache der Humusform ist lediglich ein gewöhnlicher Spaten notwendig. Mit ihm wird an jedem Aufnahmepunkt ein Bodenmonolith ausgestochen, wobei die Breite der Seiten des Monolithen der Spatenbreite entspricht. Ein solcher Spatenausstich ermöglicht vor allem das Abnehmen der einzelnen Lagen (Horizonte) eines Humusprofils, was eine genaue Ansprache und das korrekte Bestimmen der Humusform erleichtert. Zudem kann nur so die Mächtigkeit der Horizonte genau vermessen werden.

Die Ansprache der Bodentypen und der Humusformen wurde mit Hilfe der KA 4 (AG BODEN, 1994) und dem Bestimmungsschlüssel nach SCHLICHTING et al. (1995, S. 56) vorgenommen.

3.2 Laboranalytik

Für das C/N-Verhältnis müssen der Gesamtkohlenstoff und der Gesamtstickstoff der Proben bestimmt werden. Dies erfolgte mittels Verbrennungsanalyse am Leco CHN 1000. Idealerweise sollten 200 mg Probenmaterial in Zinnfolien eingewogen werden. Die Proben aus den L- und Of-Horizonten hatten bei 200 mg ein so großes Volumen, dass sie nicht in die Zinnfolien gepasst haben; daher wurde bei diesen Proben nur 100 mg (90-110 mg) eingewogen.

Der Glühverlust wird ermittelt, indem 2 g einer getrockneten Probe bei 550 °C im Muffelofen 2 Stunden lang geglüht werden. Die Proben werden vor und nach dem Glühen gewogen. Die Differenz des vor und nach dem Glühen ermittelten Gewichtes ergibt in Prozent gerechnet den Glühverlust und somit den prozentualen Anteil organischer Substanz am Gesamtgewicht der Probe.

Zur pH-Wert-Messung werden 20 g einer Probe in 100 ml 0,01 M CaCl₂-Lösung aufgeschlämmt. Nach 10 Minuten wird elektrometrisch mit der Glaselektrode und dem pH-Meter der pH-Wert gemessen. Aufgrund des zu voluminösen Probenmaterials aus den L-Horizonten, musste das Verhältnis etwas verändert werden: es wurden 5 g mit 50 ml aufgeschlämmt. Da von einigen Proben aus den Of-Horizonten nicht so viel Probenmaterial vorhanden war, wurde für alle Of-Horizont-Proben weniger Material genommen: 10 g im 50 ml - das Verhältnis ist somit das gleiche wie bei 20 g auf 100 ml (1:5).

4 Humusformen und Bodentypen auf Sandern

4.1 Humusformen und Bodentypen in Gebiet I

Die Verschiedenartigkeit der Humusformen ist in diesem Gebiet sehr gering (Abb. 2). An zwei Standorten wurde ein Graswurzelfilz-Moder, an einem Standort ein rohhumusartiger Moder gefunden. Die gesamte restliche Fläche mit 52 Aufnahmepunkten wies Rohhumusbildung auf. Der Rohhumus hatte zumeist einen 2-3 cm mächtigen, lockeren bis leicht lagigen L-Horizont; einen 2-5 cm mächtigen, kompakt vernetzten Of-Horizont; die Mächtigkeit des Oh-Horizontes variierte zwischen 3 und 10 cm. Die Oh-Lage war stets sehr kompakt und in zwei wieder zusammensetzbare Stücke brechbar. Die Aufnahmepunkte der beiden Graswurzelfilz-Moder lagen auf einer kleinen Lichtung mit lückigem Baumbestand und flächenhafter Verbreitung von Drahtschmiele (*Avenella flexuosa*). Das Vorkommen des Graswurzelfilz-Moders gerade an solch einem Standort ist ganz typisch: unter dem lückigen und damit stärker belichteten Baumbestand der Kiefern (*Pinus sylvestris*) und Fichten (*Picea abies*) breitet sich die Drahtschmiele aus, was zu einer intensiveren Durchwurzelung und Belüftung des Oberbodens führt. Der ursprünglich ausgebildete Oh-Horizont wird gelockert und zunehmend aufgezehrt (AG BODEN, 1994, S. 236). Graswurzelfilz-Moder entsteht meist aus Rohhumus- und Moderhumusformen. Aufgrund der fast ausschließlichen Verbreitung von

Rohhumus in diesem Gebiet ist davon auszugehen, dass sich auch hier der Graswurzelfilz-Moder aus Rohhumus entwickelt hat.

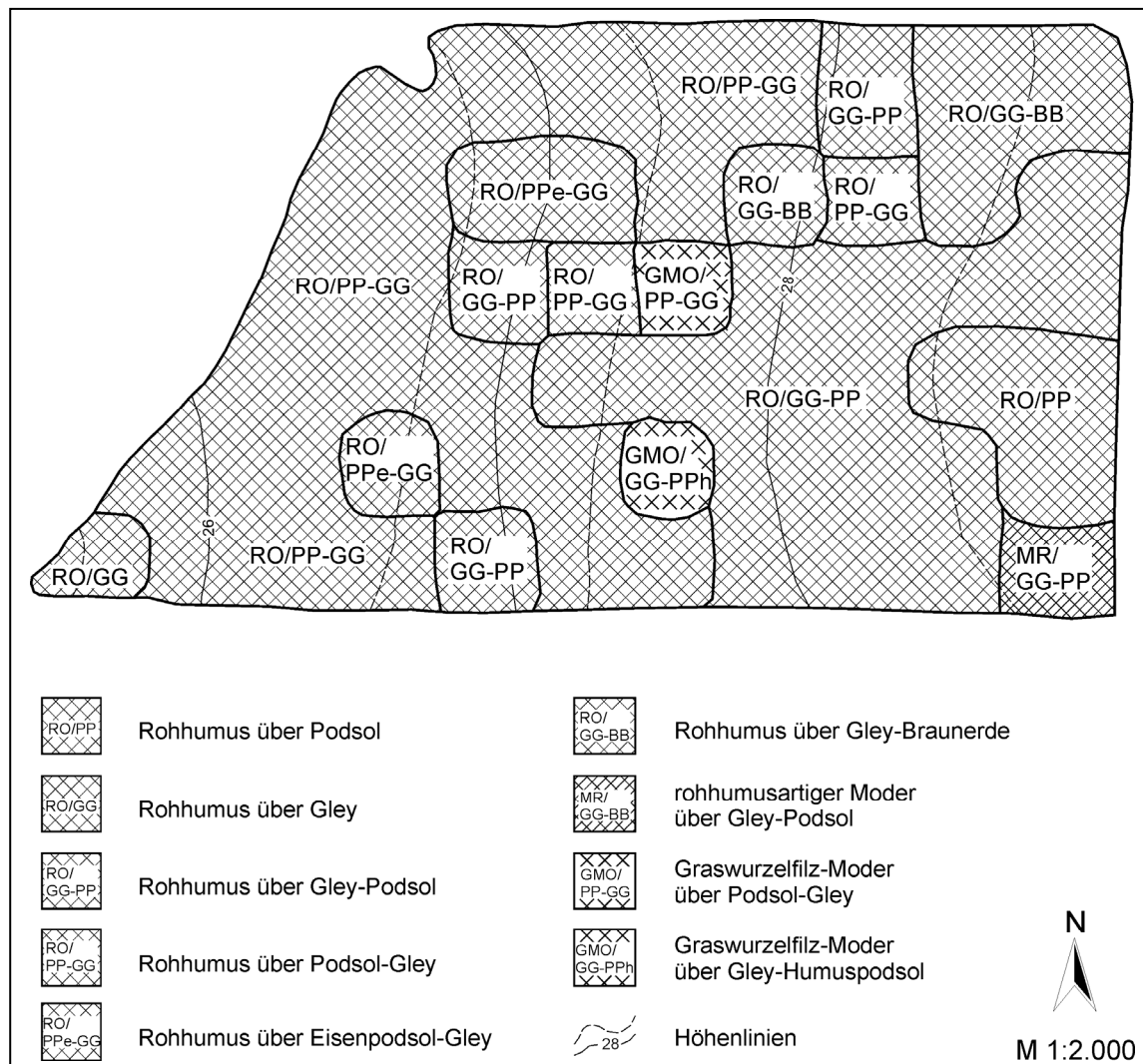


Abb. 2: Humusformen- und Bodentypenverteilung in Kartiergebiet I

Im Kartiergebiet I sind die Bodentypen Podsol, Gley, Gley-Podsol, Podsol-Gley, Eisenpodsol-Gley, Gley-Braunerde und Gley-Humuspodsol vertreten (Abb. 2). Im östlichen Bereich auf der Platte dominiert die Podsolierung; im westlichen Bereich, am Übergang von der Platte zur Senke und am Senkenrand, dominiert die Vergleyung. Es sind fast ausschließlich feinsandige Substrate vorhanden; vereinzelt ist etwas Mittel- und Grobsand enthalten. Einige Bohrungen am Senkenrand enthielten neben Feinsand auch sandigen Schluff.

Bei den Aufnahmepunkten auf der Platte, die als Gley-Podsol und Gley-Braunerde angesprochen wurden, fand sich ab 40-60 cm unter Geländeoberfläche ein Go-Horizont mit deutlichen Oxidationsmerkmalen, dessen Auftreten an dieser Position nicht zu erwarten ist, da die Senke, mit bis an die Geländeoberfläche anstehendem Grundwasser im äußersten Westen des Kartiergebietes, nach den Höhenlinien der topographischen Karte ca. 2,5 Meter tiefer liegt als der östliche Plattenbereich. Die Erklärung fand sich in zwei darauf angelegten Schürfgruben, in denen erkennbar war, dass sich unterhalb der Go/Gr-Horizontierung ein weiterer Go-Horizont mit sehr viel stärkeren Oxidationsflecken als im oberen Go-Horizont befindet. Im Bereich des unteren Go-Horizontes, ca. 1,8 Meter unter der Geländeoberfläche, trat Grundwasser in die Grube. Die Oxidationsmerkmale im unteren Grubenbereich sind somit auf eine aktuelle Gley-Dynamik zurückzuführen. Die oberen Gleymerkmale sind fossil

und wurden gebildet, als der Grundwasserspiegel deutlich höher lag als heute. Auf eine Grundwasserspiegelabsenkung, vermutlich durch anthropogene Entwässerung, lassen die parallel zu einem an das Gebiet grenzenden Weg verlaufenden Gräben mit zeitweiliger spärlicher Wasserführung schließen, ebenso die in der sich westlich des Kartiergebietes anschließenden Senke stehenden Erlen, die ca. 50 cm oberhalb der heutigen Geländeoberfläche ansetzende Seitenwurzeln aufweisen.

4.2 Humusformen und Bodentypen in Gebiet II

Das Kartiergebiet II ist mit nur 15 Aufnahmepunkten das kleinste der vier ausgewählten Gebiete. An drei Aufnahmepunkten ist ein Moder ausgebildet, an allen anderen ein Rohhumus (Abb. 3). Die Mächtigkeit und Lagerungsart der L-, Of- und Oh-Horizonte des Rohhumus ähnelt stark denen des Rohhumus aus Kartiergebiet I. Bei dem Moder sind die Auflagehorizonte geringmächtiger als beim Rohhumus: L-Horizont 1,5-2,5 cm; Of-Horizont 2-3 cm; Oh-Horizont 3-4 cm.

Die Baumvegetation war im gesamten Kartiergebiet recht gleichförmig: Buchen-Eichen-Bestand (*Fagus sylvatica* und *Quercus robur*) mit vereinzelt auftretenden Fichten (*Picea abies*), Kiefern (*Pinus sylvestris*), Lärchen (*Larix decidua*) und Birken (*Betula pendula*).

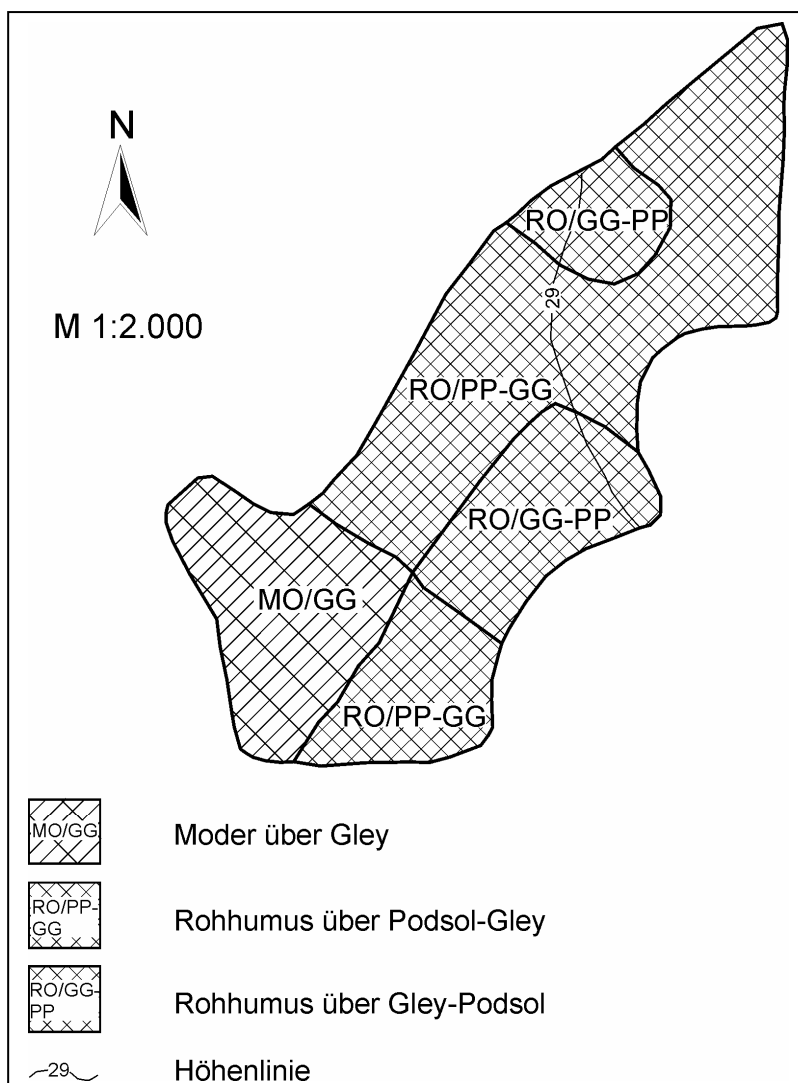


Abb. 3: Humusformen- und Bodentypenverteilung in Kartiergebiet II

Auf dieser Fläche treten nur drei verschiedene Bodentypen auf: Gley, Gley-Podsol und Podsol-Gley (Abb. 3). Das gesamte Gebiet steht unter Grundwassereinfluss. Die Substrate sind ausschließlich feinsandig. Bis auf die drei Gleye im südwestlichen Bereich haben alle Profile eine ähnliche Horizontierung mit Podsolierung im oberen Bodenbereich und Vergleyung im unteren. An zwei Standorten reicht die Podsolierung in Form eines Go-Bs-Horizontes bis 1 Meter tief. Bei drei Profilen ist die Podsolierung stärker ausgeprägt als die Vergleyung. An vier Standorten ist kein deutlicher Bh- und/oder Bs-Horizont ausgebildet bzw. ist im Bohrstock nicht deutlich zu erkennen. Vermutlich handelt es sich nur um eine sehr undeutliche Zeichnung des Bs-/Bh-Horizontes, der im Go-Horizont enthalten ist.

4.3 Zusammenhang zwischen Humusformen- und Bodengenese auf Sandern

Für das Kartiergebiet I konnte bereits angenommen werden, dass Bodentypen mit mäßiger bis starker Podsolierung eine dominierende Ausbildung von Rohhumus verursachen. Diese Vermutung bestätigt sich im Kartiergebiet II. Dieses Gebiet zeigt etwas deutlicher, wie stark der Einfluss der Bodenbildung auf die Ausbildung der Humusform ist: Rohhumus trat nur dort auf, wo auch Podsolierung im Boden zu erkennen war; fanden keine Podsolierungsprozesse, sondern in diesem Fall Vergleyung statt, verbesserte sich der Streuabbau und Moder trat auf.

Günstigere Humusformen, wie Mull und mullartiger Moder, kommen in beiden Sandergebieten nicht vor. Trotz der unterschiedlichen Baumvegetation in beiden Kartiergebieten, Kiefern-Fichten-Bestand im Gebiet I und Eichen-Buchen-Bestand im Gebiet II, ist der Zusammenhang zwischen der Ausbildung von Humusformen und bestimmter Bodentypen in beiden Gebieten erkennbar. Da Eichen-Buchen-Streu nährstoffreicher ist und ein engeres C/N-Verhältnis aufweist als Kiefern-Fichten-Streu, könnte man erwarten, dass sich dies auch bei der Humusform bemerkbar macht und in einem Eichen-Buchen-Bestand zur Ausbildung einer besseren Humusform führt, als in einem Kiefern-Fichten-Bestand. Die Kartierung dieser beiden Beispielgebiete verdeutlicht jedoch, dass in Sandergebieten nicht die Vegetation das entscheidende Kennzeichen für das Auftreten bestimmter Humusformen ist, sondern die bodenbildenden Prozesse.

Sande in Sandergebieten sind zumeist basen- und nährstoffarm, haben einen geringen Anteil an verwitterbaren Silikaten und ein durchlässiges Filtergerüst. Gemeinsam mit einem kühl-gemäßigten, feuchten Klima und dem damit verbundenen Sickerwasserregime sind dies typische Bedingungen, unter denen Podsole natürlicherweise entstehen. Podsolierung findet unter stark saurer Reaktion statt, was unter anderem dazu führt, dass streuzersetzende Bodentiere, z.B. Regenwürmer und Mikroorganismen nur in geringem Maße oder gar nicht vorkommen und damit der Streuabbau stark verzögert wird. Dies führt zur Bildung von Auflagehumus, z. B. Rohhumus (BELOTTI, 1994). Es liegt also hauptsächlich am Substrat und der damit verbundenen Bodenbildung, dass Podsolierung in den beiden Kartiergebieten stattfindet bzw. stattgefunden hat. Die Ausbildung des Rohhumus ist somit direkt an das Vorkommen podsolierter Böden und damit indirekt an ein sandiges, nährstoffarmes Ausgangssubstrat gebunden.

5 Humusformen und Bodentypen auf Grundmoränen

5.1 Humusformen und Bodentypen in Gebiet III

Im Kartiergebiet III ist die Verschiedenartigkeit der Humusformen am größten. Vorhanden sind Anmoor, L-Mull, F-Mull, mullartiger Moder, Moder und rohhumusartiger Moder (Abb. 4), drei Formen mehr als die Forstliche Standortserkundung ausweist. Es kam in allen vier Kartiergebieten vor, dass die Menge der verschiedenen Humusformen und/oder Bodentypen größer war, als die Karten der Forstlichen Standortserkundung ausweisen. Dies

liegt vor allem an der engeren Verteilung der Aufnahmepunkte meiner Kartierung. So ist für die Forstliche Standortserkundung bei der Kartierung der Bodentypen eine Bohrung auf 3-4 ha (plus Abgrenzungsbohrungen) vorgesehen (KOPP, 1961, S. 9), was für die Wahl der geeignetsten Bestockung eines Standortes völlig ausreichend ist. Bei dem von mir angewendeten Raster ergibt sich eine Punktdichte von 16/ha. Je mehr Aufnahmepunkte sich auf einer Fläche befinden, desto mehr unterschiedliche Bodentypen, Subtypen und Varietäten wird man in der Regel auch finden.

Am weitesten verbreitet sind F-Mull, mullartiger Moder und Moder. L-Mull und Anmoor wurden an jeweils drei Aufnahmepunkten ermittelt; rohhumusartiger Moder an nur einem. Die besseren Humusformen wie L- und F-Mull und mullartiger Moder sind vor allem südlich und östlich einer größeren, wassergefüllten Senke ausgebildet; im nördlichen und westlichen Bereich sind sie weitaus weniger bzw. gar nicht vertreten. Die Baumvegetation besteht in diesem Gebiet vor allem aus Buchen (*Fagus sylvatica*) und Eichen (*Quercus robur*). Stellenweise wachsen aber auch - vereinzelt und in kleineren Gruppen - Douglasien (*Pseudotsuga menziesii*), Fichten (*Picea abies*), Birken (*Betula pendula*), Bergahorn (*Acer pseudoplatanus*), Spitzahorn (*Acer platanoides*), Tannen (*Abies spec.*), Lärchen (*Larix decidua*) und Kiefern (*Pinus sylvestris*). In diesen Bereichen ist vor allem Moder ausgebildet. Der einzige rohhumusartige Moder dieses Kartiergebietes befand sich ebenfalls in der unmittelbaren Nähe einer Gruppe von Lärchen.

An drei Aufnahmepunkten wurde eine Besonderheit festgestellt: bei allen dreien ist ein F-Mull über einem Anmoor-Gley vorhanden. Normalerweise ist bei einem Anmoor-Gley als Bodentyp die Humusform Anmoor ausgebildet, welche über dem Aa- bzw. Go-Aa-Horizont maximal eine L-Lage haben darf, um noch als Anmoor zu gelten. Bei diesen drei Standorten war jedoch eine deutliche L- und Of-Lage ausgebildet. Hier besteht ein Widerspruch zwischen der Humusform und dem Bodentyp. Die Ausbildung eines Of-Horizontes an diesen Standorten ist nur möglich, wenn das Grundwasser so niedrig steht, dass es nicht dauerhaft oder nicht über einen längeren Zeitraum mit dem Of-Horizont in Kontakt kommt. Da unter dem F-Mull Anmoorbildung stattgefunden hat, ist davon auszugehen, dass das Grundwasser an diesen Standorten vor einiger Zeit höher gestanden haben muss. Eine Absenkung des Grundwassers könnte in diesem Fall dazu geführt haben, dass der Abbau der Streu verzögert wird und sich ein Of-Horizont bildet. Generell entstehen Auflagehorizonte über einem Aa-Horizont durch Veränderungen im Wasserhaushalt (AG BODEN, 1994, S. 238).

Die Bodenbildung konzentriert sich in diesem Gebiet vor allem auf drei Prozesse: Verbraunung, Podsolierung und Vergleyung. In sehr geringem Maße treten auch Lessivierung und Pseudovergleyung auf. Auf sehr engem Raum kommen viele verschiedene Bodentypen vor (Abb. 4) und die dominierende Bodenbildung ändert sich räumlich rasch. An den schwach geneigten Hängen im Süden und Osten sind fast ausschließlich Braunerden entwickelt. Podsolierungsprozesse prägen vor allem den Norden und Nordosten des Kartiergebietes sowie kleinere Areale westlich der großen Senke. Gleye und Anmoor-Gleye findet man in Nähe der Senken und Gräben sowie an den Unterhängen. Ein Großteil der podsolierten Böden steht in der Tiefe ab 60-70 cm unter Geländeoberfläche unter Grundwassereinfluss.

Die starke Variabilität dieses Gebietes spiegelt sich nicht nur in den Bodentypen wider, sondern auch in den Bodenarten. Der östlich und nördlich der großen Senke gelegene Teilbereich ist fast ausschließlich feinsandig, teilweise sind geringe Mengen Schluff (< 10 %) enthalten. Im südwestlichen und westlich der Senke befindlichen Bereich besteht ein Wechsel zwischen feinsandigen Standorten und Flächen mit Feinsand oder schwach bis mittel schluffigem Sand über schwach lehmigem Sand, stark sandigem Lehm und mittel- bis starksandigem Ton (nach AG BODEN, 1994).

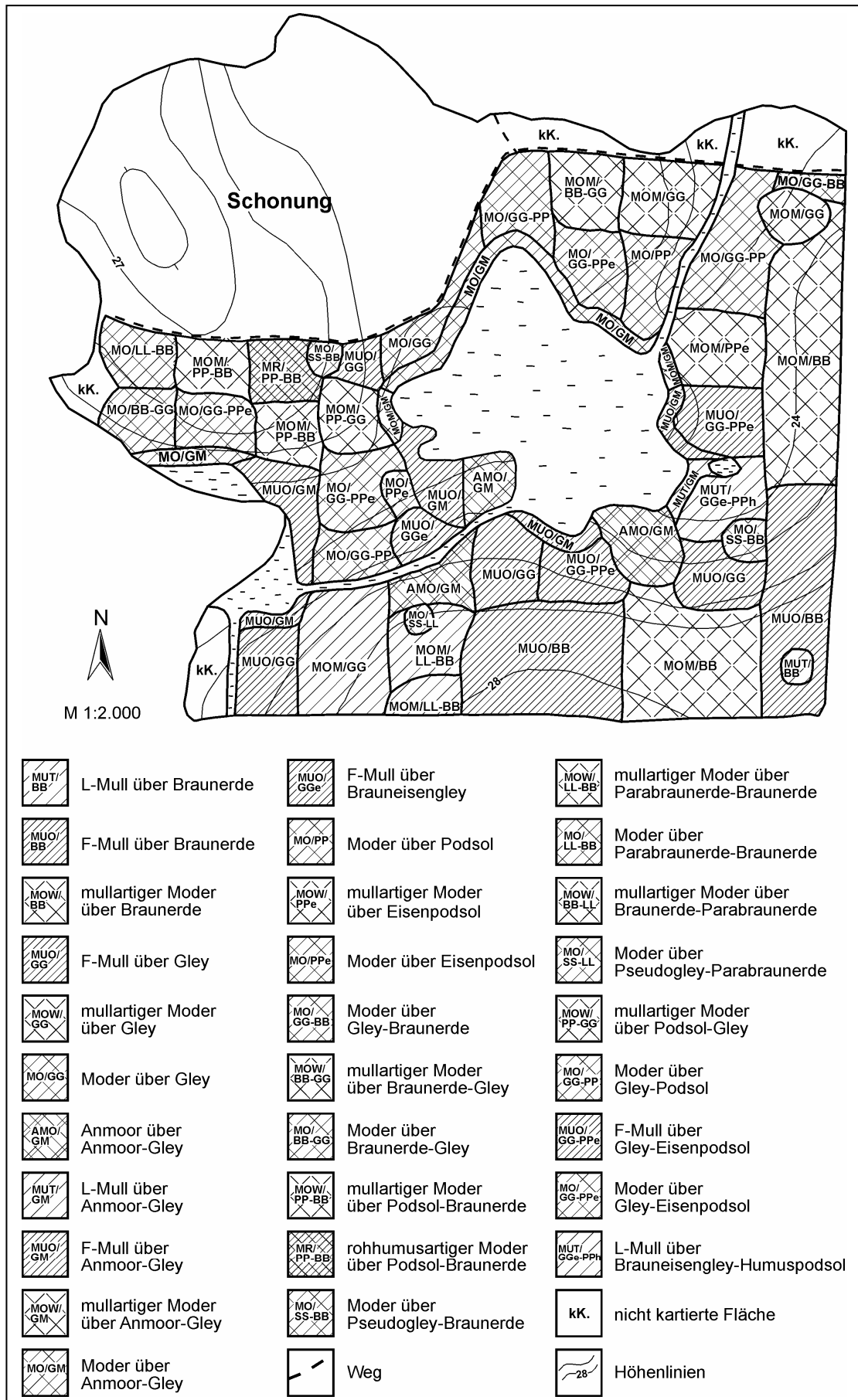


Abb. 4: Humusformen- und Bodentypenverteilung in Kartiergebiet III

In den während eines Bodenkundlichen Geländepraktikums von Studenten in diesem Kartiergebiet angelegten Schürfgruben wurde zum Teil bis 1,8 Meter tief gebohrt. Aus diesen Profilgruben und Bohrungen wird deutlich, dass in einem großen Teil des bei der 1-Meter-Bohrung für ausschließlich feinsandig gehaltenen Gebietes unter dem sandigen Substrat auch lehmige Substrate, wie für den westlichen und südwestlichen Bereich bereits beschrieben, folgen. Anhand von acht Profilgruben und den darin erfolgten tieferen Bohrungen lässt sich jedoch nicht genau sagen, ob im gesamten Kartiergebiet III die sandigen Substrate generell von lehmigen unterlagert sind. Die Ergebnisse der Bohrungen in den Gruben und die Angaben der Substrattypenkarte lassen jedoch darauf schließen, dass unter den bis zu 1,75 Meter tiefen Sanden an den meisten Standorten lehmige Substrate folgen. Teilweise folgt unter dem lehmigen Substrat wieder Sand.

In diesem Gebiet zeigen sich die Vorteile einer großmaßstäbigen Rasterkartierung gegenüber einer Grenzlinienkartierung: bei dieser hätte man sich vor allem auf die Strukturen der Senken und Gräben konzentriert und wäre der Verschiedenartigkeit der Hänge bezüglich Bodenbildung und Ausgangssubstrat zu wenig gerecht geworden.

5.2 Humusformen und Bodentypen in Gebiet IV

Im Kartiergebiet IV, dem zweitkleinsten der vier ausgewählten Gebiete, tritt hauptsächlich die Humusform Moder auf (Abb. 5). An drei Aufnahmepunkten wurde ein F-Mull gefunden, an zwei weiteren ein rohhumusartiger Moder. Die Mächtigkeit des Oh-Horizontes lag beim Moder meist zwischen 2,0-2,5 cm; beim rohhumusartigen Moder bei 3 cm. Der Buchen-Fichten-Bestand (*Fagus sylvatica* und *Picea abies*) wird in einigen Bereichen durch Kiefern (*Pinus sylvestris*) und junge Ahorne (*Acer pseudoplatanus*, ca. 5-10 Jahre alt) ergänzt. An einem F-Mull-Standort dominieren die Buchen vor den Fichten, an den beiden anderen befinden sich in unmittelbarer Nähe des Aufnahmepunktes etwa gleich viele Buchen und Fichten; junge Ahorne treten auch hier nur vereinzelt auf sowie an einem Standpunkt eine Kiefer. An einem Standort mit rohhumusartigem Moder sind ebenfalls mehr Buchen als Fichten vorhanden; am zweiten dominieren die Fichten vor den Buchen, ergänzt durch einige junge Ahorne und eine Kiefer.

In diesem Kartiergebiet grenzen ähnlich wie im Kartiergebiet II zwei Humusformen mit recht unterschiedlichen Abbaubedingungen aneinander, zwischen denen eigentlich Übergänge zu anderen Humusformen zu erwarten wären. Gerade zwischen dem F-Mull und dem rohhumusartigen Moder im Nordwesten sind Übergangsbereiche mit mullartigem Moder und/oder Moder zu erwarten. Die Substrate und die Baumvegetation unterscheiden sich zwischen den beiden Aufnahmepunkten kaum, so dass maximal angenommen werden kann, dass im Übergangsbereich der beiden Bodentypen auch die Humusformen sich nicht an solch einer scharfen Grenze ändern, sondern Übergänge bilden.

Verbraunung und Lessivierung sind die dominanten bodenbildenden Prozesse in diesem Gebiet (Abb. 5). Im nördlichen, etwas tiefer gelegenen Bereich, tritt auch Vergleyung auf. Bis auf drei Profile ist bei allen eine schwache bis starke Podsolierung zu erkennen, die aber nur bei einem Aufnahmepunkt in die Bodentypenbezeichnung eingeht.

Als Bodenarten sind zumeist schwach bis mäßig schluffige Sande über schwach bis stark lehmigen Sanden und mittel bis stark sandigem Ton zu finden. Bei zwei Bohrungen wurde nur feinsandiges Substrat kartiert. An diesen beiden einzigen Aufnahmepunkten mit ausschließlich sandigem Substrat wurden auch die beiden einzigen Braunerden (eine davon schwach podsoliert) des Gebietes gefunden. Bei zwei weiteren Profilen, deren Substrat zum einen nur aus schwach bis mittel schluffigem Sand (nach AG BODEN, 1994: Su2 und Su3) zum anderen aus schwach schluffigem Sand über Feinsand besteht, war auch keine für dieses Gebiet sonst typische Lessivierung zu erkennen. Dass an den insgesamt vier Standorten ohne lehmige Substrate keine Lessivierung stattgefunden hat, ist sehr logisch: eine Tonverla-

gerung kann nur in tonigen/lehmigen Ausgangssubstraten vonstatten gehen, welche bei diesen vier Profilen nicht vorhanden sind.

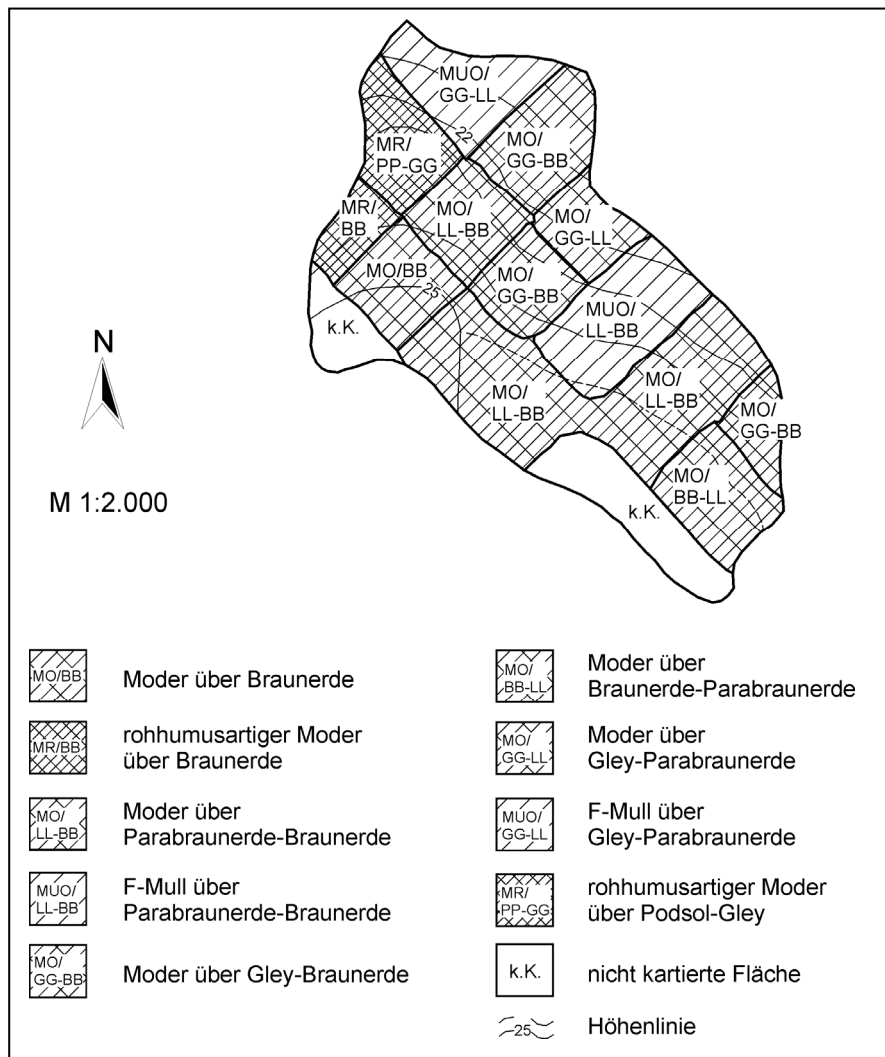


Abb. 5: Humusformen- und Bodentypenverteilung in Kartiergebiet IV

5.3 Zusammenhang zwischen Humusformen- und Bodengenese auf Grundmoränen

Die im Kartiergebiet III festgestellte überwiegende Verbreitung des F-Mulls, mullartigen Moders und des Moders kann im Kartiergebiet IV nur für den Moder bestätigt werden. Die Ursache ist die unterschiedliche Bodentypenzusammensetzung in den beiden Gebieten.

Die Verbraunung und Vergleyung in Gebiet III führt vor allem zur Ausbildung von F-Mull und mullartigem Moder. Die wenigen lessivierten Böden verfügen zu gleichen Anteilen über mullartigen Moder und Moder. Diese drei Prozesse der Verbraunung, Vergleyung und Lessivierung haben dagegen im Gebiet IV vor allem zur Moder-Bildung geführt. Der scheinbare Unterschied zwischen den beiden Gebieten relativiert sich, wenn man berücksichtigt, dass fast alle Böden des Gebietes IV mit Moder-Bildung einer schwachen, z.T. starken Podsolierung unterliegen. Bei drei (einer Gley-Braunerde, einer Parabraunerde-Braunerde und einem Braunerde-Gley) von fünf schwach podsolierten Böden ist auch im Gebiet III ein Moder ausgebildet. Des Weiteren haben viele podsolierte Böden (vor allem Gley-Podsole) des Gebietes III zur Moder-Bildung geführt.

Man kann den Schluss ziehen, dass in diesen beiden Grundmoränengebieten schwache bis starke Podsolierung in erster Linie zur Ausbildung der Humusform Moder führt. Vereinzelt treten auch rohumusartiger Moder, mullartiger Moder und F-Mull auf. Da es im Kartierge-

biet IV keine größeren Areale gibt, an denen Verbraunung und Vergleyung ohne Podsolierung vorhanden ist, können die Beziehungen aus Gebiet III nicht weiter belegt werden. Die Wahl der Kartiergebiete III und IV sollte vor allem klären, ob auf einem Grundmoränenstandort verschiedene Baumvegetation die Humusformenbildung beeinflusst. Es wurde in diesem Kapitel bereits erläutert, dass es offensichtlich nicht so ist. Würde die Streu der verschiedenen Baumarten unterschiedliche Abbaubedingungen und damit unterschiedliche Humusformen schaffen, hätte man dies auch in den pH-Werten und den C/N-Verhältnissen der Proben beider Gebiete wiederfinden müssen. Ein Vergleich zeigt jedoch, dass die Proben beider Gebiete jeweils in den L-, Of- und Oh-Horizonten ähnliche pH-Werte haben. Auch die C/N-Verhältnisse unterscheiden sich nur unbedeutend. Die Abbaubedingungen und Versauerungstendenzen sind also in beiden Gebieten trotz unterschiedlicher Baumartenzusammensetzung weitestgehend gleich.

6 Ergebnisse der Laboranalysen

6.1 Glühverlust

Die zusammenfassende Betrachtung des Glühverlustes aller Humusprofile aus den vier kartierten Gebieten (Tabelle 1, Werte auf ganze Zahl gerundet), führt zu dem Schluss, dass entsprechend der Humusformenreihung die besseren Humusformen geringere Glühverluste und damit einen geringeren Anteil organischer Substanz haben als die schlechteren Humusformen (Abb. 6-9). Der Graswurzelfilz-Moder verhält sich wie ein rohhumusartiger Moder. Die Humusformen zeigen in den Glühverlusten keine Unterschiede hinsichtlich ihres Herkunftsgebietes (Tabelle 1). Um nur einige Beispiele zu nennen: der Rohhumus auf Sander unter Buchen-Eichen-Bestand unterscheidet sich kaum vom Rohhumus auf Sander unter Kiefern-Fichten-Bestand; zwei Moder unter Buchen-Eichen-Bestand, je einer auf Sander und Grundmoräne, gleichen sich sehr; zwei rohhumusartige Moder auf der Grundmoräne, je einer unter Buchen-Eichen-Bestand und Buchen-Fichten-Bestand, zeigen ebenfalls kaum Unterschiede. Die Glühverluste drücken also recht deutlich die verschiedenen Humusformen aus, lassen jedoch kaum Rückschlüsse auf Vegetations- und Substratverhältnisse zu.

Tab. 1: Anteile organischer Substanz [%] der Humusformen

Humusform	Gebiet I L / Of / Oh	Gebiet II L / Of / Oh	Gebiet III L / Of / Oh	Gebiet IV L / Of / Oh
L-Mull	-	-	89	-
F-Mull	-	-	92 / 73	91 / 56
mullartiger Moder	-	-	92 / 70 / 42	-
Moder	-	92 / 72 / 48	94 / 75 / 46	90 / 67 / 63
rohhumusartiger Moder	94 / 80 / 87	-	92 / 87 / 62	93 / 83 / 64
Rohhumus	97 / 93 / 82	93 / 94 / 89	-	-
Anmoor	-	-	92 / (Aa: 75)	-
Graswurzelfilz-Moder	96 / 83 / 69	-	-	-

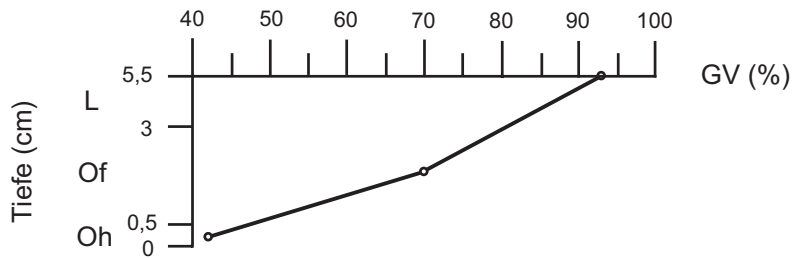


Abb. 6: Verteilung des Gehaltes organischer Substanz des mullartigen Moders in Kartiergebiet III

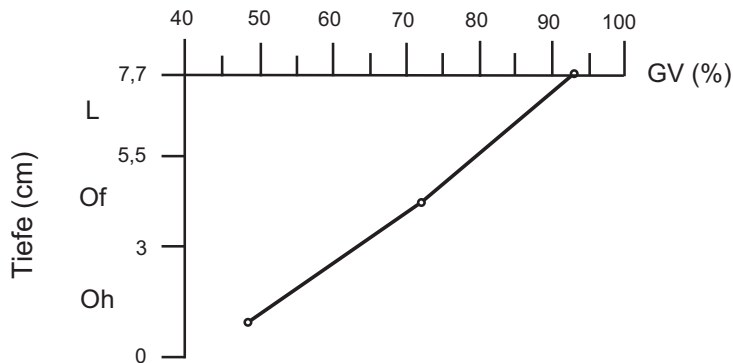


Abb. 7: Verteilung des Gehaltes organischer Substanz des Moders in Kartiergebiet II

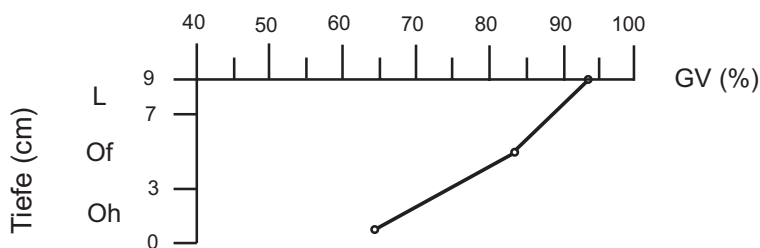


Abb. 8: Verteilung des Gehaltes organischer Substanz des rohhumusartigen Moders in Kartiergebiet IV

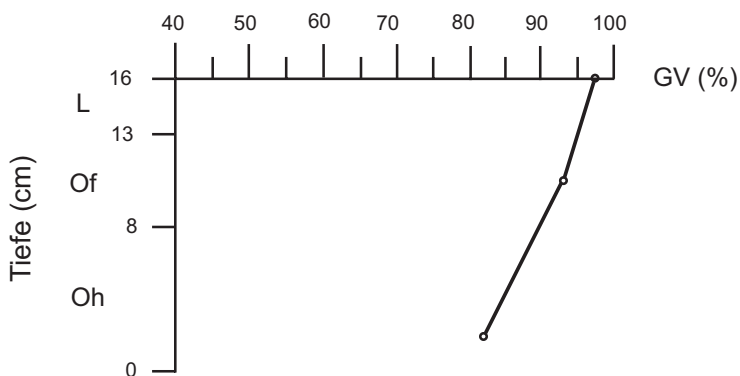


Abb. 9: Verteilung des Gehaltes organischer Substanz des Rohhumus in Kartiergebiet I

Interessanterweise gibt es bei Profilen, die vergleichbare Anteile an organischer Substanz haben, kaum Ähnlichkeiten hinsichtlich der beiden anderen chemischen Kennwerte. Überhaupt ist ein so offensichtlicher Zusammenhang zwischen Bildung einer bestimmten Humusform und chemischem Kennwert nur beim Glühverlust auszumachen. Beim pH-Wert und dem C/N-Verhältnis gibt es weitaus mehr Unregelmäßigkeiten, die hier nicht bis ins letzte erklärt werden können.

6.2 C/N-Verhältnis

Auffällig ist bei den C/N-Werten vor allem, dass sie nicht immer mit den Richtwerten (nach SCHACHTSCHABEL et al., 1998) übereinstimmen (Tabelle 2). So wird für die Humusform Mull ein C/N-Verhältnis von 10-15 angegeben, bei den hier untersuchten Mull-Humusformen war es stets weiter (über 20). Der Richtwert von etwa 20 für Moder konnte bestätigt werden: die C/N-Werte lagen etwas über 20 (Abb. 10). Ein Rohhumus und ein rohhumusartiger Moder lagen im Bereich der typischen Rohhumus-Werte von 30-40 (Abb. 11). Der zweite Rohhumus hatte ein engeres C/N-Verhältnis von 25. Der Graswurzelfilz-Moder verhält sich auch beim C/N-Verhältnis wie ein rohhumusartiger Moder.

Tab. 2: C/N-Verhältnisse der Humusformen

Humusform	Gebiet I L/Of/Oh (gesamt)	Gebiet II L/Of/Oh (gesamt)	Gebiet III L/Of/Oh (gesamt)	Gebiet IV L/Of/Oh (gesamt)
L-Mull	-	-	45	-
F-Mull	-	-	28 / 20 (24)	22 / 22 (22)
mullartiger Moder	-	-	31 / 20 / 17 (23)	-
Moder	-	31 / 19 / 17 (22)	32 / 20 / 20 (24)	24 / 23 / 22 (23)
rohhumusartiger Moder	32 / 24 / 33 (30)	-	28 / 24 / 24 (25)	28 / 18 / 18 (21)
Rohhumus	45 / 25 / 34 (35)	28 / 21 / 26 (25)	-	-
Anmoor	-	-	27 / (Aa: 25)	-
Graswurzelfilz-Moder	34 / 22 / 26 (27)	-	-	-

Erwähnenswert ist auch, dass die drei weitesten C/N-Verhältnisse in Gebiet I gemessen wurden. Hieraus kann geschlussfolgert werden, dass sich die sehr schwer zersetzbare Kiefernstreu bemerkbar macht. Kiefern haben, nach Buchen, Eichen und Fichten, die am schwersten zersetzbare Streu. Die Fichten des Gebietes IV haben im Vergleich zu den mit Buchen und Eichen bestandenen Gebieten II und III keinen Einfluss auf das C/N-Verhältnis, daher müssen die weiten C/N-Verhältnisse, auf die Streu der Kiefern zurückgeführt werden. Auf die Verteilung der Humusformenbildung hat Baumvegetation offenbar kaum einen Einfluss, wohl aber auf chemische Kennwerte.

Da dem C/N-Verhältnis eine direkte Aussagefähigkeit zu den Abbaubedingungen eines Standortes zugeschrieben wird, müsste man aus den beinahe übereinstimmenden Werten der Humusformen F-Mull, mullartiger Moder, Moder und z.T. rohhumusartiger Moder auf identische Abbaubedingungen schließen. Die Morphologie der Humusformen trifft jedoch eine andere Aussage.

An diesen C/N-Werten scheint sich zu bestätigen, was in den letzten Jahren in weiten Teilen der BRD beobachtet wurde: chemische Kennwerte von Humusformen weichen zunehmend von den typischen mittleren Werten ab und stimmen nicht immer mit den morphologischen Merkmalen der Humusformen überein (MILBERT, 1996 und AG BODEN, 1994, S. 227). So können zum Beispiel Stickstoffimmissionen aus der Luft zu C/N-Verhältnissen führen, die eigentlich zu eng für die entsprechende Humusform sind (SCHOLTEN, 1990). Zu enge C/N-Werte konnten bei meinen Humusformen nur für einen Rohhumus in Gebiet II festgestellt werden.

Ob man aufgrund der C/N-Daten von einem Humusformenwandel sprechen kann, bleibt unsicher. Ergebnisse aus vergleichenden Humusformenkartierungen seit den 60er Jahren (BEYER, 1990) weisen auf eine Humusformenverschlechterung hin, die meist in Verbindung mit zunehmender Bodenversauerung beobachtet wurde. Theoretisch können C/N-Werte, die weiter sind als es der momentanen Humusform entsprechen würde, die Entwicklung zu einer schlechteren Humusform andeuten.

Auch wenn zu weite C/N-Werte bei meinen Mull-Humusformen festgestellt wurden, sind solche Folgerungen aus den wenigen Daten dieser Untersuchungsgebiete nicht mit Sicherheit abzuleiten.

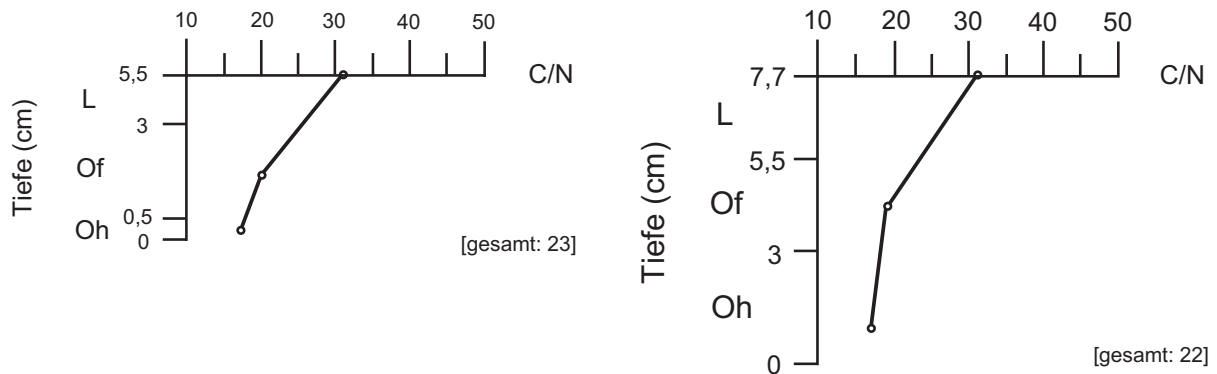


Abb. 10: C/N-Verhältnisse des mullartigen Moders in Kartiergebiet III (links) und des Moders in Kartiergebiet II (rechts)

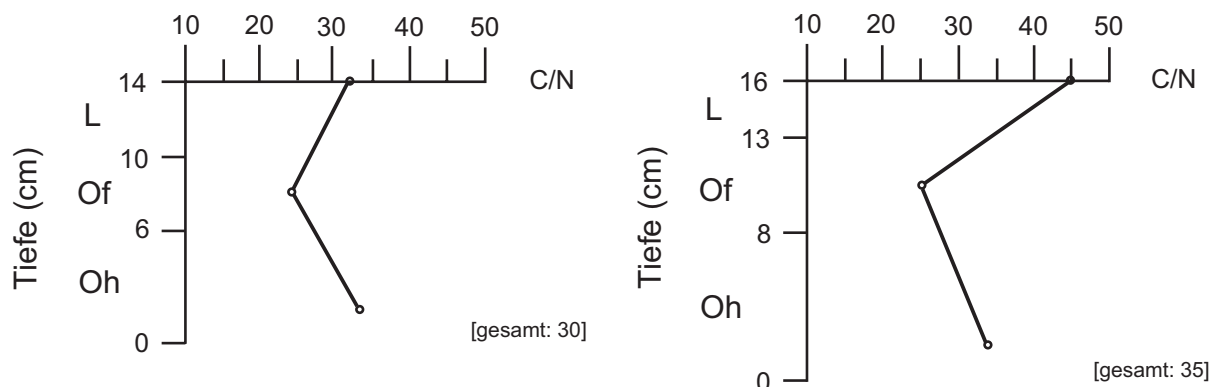


Abb. 11: C/N-Verhältnisse des rohumusartigen Moders (links) und des Rohhumus (rechts) in Kartiergebiet I

6.3 pH-Wert

Auch die pH-Werte erlauben kaum, Rückschlüsse bezüglich der weiteren Humusformenentwicklung zu ziehen. Auffällig ist nur, dass die Mull-Humusformen alle stark sauer sind, obwohl sie in der Regel schwach sauer bis alkalisch sein sollten (nach SCHACHTSCHABEL et al., 1998). Moder und Rohhumus entsprechen weitestgehend den Richtwerten von 3-4 (Tabelle 3).

Unterschiede hinsichtlich der Gebietsparameter sind auch beim pH-Wert nicht klar zu erkennen. So hat zwar der rohumusartige Moder aus Gebiet I die niedrigsten pH-Werte aller rohumusartigen Moder, jedoch schwanken bei den beiden Profilen auf der Grundmoräne

die Werte untereinander genauso stark. Da es keine Vergleichsprofile von Rohhumus und Graswurzelfilz-Moder auf Grundmoränen-Standorten gibt, müssen die pH-Werte von < 4, die nur in den L-Lagen der Humusformen des Gebietes I auftreten, nicht unbedingt mit der Vegetation erklärt werden. Denkbar ist jedoch, ähnlich wie für des C/N-Verhältnis, dass die Streu der Kiefern sich zwar nicht anders auf die Humusformenbildung auswirkt als die Buchen-, Eichen- und Fichten-Streu, sich aber durchaus in einem etwas niedrigeren pH-Wert bemerkbar macht. Immissionen aus saurem Regen, die zu einer pH-Wert-Erniedrigung führen können, haben meist keinen Einfluss auf den pH-Wert von Humusformen (SCHOLTEN, 1990), sondern machen sich erst im pH-Wert des Mineralbodens bemerkbar.

Tendenziell lässt sich folgender Zusammenhang herstellen: die pH-Werte sind umso niedriger, je schlechter die Humusform ist (Abb. 12 und Abb. 13). Dies steht in Verbindung zur Bodenbildung: die schlechteren, saureren Humusformen sind vor allem über podsolierten Böden anzutreffen, die selbst niedrigere pH-Werte aufweisen als die verbräunten Böden, die meist über bessere, weniger saure Humusformen verfügen. Generell wird beobachtet, dass sich die pH-Werte des Mineralbodens ebenso wie die Basensättigung auch auf die Humifizierung der organischen Substanz und damit auf die Ausbildung der Humusformen auswirken (BEYER, 1990).

Tab. 3: pH-Werte der Humusformen

Humusform	Gebiet I L / Of / Oh	Gebiet II L / Of / Oh	Gebiet III L / Of / Oh	Gebiet IV L / Of / Oh
L-Mull	-	-	4,3	-
F-Mull	-	-	4,4 / 4,6	4,6 / 4,0
mullartiger Moder	-	-	4,3 / 3,4 / 2,9	-
Moder	-	4,9 / 3,5 / 3,1	4,0 / 2,7 / 2,5	4,4 / 2,8 / 2,8
rohhumusartiger Moder	3,9 / 3,1 / 2,6	-	4,3 / 3,7 / 2,8	4,0 / 4,2 / 3,3
Rohhumus	3,4 / 2,6 / 2,3	4,2 / 2,6 / 2,3	-	-
Anmoor	-	-	4,2 / (Aa: 2,8)	-
Graswurzelfilz-Moder	3,7 / 2,4 / 2,4	-	-	-

Auf die Rolle der Regenwürmer wurde im Bezug zum pH-Wert bereits hingewiesen: Regenwürmer tolerieren niedrige pH-Werte nur bis zu einer Grenze von ca. 3,5 (SCHACHTSCHABEL et al., 1998, S.329). Sie leben daher hauptsächlich in Mull-Humusformen. Wenn der Boden zunehmend saurer wird, sind keine Regenwürmer mehr vorhanden (GRAEFE, 1994). Fehlen nun im Mineralboden lebende Regenwürmer, kommt es zur Entstehung der Humusformen Moder und Rohhumus sowie deren Zwischenformen (BELOTTI, 1994). Eine rasche Einmischung unzerkleinerter Streu in den Mineralboden unterbleibt; die Zerkleinerung der Pflanzenreste zu organischer Feinsubstanz geschieht außerhalb des Mineralbodens und es entstehen die Auflagehorizonte Of und Oh.

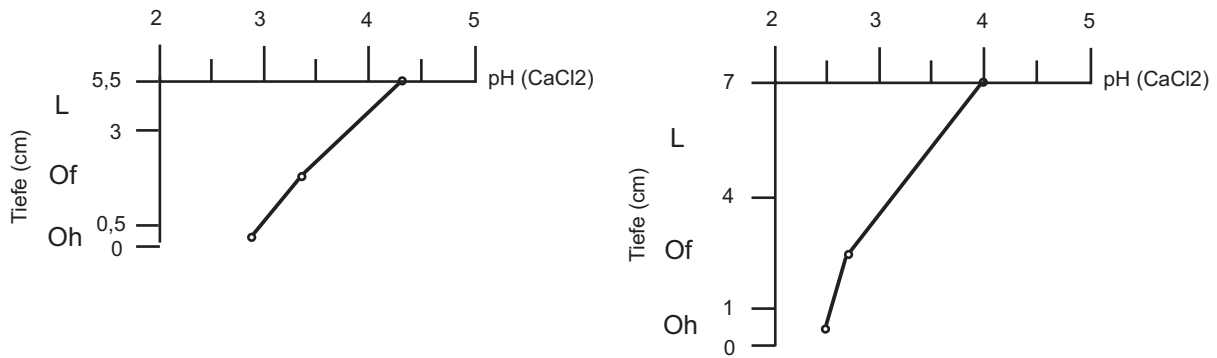


Abb. 12: pH-Tiefenprofile des mullartigen Moders (links) und des Moders (rechts) aus Kartiergebiet III

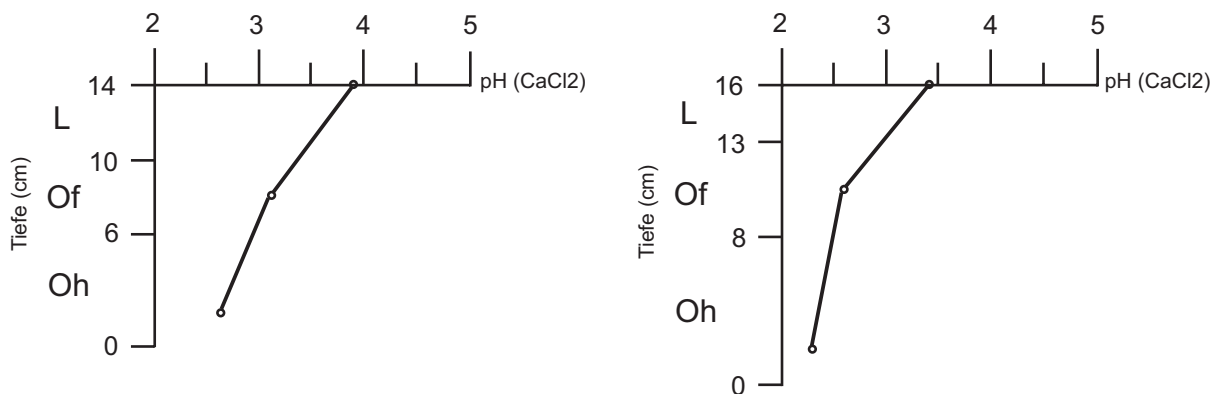


Abb. 13: pH-Tiefenprofile des rohumusartigen Moders (links) und des Rohhumus (rechts) aus Kartiergebiet I

Aus den chemischen Werten der vierzehn beprobten Humusprofile können zwar einige generalisierenden Aussagen getroffen werden, jedoch sollten diese als Tendenz verstanden werden. Völlig klar ist, dass es für allgemeingültige Schlussfolgerungen wesentlich mehr Profile bedarf. Nur zwei der acht gefundenen Humusformen, der Moder und der rohumusartige Moder, kamen in Gebieten unterschiedlichen Substrates vor. So gibt es für den Rohhumus und Graswurzelfilz-Moder keine Vergleichswerte von Grundmoränenstandorten; für L-Mull, F-Mull, mullartigen Moder und Anmoor gibt es ohnehin kaum Vergleichsprofile und erst recht keine von einem Sanderstandort.

7 Zusammenhänge zwischen Humusformen- und Bodengese auf Sandern und Grundmoränen

Die Differenzierung der Kartierergebnisse nach dem Ausgangssubstrat hat gezeigt, dass in den Grundmoränengebieten die Zusammenhänge zwischen Bodentypen und Humusformen nicht ganz so deutlich sind wie in den Sandergebieten. Das liegt vor allem an den verschiedenen Substraten der Grundmoränengebiete und der damit verbundenen größeren Verschiedenartigkeit der Bodenbildungen.

In Tabelle 4 sind die wesentlichen bodenbildenden Prozesse der vier Kartiergebiete in Beziehung zu den Humusformen gesetzt. Nur vereinzelt auftretende Humusformen, wie L-Mull, rohumusartiger Moder und Graswurzelfilz-Moder, wurden nicht berücksichtigt, da ihr Vorkommen zu gering ist, um eine Verbindung zu bestimmten Bodentypen herzustellen. Weiterhin wurden die vier verbraunten Profile des Gebietes I nicht bei den Verbraunungs-

prozessen erwähnt, da auch an diesen Standorten die Podsolierung der für die Abbaubedingungen und damit der Humusformenbildung entscheidendere Prozess ist.

Auf den podsolierten Böden der Grundmoräne ist nie ein Rohhumus ausgebildet und nur ganz selten ein rohhumusartiger Moder. Dagegen gibt es auf podsolierten Böden der Sandergebiete fast ausschließlich Rohhumus. Die Ursache dafür ist die Nährstoffzusammensetzung der Ausgangssubstrate: Sandersande sind generell nährstoffärmer als die Decksande der Grundmoränen. Sie haben einen geringeren Anteil verwitterbarer Mineralien/Silikate und neigen stärker zur Versauerung und Podsolierung. Die Lebensbedingungen für streuabbauende Organismen sind daher grundsätzlich in Sandersanden schlechter als in den Decksanden. Verbraunung, die nur in den Grundmoränengebieten als prägender Prozess vorhanden war, führte hier vor allem zur Bildung von F-Mull und mullartigem Moder. Auch in Sandersanden können generell Braunerden entstehen und ein Vergleich der von ihnen geprägten Humusformen mit denen der Grundmoräne wäre sicher sehr aufschlussreich gewesen, ist aber aus besagten Gründen nicht möglich.

Über Gleyen entstanden auf den Grundmoränenflächen F-Mull und mullartiger Moder; auf den Sanderflächen dagegen Moder. Ähnlich wie bei der Podsolierung ist die Humusform der Sander etwas schlechter als die der Grundmoräne. Die Erklärung ist die gleiche: die nährstoffarmen Sande bieten streuabbauenden Organismen nicht so gute Lebensbedingungen wie die Substrate der Grundmoräne. Die Populationen sind weniger aktiv und der Streuabbau wird stärker verzögert.

Bei den moderbedeckten Gleyen der Sander muss, wie bei anderen Bodentyp-Humusform-Kombinationen auch schon, bedacht werden, dass lediglich drei Profile vorhanden sind, deren allgemeingültige Aussagekraft doch etwas eingeschränkt ist.

Anmoor-Gleye, die wie die Braunerden nur im Grundmoränengebiet zu finden waren, standen meist mit Anmoor-Bildung als Humusform in Verbindung. An einigen Standorten waren jedoch, bedingt durch abgesenktes Grundwasser, Auflagehorizonte (L- und Of-Horizont) ausgebildet. Wenn auch in den Sandergebieten keine Anmoor-Gleye vertreten waren, so enthielten zwei Profilgruben einen wenige Zentimeter mächtigen Aa-Horizont. Bei beiden Profilen ist darüber ein Rohhumus vorhanden. Warum auch in diesem Gebiet von einer Absenkung des Grundwasserspiegels ausgegangen werden kann, wurde bereits erläutert. Es wird also auch auf Sanderflächen bestätigt, dass über Aa-Horizonten die Bildung von Auflagehorizonten stattfindet, wenn der Wasserhaushalt verändert wurde.

Tab. 4: Beziehung ausgewählter Bodenbildungsprozesse zu den Humusformen

Bodenbildung	F-Mull	mullartiger Moder	Moder	Rohhumus	Anmoor
Verbraunung	x	x			
Vergleyung	x	x	o		
Podsolierung			x	o	
Anmoor-Gley*					x
Lessivierung*		x	x		

x Grundmoränengebiete
o Sandergebiete
* Prozesse in Sandergebieten nicht vorhanden

Die aus Tabelle 4 zu entnehmende Verbindung zwischen Lessivierung und Bildung von mullartigem Moder und Moder wurde aus den Aufnahmen des Gebietes III hergeleitet und ist nur unter Berücksichtigung der geringen Profilmenge zu betrachten. Lessivierung tritt in beiden Grundmoränengebieten immer in Verbindung mit anderen Bodenbildungsprozessen auf. Um einen tatsächlichen Zusammenhang zwischen Lessivés und einer entsprechenden Humusformenbildung herzustellen, bräuchte man weitere Profile, die möglichst gar nicht oder kaum mit anderen Bodenbildungen kombiniert sind.

Manche Kombinationen von Bodentypen mit Humusformen treten offensichtlich nie oder nur sehr selten auf. Podsole wurden beispielsweise nur ganz selten in Verbindung mit einer besseren Humusform als Moder gefunden. Ebenso ist eine Beziehung zwischen Verbraunung/Vergleyung und Rohhumusbildung nur in Ausnahmefällen vorhanden.

Eine wichtige Aussage, die ebenfalls aus Tab. 4 entnommen werden kann, ist, dass bei der Frage nach dem Zusammenhang zwischen der Ausbildung von Bodentypen und Humusformen definitiv das Ausgangssubstrat der Bodenbildung berücksichtigt werden muss: *gleiche Bodenbildungen führen auf unterschiedlichen Ausgangssubstraten zu verschiedenen Humusformen.*

Die Frage nach dem Einfluss der Vegetation auf die Bildung von Humusformen wurde in den vorangegangenen Kapiteln bereits mehrfach ausführlich diskutiert. Die Vegetation hat natürlich einen Einfluss auf die Entstehung von Humusformen an sich, da die Art und Menge der den Humuskörper aufbauenden Streu- und Huminstoffe von der jährlich produzierten Streumenge und -zusammensetzung gesteuert wird (SCHACHTSCHABEL et al., 1998, S. 383). Jedoch hat die Vegetation nach den Untersuchungen dieser Arbeit letztendlich keinen vorrangigen Einfluss auf die Bildung bestimmter Humusformen auf verschiedenen, von bestimmter Vegetation dominierten Flächen: In Gebieten *gleichen Substrates* und *gleicher Bodenbildungen* haben sich trotz *verschiedener Vegetation* die *gleichen Humusformen* gebildet. In Gebieten unterschiedlichen Substrates und gleicher Bodenbildung sind bei gleicher Vegetation verschiedene Humusformen entstanden.

Die Bildung von Humusformen entsteht durch die Art, das heißt Vollständigkeit und Schnelligkeit, des Streuabbaus. Am Streuabbau sind verschiedene Organismen beteiligt, so zum Beispiel Regenwürmer, Asseln, Fliegenlarven, Tausendfüßler, Milben, Springschwänze sowie Bakterien und Pilze. Gerade Regenwürmer und Bakterien sind für einen zügigen und kompletten Streuabbau zwingend notwendig. Erstere sind sogar in der Lage, Lärchenstreu komplett abzubauen, wenn genug Stickstoff im Abbausystem ist. Regenwürmer und auch Bakterien sind keine säuretoleranten Arten (GISI et al., 1997, S. 171): ab einem pH-Wert von 3,5 wird man Regenwürmer nur ausnahmsweise im Boden antreffen (SCHACHTSCHABEL et al., 1998, S. 329). Bakterien bevorzugen neutrale bis alkalische Bereiche. Lediglich Pilze haben im neutralen bis sauren Bodenmilieu gute Lebensbedingungen.

Unterliegt ein Boden Prozessen, die mit saurer Reaktion einhergehen, zum Beispiel Podsolierung, dann leben in ihm keine Regenwürmer, die Populationsdichte der Bakterien ist geringer und die vorhandenen Mikroorganismen sind weitaus weniger aktiv (SCHACHTSCHABEL et al., 1998, S. 329) als in nicht so sauren Böden. Ein schneller und weitgehend vollständiger Abbau der Streu ist damit bei sauren Bodenbildungsprozessen generell nicht möglich, was zu folgender Schlussfolgerung führt: *das Ausgangssubstrat steuert die bodenbildenden Prozesse, deren Ergebnisse entscheiden über die Ansiedlung bestimmter streuabbauender Organismen, ihrer Populationsdichte und Aktivität. Deren Fähigkeit bzw. „Unfähigkeit“, Streu komplett und rasch abzubauen, führt zur Bildung der verschiedenen Humusformen.*

8 Zusammenfassung und Ausblick

Aus den Ergebnissen dieser Arbeit geht hervor, dass eine Beziehung zwischen der Bodenbildung und der Ausbildung bestimmter Humusformen besteht. Die Kartierung brachte vor

allem für die Humusformen F-Mull, mullartiger Moder, Moder und Rohhumus hinreichende Ergebnisse, um einen Zusammenhang zu Bodentypen herzustellen.

Es wurde ermittelt, dass keine Humusform an nur eine einzige Bodenbildung gebunden ist (Ausnahme: Anmoor), sondern eine gewisse Variabilität vorhanden zu sein scheint. Eine wesentliche Beobachtung dabei ist das Vorhandensein von Unterschieden im Zusammenhang zwischen Bodenbildung und Humusformenbildung auf verschiedenen Ausgangssubstraten. Die gegenüber den Grundmoränenstandorten im allgemeinen schlechteren Humusformen der Sanderstandorte sind bei gleichen Bodenbildungsprozessen vor allem auf das nährstoffärmere und damit für streuabbauende Organismen weniger günstige Ausgangssubstrat zurückzuführen.

Interessanterweise lassen die gewonnenen Daten keinen wirklichen Einfluss der Baumvegetation auf die Ausbildung bestimmter Humusformen erkennen. Die für einen zügigen und vollständigen Streuabbau ausschlaggebenden Faktoren werden hauptsächlich vom Ausgangssubstrat und der daran gekoppelten Bodenbildung gesteuert. Lediglich auf einigen Arealen der Grundmoränenstandorte könnten kleinräumige Abweichungen von den bisher genannten Korrelationen zwischen Bodentypen und Humusformen mit einem Einfluss der Baumvegetation begründet werden.

Ungeklärt bleiben wird vorerst die Frage, inwieweit die in dieser Arbeit erläuterten Beziehungen auf andere Naturräume übertragen werden können. Eine auf das Gebiet des Forstreviers Jägerhof begrenzte Gültigkeit ist offenbar vorhanden. Jedoch ist die Repräsentativität der Daten nicht als ausreichend einzuschätzen, um diese Gültigkeit generell auf Grundmoränen- und Sandergebiete in Mecklenburg-Vorpommern oder gar andere Bundesländer auszuweiten.

Ausblick

Damit die Frage nach der Übertragbarkeit der erläuterten Ergebnisse auf weitere Naturräume nicht unbeantwortet bleibt, werden zurzeit weiterführende Untersuchungen inklusive einer umfangreichen Humusformen- und Bodenkartierung in Vorpommern vorgenommen. Ziel dieser Untersuchungen ist, bisher fehlende grundlegende Kenntnisse über Zusammenhänge zwischen der Ausbildung von Humusformen und Bodentypen zu gewinnen. Dabei gilt zu klären, welche Faktoren die Ausbildung unterschiedlicher Qualitäten der Humusformen steuern und welche Veränderungen sich darauf aufbauend für bisherige Vorstellungen und Modelle zu Prozessen in Wäldern ergeben.

9 Literaturverzeichnis

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover
- ALBRECHT, G.; BENTHIEN, B.; BILLWITZ, K.; BIRR, K.-D.; BRUNNER, D.; BÜTOW, M.; HENKEL, R.; KROSCHESKI, T.; NEUGEBAUER, L.; OBENAU, H.; WEGNER, E.; WEIß, W. (1995): Mecklenburg-Vorpommern. Das Land im Überblick. In: Landeszentrale für politische Bildung (Hrsg.): Geographischer und historischer Atlas von Mecklenburg und Pommern, Band 1, Schwerin
- ANGERS, D. A.; CARON, J. (1998): Plant-induced changes in soil structure: Processes and feedbacks. In: BREEMEN, van N. (1998): Plant-induced soil changes: processes and feedbacks. p. 55-72, Dordrecht
- Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (1998): Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, Band 86
- BARSCH, H.; BILLWITZ, K.; BORK, H.-R. (Hrsg., 2000): Arbeitsmethoden in Physiogeographie- und Geoökologie. Gotha
- BELOTTI, E. (1994): Lebensformtypen wirbelloser Bodentiere, Streuverarbeitungsprozesse und Humusformen. In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 74, S. 45-48

- BEYER, L. (1990): Die morphologische und chemische Veränderung des Humuskörpers einer Parabraunerde unter Wald in 25 Jahren. In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 62, S. 169-174
- BEYER, L.; BLUME, H.-P. (1996): Zur Definition von Humusformen ackerbaulich genutzter Böden. II. Quantität und Qualität der organischen Bodensubstanz. In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 80, S. 187-191
- BILLWITZ, K. (1997b): Die landschaftsökologische Vorerkundung. In: Greifswalder Geographische Studienmaterialien 5, S. 49-74
- BILLWITZ, K. (1997c): Allgemeine Bodengeographie. In: HENDL, M.; LIEDTKE, H. (Hrsg.): Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie, S. 233-327, Gotha
- BILLWITZ, K. (1997d): Allgemeine Geoökologie. In: HENDL, M.; LIEDTKE, H. (Hrsg.): Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie, S. 635-720, Gotha
- BILLWITZ, K.; KÜHN, P. (2001): Der Bodenlehrpfad Jägerhof in Vorpommern. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Geographisches Institut
- BINKLEY, D.; GIARDINA, C. (1998): Why do tree species affect soils? The Warp and Woof of tree-soil interactions. In: BREEMEN, van N. (1998): Plant-induced soil changes: processes and feedbacks. p. 89-106, Dordrecht
- BLUME, H.-P.; BEYER, L. (1996): Zur Definition von Humusformen ackerbaulich genutzter Böden. I. Diagnostische Merkmale. In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 80, S. 183-185
- BREEMEN, van N. (2002): Natural organic tendency. In: Nature, vol. 415, p. 381-382
- GISI, U.; SCHENKER, R.; SCHULIN, R.; STADELMANN, F.X.; STICHER, H. (1997): Bodenökologie. Stuttgart
- GRAEFE, U. (1994): Humusformengliederung aus bodenzoologischer Sicht. in: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 74, S. 41-44
- HAIDER, K. (1997): Von der toten organischen Substanz zum Humus. In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 85, II, S. 691-694
- HELMS, S. (2000): Geoökologische Standortkette und Kausalprofil als Erkundungshilfe (regionales Beispiel: Forstrevier Jägerhof). Unveröff. Projektarbeit, Geographisches Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald
- HELMS, S. (2001): Zum Zusammenhang zwischen der Ausbildung von Humusformen und Bodentypen auf Sandern und Grundmoränen. Unveröff. Diplomarbeit, Geographisches Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald
- HOFMEISTER, F. (2000): Geomorphologisch-geomorphographische Kartierung im Forstrevier Jägerhof. Unveröff. Projektarbeit, Geographisches Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald
- KOPP, D. (1961): Das Arbeitsverfahren der forstlichen Standortserkundung im Nordostdeutschen Tiefland. Berlin
- KOPP, D.; HURTTIG, H. (1965): Die forstliche Standortserkundung als Beitrag zu einer standörtlich-kartographischen Inventur der Kulturlandschaft, dargestellt am Beispiel des nordostdeutschen Tieflandes. In: Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung. Band 5, Heft 1, S. 3-25, Berlin
- KOPP, D. (1969): Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung in der Deutschen Demokratischen Republik. Erster Band: Die Waldstandorte des Tieflandes. Potsdam
- KOPP, D. (1975): Kartierung von Naturraumtypen auf der Grundlage der forstlichen Standortserkundung. In: Petermanns Geographische Mitteilungen 119, S. 96-114, Gotha
- KOPP, D.; DIECKMANN, O.; KONOPATZKY, A. (1996): Methode der Humusformenansprache bei der forstlichen Standortserkundung im nordostdeutschen Tiefland. In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 80, S. 205-216
- KWASNIOWSKI, J. (2000): Boden- und Reliefanalyse zur Abschätzung anthropogener Landschaftsveränderungen im Naturschutzgebiet Eldena (Vorpommern). unveröff. Diplomarbeit, Geographisches Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

- Landesamt für Forsten und Großschutzgebiete Mecklenburg-Vorpommern (Hrsg., 1999): Forstliche Standortskartierung in Mecklenburg-Vorpommern. Teil B: Standortformen und -gruppen. Malchin
- Landesvermessungsamt Mecklenburg-Vorpommern (Hrsg., 1994): Kreis Ostvorpommern Kreisfreie Stadt Greifswald. Kreiskarte 1:100 000, Schwerin
- LESER, H. (Hrsg., 1998): Wörterbuch Allgemeine Geographie. München, Braunschweig
- MILBERT, G. (1996): Zur Gliederung der Waldhumusformen in der Bodenkundlichen Kartieranleitung und der Forstlichen Standortaufnahme. In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 80, S. 217-220
- MILTNER, A. (1993): Streuzersetzung und Humifizierung in der gemäßigten und der mediterranen Klimazone. In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 71, S. 221-224
- Ministerium für Landwirtschaft und Naturschutz des Landes Mecklenburg-Vorpommern (Hrsg.); SCHULZE, G. (1996): Anleitung für die forstliche Standortserkundung im nordostdeutschen Tiefland. Schwerin
- PRADE, C. (1988): Landschaftsanalyse eines forstlich genutzten Kleineinzugsgebietes unter Beachtung des oberirdischen Abflussprozesses. Diplomarbeit, Geographisches Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald
- REIFF, B; EBERL, C. (1994): Merkmale von Humusformen in bewirtschafteten Buchen-, Fichten- und Mischbeständen beider Baumarten in der montanen Stufe des Harzes. In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 74, S. 61-64
- ROTHER, H. (1999): Analyse und Interpretation von Leitböden des Forstreviers Jägerhof. Unveröff. Projektarbeit, Geographisches Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald
- ROTHMALER, W. (1996): Exkursionsflora von Deutschland. Gefäßpflanzen: Grundband. Jena, Stuttgart
- SCHACHTSCHABEL, P.; BLUME, H.-P.; BRÜMMER, G.; HARTGE, K. H.; SCHWERTMANN, U. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde. Stuttgart
- SCHLICHTING, E.; BLUME, H.-P.; STAHR, K. (1995): Das Bodenkundliche Praktikum. Berlin, Wien u.a.
- SCHOLTEN, Th. (1990): Vergleich der Humusformen in zwei Buchenbeständen unter dem Einfluss hoher atmosphärischer Stoffeinträge. In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 62, S. 175-182
- WIECHMANN, H. (1996): Sinn und Möglichkeiten der Klassifizierung von Ackerhumusformen. In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 80, S. 197-200
- WITTHAR, M. (1998): Humusformen in Abhängigkeit von ausgewählten Vegetations- und Standortfaktoren im Forstamt Reinhausen. Diplomarbeit an der Fachhochschule Hildesheim/Holzminde, Göttingen

Anschrift der Autorin

Dipl.-Geogr. Sabine Helms, Universität Greifswald Geographisches Institut,
Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16, D-17487 Greifswald, e-mail: sabine@sfmd.de

Eigenschaften und Verbreitung schwarzerdeartiger Böden auf der Insel Poel (Nordwest Mecklenburg-Vorpommern)

Characteristics and distribution of chernozem-like soils of island Poel
(North-West Mecklenburg-Vorpommern)

CHRISTIAN ALBRECHT & PETER KÜHN

Zusammenfassung

Auf der Basis feldebodenkundlicher Befunde aus 30 Profilgruben und 296 Bohrungen (2 m), bodenphysikalischer, boden-, und geochemischer Analytik werden anhand von drei Leitprofilen die Eigenschaften der schwarzerdeartigen Böden der Insel Poel dargestellt und im Kontext der Entwicklung des Jüngeren Jungmoränengebietes erläutert. Das besondere dieser Böden ist, dass über einem Lessivé ein schwarzerdeartiger Boden entwickelt ist, ohne dass im Bt-Horizont humusreiche Toncutane festzustellen sind. Die vereinfachte Horizontfolge der untersuchten Böden lautet Ap/Axh/Al-Sw+Axh/II(Al-Sw/)Bt-Sd/ICv. Die Ergebnisse der Feldarbeiten werden in einer Bodentypenkarte vorgelegt. Unter Verwendung eines GIS wird über einen Vergleich der eigenen Daten mit denen der Reichsbodenschätzung deren Aussagekraft in Bezug auf die räumliche Verbreitung der schwarzerdeartigen Böden auf Poel überprüft. Allein auf Grundlage der Reichsbodenschätzung lassen sich nur Punktkarten erzeugen. Erst eine überprüfende Kartierung ermöglicht die Entwicklung einer Bodenkarte.

Summary

On the island of Poel the flat and slightly undulating till plains of the north German Mecklenburgian Stage (deglaciation ~14000 BP) are well developed. On the basis of 30 soil pits and 296 auger drillings (2 m), soil physical, soil chemical and geochemical analyses, the features of chernozem-like soils are presented and discussed with regard to late Pleistocene/Holocene landscape history. Soil formation led to soil types which show haplic Chernozems on top of (stagnic) Albeluvisols (WRB) with a simplified Ap/Ah/(Eb)/(EBtb(g))/Btb(g)/C horizon sequence. In this case, formation of the Bt-horizon does not result from Chernozem degradation, as described from a lot of degraded Chernozems in Germany. The formation of the Chernozems postdates the Luvisol formation. By means of a GIS the new field data have been compared with the data of the *Reichsbodenschätzung*. The data of the *Reichsbodenschätzung* are evaluated with the new soil survey. The current distribution of the Chernozem-like soils is depicted in a detailed soil map.

1 Einleitung

Seit Beginn der wissenschaftlichen Erforschung von Böden sind Schwarzerden oder Tschernoseme auf Grund ihrer agrarwirtschaftlichen Bedeutung Gegenstand intensiver Untersuchungen gewesen. Aus den russischen Steppen, dem Hauptverbreitungsgebiet dieses Bodentyps, stammen die ersten Beschreibungen von LOMONOSSOW (1763) und DOKUČAEV (1833). Die Hauptverbreitungsgebiete der Schwarzerden in Mitteleuropa sind die Lössböden. Entsprechend konzentriert sich ein Großteil der bisherigen Untersuchungen auf die klassischen Verbreitungsgebiete dieses Bodentyps in Mittel- und Süddeutschland.

Die Existenz von schwarzerdeartigen Böden im Jungmoränengebiet kann auch heute noch als eine Besonderheit gelten. Erste Untersuchungen gehen auf HOHENHEIM (1919) zurück. Ihr Vorkommen auf Poel ist durch BÜLOW (1938), BÖTTCHER (1959) und DIEMANN (1972) dokumentiert. In der Literatur wird ihre Existenz meist im Zusammenhang mit den Schwarzerden auf Fehmarn und in der Uckermark referiert (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 2002; JANETZKO & SCHMIDT 1996; KUNTZE et al. 1995; FIEDLER 2001; MARCINEK/LIEDTKE 2001). Auch jüngere bodenkundliche Untersuchungen beschränken sich, mit Ausnahme der Arbeit von FISCHER-ZUIKOV (2000), auf die klassischen Verbreitungsgebiete von Schwarzerden (GEHRT 1999; GUNREBEN 1998, HÖHNSCHIEDT 2002). Aufgrund fehlender großmaßstäbiger Untersuchungen zu den schwarzerdeartigen Böden auf Poel sind noch immer zahlreiche Fragen unbeantwortet, die deren Verbreitung und Eigenschaften sowie deren bodensystematischen Einordnung und Genese betreffen (ALBRECHT 2003).

Da die schwarzerdeartigen Böden auf Poel letztmalig vor mehr als 30 bzw. 40 Jahren untersucht wurden (BÖTTCHER 1959; DIEMANN 1972), werden in der vorliegenden Studie auf der Grundlage der physisch-geographischen und historischen Gegebenheiten Poels zunächst ausgewählte Eigenschaften und die Verbreitung dieser für Deutschland wohl einzigartigen Böden erläutert. Weitere Publikationen mit thematischen Schwerpunkten zur Genese und Mikromorphologie dieser Böden sowie zur Zusammensetzung der organischen Substanz sind in Vorbereitung.

1.1 Schwarzerden und schwarzerdeartige Böden: Definition und Eigenschaften

Als Schwarzerden werden Böden der Steppenklimate mit Jahresniederschlagsmengen zwischen 250 - 650 mm bezeichnet. Eine typische Axh/Axh+IC(c)/C(c) Horizontabfolge ist aus carbonathaltigem, feinbodenreichem Lockergestein entstanden, wobei der schwarzgrau gefärbte und > 4 dm mächtige Axh-Horizont oft durch jüngere pedogenetische Prozesse überprägt ist. Der Übergang zum C-Horizont ist in der Regel durch einen Axh+IC(c)-Verzahnungshorizont gekennzeichnet (AK BODENSYSTEMATIK 1998).

Die Klasse der Schwarzerden wird in die Typen Tschernosem und Kalktschernosem unterteilt. Für beide Typen ist eine intensive bioturbate Durchmischung des Axh-Horizontes in Form von wieder verfüllten Grabgängen charakteristisch, die sich bis in eine Tiefe von einem Meter in Form von so genannten Krotowinen darstellen. Die intensive dunkle Färbung der reliktschen Axh-Horizonte mit Chromawert ≤ 3 und Valuewert ≤ 4 (nach MUNSELL Soil Color Chart) ist ein weiteres typisches Merkmal. Kalktschernoseme unterscheiden sich durch eine deutliche Sekundärcarbonatanreicherung im Unterboden, oft in Form von Pseudomycelien.

Neben den Schwarzerden im engeren Sinne werden durch weitere Pedogenese überprägte Schwarzerden als *degradiert* bezeichnet. In der KA 4 (AG BODEN 1994) werden Schwarzerden mit Verbraunungs-, Lessivierungs-, Stau- oder Grundwassermerkmalen als Subtypen klassifiziert. Starke Ton- und Humusdurchschlammungen primärer Schwarzerden sind nach FIEDLER (2001) charakteristisch für Griserden, die auch stark lessivierte Schwarzerden oder Übergangstypen zwischen Lessivé und Schwarzerde mit einschließen (typische Horizontabfolge: Ah/Ahl/Bht-Bt/Cc/C).

Die Degradation von Schwarzerden wird durch verschiedene Faktoren verursacht. Durch Entkalkung, sinkenden pH-Wert und Verwitterung primärer Silikate unter Neubildung von Tonmineralen und Fe-Oxiden sowie durch Tonverlagerung werden die mächtigen humosen Horizonte überprägt. Die Entwicklung kann von einem Braunerde-Tschernosem über einen Parabraunerde-Tschernosem, zu einer Tschernosem-Parabraunerde (auch Griserde genannt) verlaufen, die in dieser Abfolge die letzte Degradationsstufe darstellt.

Da seit dem Atlantikum die Degradationsprozesse anhalten, sind alle mitteleuropäischen Schwarzerden als reliktsche Bildungen zu betrachten, deren Erhaltungszustand von der Überprägungsintensität abhängig ist (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 2002). Auf die Erhaltung

der Tschernoseme kann die Lage der Böden im Relief eine außerordentliche Bedeutung besitzen (SABEL 1982). Zusätzlich übt die Beackerung des Bodens auf deren Erhaltungszustand einen maßgeblichen Einfluss aus (FISCHER-ZUIKOV 2000; HÖHNSCHEIDT 2002). Im Zuge der Wiederbesiedlung des mitteleuropäischen Raumes im Holozän wurde die Degradierung regional durch frühe Kultivierung und dem damit verbundenen Anstieg des pH-Wertes gehemmt oder zeitweilig unterbrochen.

Die Axh-Horizonte der untersuchten schwarzerdeartigen Böden auf Poel erfüllen in der Regel alle nach KA 4 (AG BODEN 1994) bzw. aktueller Bodensystematik (AK BODENSYSTEMATIK 1998) notwendigen Merkmale für Axh-Horizonte. Aufgrund des hohen Sandgehaltes des Ausgangssubstrates ist einzig das geforderte stabile Aggregatgefüge nicht deutlich ausgebildet. Eine zweifelsfreie bodentypologische Einordnung der Horizontabfolgen in die deutsche Bodensystematik ist derzeit dennoch kaum möglich, da einer Zuordnung zu einem der oben genannten Übergangstypen eine Degradierung der Schwarzerden voraussetzt, die bei den schwarzerdeartigen Böden auf der Insel Poel nur in Ausnahmefällen festzustellen ist. Deshalb sprechen wir im Folgenden von schwarzerdeartigen Böden und nicht von Schwarzerden.

1.2 Verbreitungsgebiete von Schwarzerden in Mitteleuropa

Die größten Schwarzerdegebiete Deutschlands befinden sich auf Löss und lössähnlichen Sedimenten in der Magdeburger Börde, der Hildesheimer/Braunschweiger Börde, im Thüringer Becken, in der Leipziger Tieflandsbucht sowie im Oberrheintalgraben. Weiterhin ist ein überwiegend trockenes Klima im Lee weiter westlich gelegener Höhenzüge typisch.

Das Vorkommen von Schwarzerden im Jungmoränengebiet beschränkt sich nach der BÜK 1:1 Mio. (1993) auf drei Areale auf den Inseln Fehmarn und Poel sowie in der Uckermark. Auf Poel handelt es sich um die Böden des flachwelligen bis hügeligen Flachlandes, das von Parabraunerde-Tschernosem/Parabraunerde-Gesellschaften aus Geschiebemergel oder Beckenablagerungen dominiert wird. In den küstennahen Akkumulationsräumen werden Podsol/Braunerde-Podsol/Gley-Podsol-Gesellschaften auf sandigen Flussablagerungen ausgewiesen.

1.3 Zielsetzung

Detaillierte bodenkundliche Untersuchungen der schwarzerdeartigen Böden auf der Insel Poel sollen deren diagnostische Merkmale in einen landschafts- und bodengenetischen Kontext stellen. Anhand der Ergebnisse werden Rückschlüsse auf die Genese und die möglichen Bodenbildungsfaktoren gezogen, die eine vergleichende Betrachtung mit bereits untersuchten Schwarzerden ermöglichen. Die Aufnahme von Boden, Substrat und Relief bildet hierfür die Grundlage. Anhand von Leitprofilen aus dem Untersuchungsgebiet werden, mittels feldbodenkundlicher Aufnahme und laboranalytischer Untersuchung, die Eigenschaften der Böden charakterisiert. Unter Verwendung eines GIS wird über einen Vergleich der eigenen Daten mit denen der Reichsbodenschätzung die Aussagekraft der Reichsbodenschätzung in Bezug auf die Verbreitung der schwarzerdeartigen Böden auf Poel überprüft (ALBRECHT 2003).

2 Methoden

2.1 Geländearbeit

2.1.1 Bodenkartierung

Nach Sichtung der (Arbeits-)Karten der Reichsbodenschätzung, der MMK, der TK 10 und unter Berücksichtigung der Arbeit von BÜLOW (1938) und BÖTTCHER (1959), sowie nach

Auskunft der Landwirte der *Norddeutschen Pflanzenzucht Gesellschaft*, wurden geeignete Flächen ausgewählt. Alle Bohrungen wurden mit einer 32 mm Schlitzsonde ausgeführt und auf 2 m abgeteuft, sofern nicht schon in geringerer Tiefe die Entkalkungsgrenze nachgewiesen werden konnte. Insgesamt wurden 296 Bohrungen nach KA 4 (AG BODEN 1994) unter Ansprache von Lage, Horizont, Horizontuntergrenzen, Bodenart, Humusgehalt, Carbonatgehalt, Hydromorphie Merkmalen und Bodenfeuchte aufgenommen. Im Rahmen zweier feldbodenkundlicher Praktika sind darüber hinaus 30 Bodengruben durch StudentInnen der Universität Greifswald angelegt worden. Für alle Profile wurden ebenfalls ausgewählte Merkmale nach KA 4 (AG Boden 1994) aufgenommen. Davon wurden mehrere repräsentative Leitprofile ausgewählt und beprobt. Mit einer Schaufel wurden horizontweise Mischproben von ca. 2 - 3 kg Material entnommen und in Beuteln luftdicht verpackt.

2.1.2 Vermessung

Neben der ungefähren Lageangabe mittels Schrittmaß in der Arbeitskarte im Maßstab 1:5000 und einer Höhenangabe auf der Basis der TK 10 erfolgte die genaue Einmessung der Höhen der Leitprofile durch ein Streckennivellement. Ausgehend von Messpunkten des geodätischen Festnetzes wurden die Höhen der Profile mit Hilfe von Theodolith und Messlatte bestimmt und die genaue Lage mit einem GPS ermittelt. Die horizontale Lagegenauigkeit von 5 - 8 m erwies sich für die vorliegende Studie als ausreichend. Die Positionen beziehen sich auf das WGS 84-Koordinatensystem und wurden bei der Integration in das GIS in Gauß-Krüger 3°-Streifen-System mit Rauenberg Bezugseipsoid transformiert.

2.2 Laboruntersuchungen

Probenaufbereitung

Die aus den Profilen entnommenen Mischproben wurden luftgetrocknet und der Grobbodenanteil (> 2 mm) abgeseibt. Alle weiteren Untersuchungen beziehen sich nur auf den Feinbodenanteil < 2 mm.

Korngrößenanalyse

Humoser Feinboden wurde erst mit 10%igem H_2O_2 , danach mit 30%igem H_2O_2 zur Humuszersetzung behandelt. Carbonathaltiges Material, das im Gelände auf HCl reagierte, wurde mit 10% HCl (pH > 4) zur Carbonatzerstörung behandelt. Nachdem die Proben nicht mehr schäumten, wurden sie so lange in *aqua dest.* gewaschen, bis sie drei Tage trübe blieben. Der so behandelte Feinboden wurde anschließend bei 50°C getrocknet. Jeweils 20 g vorbehandelte getrocknete Feinerde wurde mit 25 ml 0,1 N Natriumpyrophosphat dispergiert und 15 min. im Ultraschallbad behandelt. Die Proben wurden etwa 12 h über Kopf geschüttelt. Die Bestimmung der Ton- und Schlufffraktion erfolgte mit der Pipettmethode nach KÖHN. Die Sandfraktionen wurden nass gesiebt und bei 105°C getrocknet. Ergab sich anhand der Parallelen bei der Summe der Feinerdefraktionen eine Differenz von mehr als 3%, wurde die Analyse wiederholt. Dies geschah ebenso, wichen die Parallelen um mehr als 1% voneinander ab.

Glühverlust

Bei 550° C wurden die Proben zwei Stunden lang geglüht. Nach SCHLICHTING et al. (1995) verflüchtigt sich bei dieser Temperatur die organische Substanz. Anschließend wurden die Rückstandsgewichte mit den Ausgangsgewichten verglichen. Die Differenz bezeichnet den Anteil an organischem Material.

pH-Wert

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

C-, N-Untersuchung

Die C_{ges}-Messung erfolgte mit einem ELTRA-Analysegerät. Bei der Parallelbestimmung wurde das arithmetische Mittel gebildet. Der C- und N-Gehalt der Oberbodenhorizonte der Profile C1/2, C2/4, C4/3, C4/4 sowie C6/4 wurden am Institut für Bodenkunde und Pflanzenernährung in Rostock bestimmt.

Potenzielle Kationenaustauschkapazität (KAK_{pot})

Eintausch von Ba²⁺ im Perkolationverfahren bei pH 8,1 nach MEHLICH (1942), modifiziert nach MEIWES et al. (1984). H⁺- und Al-Kationen wurden nicht bestimmt. Die Bestimmung der KAK_{pot} wurde von PD Dr. C. EMMERLING (Abt. Bodenkunde, FB VI der Universität Trier) durchgeführt.

Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Die RFA dient zur Bestimmung der Haupt- und Spurenelemente. Das luftgetrocknete Probenmaterial < 2 mm wurde etwa 1½ Stunden mit einer Planetenkugelmühle gemahlen. Die Analyse der Profile wurde an Schmelztabletten durchgeführt: Aufschluss im Verhältnis von Li-Metaborat zu Probenmaterial 1:5. Die Analyse wurde von Dr. J. EIDAM (Geologisches Institut, Universität Greifswald) mit einem wellenlängendispersiven RF-Spektrometer PHILIPS PW 2404 durchgeführt.

2.3 Kartenanalysen und Grundlagen

Die kartographische Auswertung umfasst die geologische Oberflächenkarte mit Autorenberichten, die Arbeitsblätter der Substrattypenkarte, der Grundwasserkarte, der Quartärbasiskarte, die Bodenübersichtskarte 1:1 000 000, die Bodenkarte 1:100 000 der Mittelmaßstäbigen landwirtschaftlichen Standortkartierung (MMK) und deren Arbeitsblätter 1:25 000. Zur Dokumentation der historischen Landnutzung werden die HONICKHUSENSCHE Karte um 1700, die WIEBEKINGSCHHE Karte von 1786 und die SCHMETAUSCHHE Karte von 1788 herangezogen. Weiterhin wurden die digitalen Daten der Reichsbodenschätzung, die Daten für Digitalen Geländemodell (DGM 50 und DGM 25) sowie panchromatische Luftbilder in einem Geographischen Informationssystem (GIS) bearbeitet und ausgewertet.

In einem Datenbankprogramm wurden die bereits digital erfassten Daten der Reichsbodenschätzung (RBS) für den Raum Wismar zusammengefasst und in eine einheitliche Tabellenform gebracht. Das Geländemodell und die Auswertung der Reichsbodenschätzung wurden mit Grass 5 (Linux OS) bearbeitet und mit ESRI Arc GIS 8 graphisch aufbereitet.

3 Regionale Einordnung der Insel Poel

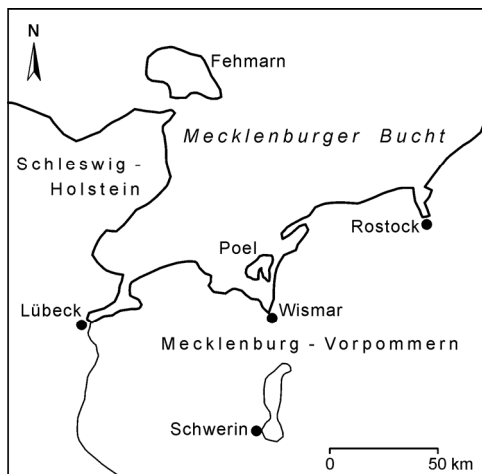


Abb. 1: Lage der Insel Poel

Poel besitzt eine Größe von 36 km² und liegt im Zentrum der Wismarbucht, ca. 10 km nördlich der Stadt Wismar (Abb. 1). Die Wismarbucht bildet zusammen mit der Lübecker Bucht im Westen die Mecklenburger Bucht und damit den südwestlichen Teil der Ostsee. Zwischen Fährdorf und Groß Strömkendorf verbindet seit 1927 ein Damm die Insel mit dem Festland. In der Zonierung des geomorphologischen Grundgerüsts nach BILLWITZ (1997) gehört die Wismarbucht zum westlichen Teil der Nördlichen Vorlandzone des Landrückens und ist damit ein Landschaftstyp, dessen Gestalt sowohl durch die jüngsten Prozesse der Inlandvereisung als auch durch die menschliche Nutzung geprägt ist. Die Besiedlungsgeschichte der Insel lässt sich bis in

das Spätmesolithikum zurückverfolgen (BENTHIEN 1996). Heute dominieren Landwirtschaft und Tourismus als Nutzungsformen, während Fischerei und Fischzucht kaum noch von Bedeutung sind.

3.1 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet liegt auf der Osthälfte der Insel. Im Osten wird es von der Straßenlinie Gollwitz-Vorwerk-Malchow begrenzt. Im Westen bildet die Straße zwischen Fährdorf-Niendorf entlang einer Linie Niendorf-Nebelstation die Grenze (Abb. 2). Das gesamte Gebiet wird intensiv landwirtschaftlich genutzt.

Der Südteil des Untersuchungsgebietes dient vorwiegend der Saatzucht, während der Nordteil konventionell bewirtschaftet wird. Hauptsächlich werden Raps, Weizen, Triticale, Rotklee und Ackerbohnen in verschiedenen Fruchtfolgen angebaut.

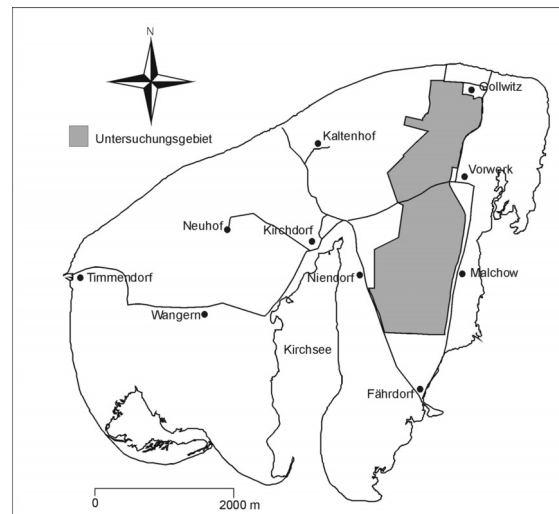


Abb. 2: Lage des Untersuchungsgebietes

3.2 Klima

Poel liegt im Klimagebiet der mecklenburgisch-vorpommerschen Küste, das sich in einem ca. 20 km nach Süden reichenden Streifen entlang der Küste erstreckt. Dieser maritim beeinflusste Teil des Landes lässt sich durch geringe Niederschläge (< 600 mm/a), milde Temperaturen ($\bar{\theta}$ 8°C) und häufige Winde vom südlich gelegenen kontinentaleren Klimagebiet abgrenzen. Die ökoklimatische Wasserbilanz ist positiv, da die Verdunstung während der Vegetationszeit geringer ist als der Niederschlag. Dies wird zusätzlich durch die hohe Luftfeuchtigkeit begünstigt, so dass es oft diesig ist und häufig zur Ausbildung von Frühjahrsnebel kommt.

Im Jahresmittel beträgt die Temperatur auf Poel 8,3°C (Station Kirchdorf) und unterscheidet sich damit gegenüber den binnenländisch geprägten Klima nur unbedeutend (Woldegk:

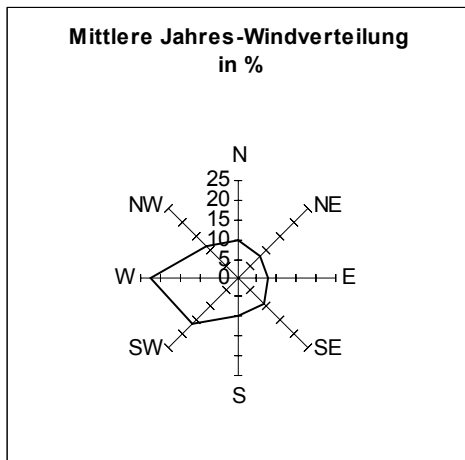


Abb. 3: Mittlere Jahres-Windverteilung der Station Kirchdorf, Periode 1881-1939 (Quelle: FORSTL. STANDORTKARTIERUNG M-V, Teil B 1999)

7,5°C; METEOROLOGISCHER DIENST DDR 1987). Das Klima zeichnet sich durch milde Winter und kühle Sommer aus. Im Januar liegt die mittlere Monats-temperatur der Luft bei 0° C und im Juli bei 16,7° C (METEOROLOGISCHER DIENST DDR 1987). Der jährliche Niederschlag liegt bei 547 m/a (METEOROLOGISCHER DIENST DDR 1987), mit einem Maximum im Juli und August.

Die Windverteilung auf der Insel ist repräsentativ für das gesamte westliche Küstengebiet. Es herrschen westliche Winde vor, die im Januar mit 53,4% und im Juli mit 60,1% wesentlich stärker ausgeprägt sind als im Binnenland (Abb. 3). Im Vergleich dazu besitzt Neustrelitz im Binnenland einen Westwindanteil von 42,7% bzw. 54,0%. Der Anteil der Windstille liegt auf Poel bei nur 4,1% im Januar und 6,5% im Juli (FORSTL. STANDORTKARTIERUNG M-V, Teil B 1999).

3.3 Hydrologie

Auf Poel gibt es keine oberirdischen Fließgewässer. Durch die intensive landwirtschaftliche Nutzung bilden sich nach Frühjahrs- und Herbstniederschlägen in abflusslosen Senken, insbesondere bei stauendem stark verdichtetem Substrat, temporär überflutete Bereiche. Überwiegend deshalb ist ein Großteil der Ackerfläche mit Drainagen versehen, die in Sölle oder abflusslose Gräben entwässern. Auf der Grundwassertiefenkarte wird die natürliche Grundwassertiefe auf Poel mit 0 - 5 m ausgewiesen, wobei diese zum Festland hin an Tiefe zunimmt.

3.4 Relief und Substrat

Poel liegt im Jüngerem Jungmoränengebiet Mecklenburg-Vorpommerns und damit im Bereich der typischen, flachwelligen, zum Teil kuppigen Grundmoräne nördlich der Pommer-schen Hauptendmoräne. Zahlreiche Sölle und flache Senken kennzeichnen diesen glazialen Landschaftstyp, der mit Hangneigungen zwischen 0 - 2 (max. 5°), abgesehen von den Kliffkanten, keine markanten Reliefunterschiede aufzeigt. Morphologisch besteht Poel aus zwei Rücken, die in N-S-Richtung verlaufen und im Norden von 25 bzw. 22 m HN nach Westen und Osten bis auf 8 - 5 m HN abfallen. Diese Höhenrücken werden im Süden durch die Kirchsee in einen Ost und einen Westteil getrennt (Abb.2). Die höchste Erhebung der Insel stellt der Knickelberg westlich von Kirchdorf mit 25,6 m HN dar.

Der generelle Substrataufbau im Untersuchungsgebiet ist für Grundmoränen typisch. Er setzt sich an der Basis aus einem sandig-lehmigen Geschiebemergel zusammen, auf dem ein entkalkter Geschiebelehm fußt. Im Hangenden ist als periglaziäre Deckschicht der Decksand ausgeprägt. Oftmals sind glazilimnische und glazifluviale Sandlinsen in den Aufbau eingeschaltet. In kleineren, flachen Becken der Insel haben sich Schluffe und Tone abgelagert, über denen in der Regel ein Niedermoor ausgebildet ist. In den Niederungsbereichen im Übergang zur Küste wachsen die Niedermoore auf Schlickten bzw. Schlick über Geschiebemergeln.

3.5 Böden

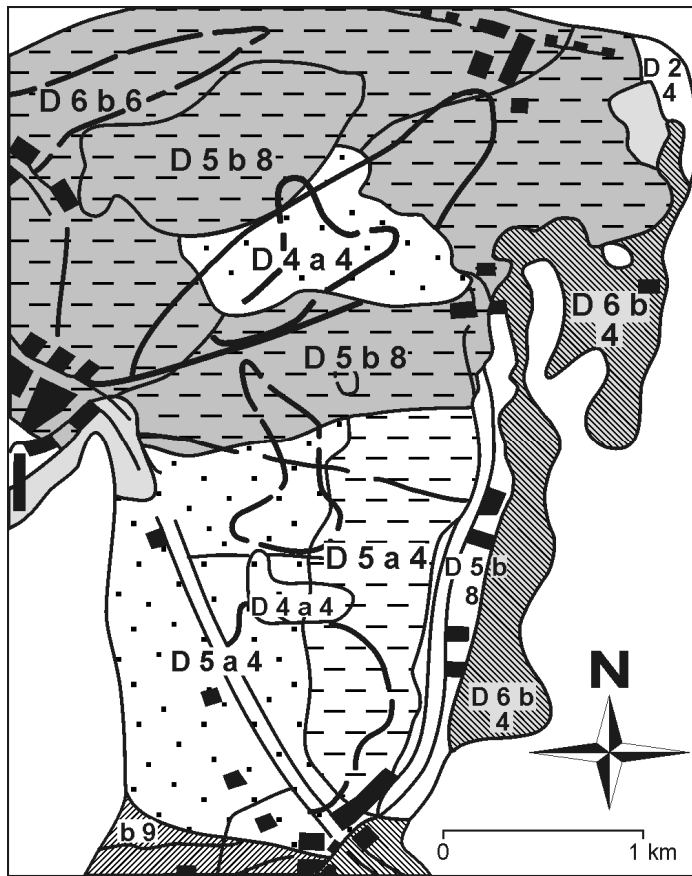


Abb. 4: Ausschnitt aus der MMK 1:100000

von mindestens 40% ein. Als Substrate herrschen zu über 60% Lehme und Tieflehme vor, die auch als Salmtieflehme, Decklehme oder Tone auftreten können. Abbildung 4 zeigt die generalisierten Bodenareale. Die gepunktet dargestellten Gebiete besitzen eine Hangneigung unter 2°. Im Untersuchungsgebiet sind fünf Kartiereinheiten ausgewiesen.

Zur Klärung bodengenetischer Prozesse kann die MMK nur bedingt beitragen, da bei der Ausweisung von Bodenarealen in der MMK die Verwertbarkeit der Bodeneigenschaften für die landwirtschaftliche Produktion im Vordergrund stand. Deshalb finden vor allem bodenphysikalische Merkmale wie Substrat, Staunässe und Hangneigung Eingang in ihre Bewertung. Pedogenetische Eigenschaften wie Humusanreicherung, Schwarzerdedegradation, Lessivierung und Pseudovergleyung sind zwar angegeben (DIEMANN 1982), eine eindeutige Übersetzung in die Nomenklatur der KA 4 ist jedoch nur bedingt möglich.

In Annäherung an die Lesart der KA 4 ergibt sich für die Kartiereinheit D6b 6 der MMK eine humose Parabraunerde aus Geschiebelehm und vereinzelt Parabraunerde-Pseudogley-Kolluvisole aus Decksand über (tiefem) Geschiebelehm. In der MMK-Kartiereinheit D5b 8 sind humose Parabraunerden in den höheren Lagen, Tschernosem-Parabraunerde-Pseudogleye in von Hangwasser beeinflussten Bereichen und Humusgleye in den durch Grundwasser geprägten Senken zu erwarten. Ausgehend von der Substratvergesellschaftung von glazifluvialen Sanden und einem typischen Dreischichtaufbau aus Decksand über Geschiebelehm über tiefem (sehr tiefem) Geschiebemergel sind in der Kartiereinheit D4a 4 Bändersandbraunerden und Parabraunerden zu finden. Im zentralen Teil des Ostschenkels der Insel dominieren Parabraunerde-Tschernoseme (Tschernosem-Parabraunerden) bzw. humose Parabraunerden das Bodenmosaik bei der Kartiereinheit D5a 4 (Abb. 4).

Nach der BÜK 1:1 000 000 liegt Poel in der Bodenregion des wellig-hügeligen Flachlandes und der Hügelländer und werden von den Leitbodenformen der Parabraunerde-Tschernoseme und Parabraunerden aus Geschiebemergel oder Beckenablagerungen geprägt. In den flachen Bereichen der Haken dominieren Podsole, Braunerde-Podsole und Gley-Podsole aus sandigen glazifluvialen Ablagerungen. Durch intensive landwirtschaftliche Nutzung sind in etwas stärker reliefierten Bereichen auf flachen Kuppen Pararendzinen und Regosole sowie gekappte Parabraunerden verbreitet. In Hangfußlagen sind bis zu 5 dm mächtige Kolluvien entwickelt, die im Bereich von Söllen in Gleye übergehen.

Die Mittelmaßstäbige Landwirtschaftliche Standortkartierung (MMK) weist für das gesamte Untersuchungsgebiet staunässe- und grundwasserbeeinflusste Lehme und Tone aus. Diese Areale nehmen demnach einen Flächenanteil

3.6 Besiedlung und historische Landschaftsentwicklung

Die ältesten bekannten Siedlungsspuren der Wismarbuch sind in Folge des nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstiegs der Ostsee auf einem Geschiebemergelrücken ca. 1,5 Seemeilen nördlich des heutigen Küstenverlaufs gefunden worden. In den relativ flachen Bereichen des Jäckelbergs (Abb. 5) sind Flint- und Knochengeweise in einer limnischen Mudde gefunden und datiert worden (LÜBKE 2000). Die Befunde lassen auf eine Siedlung der frühen Ertebølle-Kultur schließen, die in Norddeutschland spätestens um 5400 v. Chr. (6325 BP) einsetzte (LÜBKE 2000).

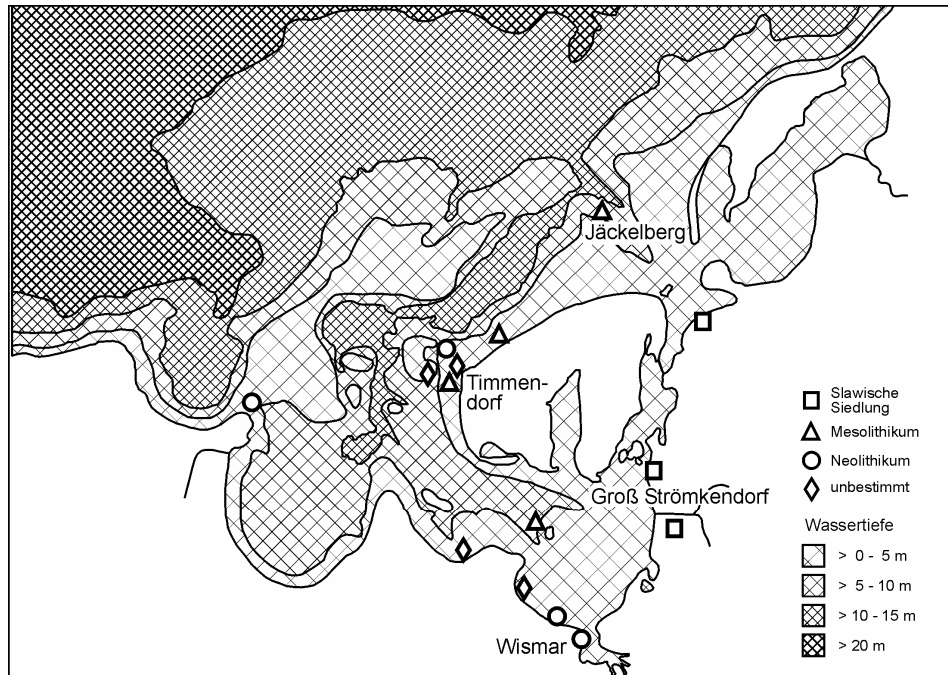


Abb. 5: Übersicht der steinzeitlichen und slawischen Fundplätze in der Wismar-Bucht (verändert n. LÜBKE 2000, JÖNS 2001)

Ein zweiter submariner Fundplatz liegt vor der Timmendorfer Nordmole und ist infolge des Strandversatzes durch den Neubau der Mole zu Beginn der neunziger Jahre entdeckt worden. In 2,5 bis 3,5 m Wassertiefe konnte anhand von gut erhaltenen Artefakten (Werkzeug- und Speisereste, Knochen und Geweihgeräte, Flintartefakte, Reste eines Einbaums) eine endmesolithische Besiedlung der Ertebølle-Kultur nachgewiesen werden (LÜBKE 2000).

Neolithische Siedlungsplätze wurden bereits 1860-1879 bei Wismar entdeckt (SAEGEBARTH 1997). Sie dokumentieren den Übergang von einer nomadischen zu einer sesshaften Lebensweise, der die natürliche Landschaftsentwicklung durch Ackerbau und Viehzucht in der Region beeinflusst. Heute sind die Spuren dieser Trichterbecher-Kultur, die nach charakteristischen Kragenflaschen benannt wurden (CUNLIFFE 1994), in Form von Megalithgräbern bei Steinberg und nördlich von Gaarzer Hof sichtbar. Mit Beginn der Bronzezeit ab 3500 BP änderten sich die Bestattungsriten, und Hügelgräber wurden errichtet. Sie sind heute als *Köppenberg* bei Bradenhusen auf Poel und südwestlich von Wismar als *Tridams-*, *Loyen-* und *Trüllingsberg* bekannt. Die weite Verbreitung der Gräber weist auf eine damalige dichte Besiedlung hin. Eisenzeitliche Siedlungsreste, die auf eine sesshafte Lebensweise mit Ackerbau und Viehzucht schließen lassen, wurden nördlich von Kirchdorf gefunden. Weiterhin ist anzunehmen, dass die Verhüttung von Eisen aus Raseneisenerz auch hier bekannt gewesen ist. Die germanische Besiedlung des Raumes wird weiter durch Funde bei Groß-Strömkendorf belegt (JÖNS 2001; JÖNS et al. 1997; SAEGBARTH 1997).

Nach der Völkerwanderungszeit, die in großen Teilen Mecklenburgs zur Entvölkerung führte, wurde erst im frühen Mittelalter der Raum um Wismar durch die Slawen wieder besiedelt (DOLUKHANOV 1996; JÖNS 2001). In Groß-Strömkendorf entwickelte sich am Anfang des achten Jahrhunderts ein Handelsplatz mit weitreichenden Handelsverbindungen der Obotriten, die über Nordwest-Mecklenburg herrschten (Abb. 5). Fundstücke belegen neben Handel und ausgeprägtem Handwerk den Anbau von Weizen, Roggen und Gerste sowie den Einsatz von hölzernen Pflügen und Eggen (JÖNS 2001). Mit der Eroberung der Region durch Heinrich den Löwen (1129-1195) im Jahr 1158 wird Poel 1163 dem Lübecker Domkapitel zugeordnet. Mit der Ansiedlung von deutschen Bauern aus Niedersachsen und Friesland beginnt 1210 auf Poel eine Ausdehnung der ackerbaulichen Nutzung und die damit verknüpfte wahrscheinlich vollständige Entwaldung. Der damals stattgefundenen Wandel schuf eine Agrarlandschaft, die auch heute noch das Bild der Insel prägt.

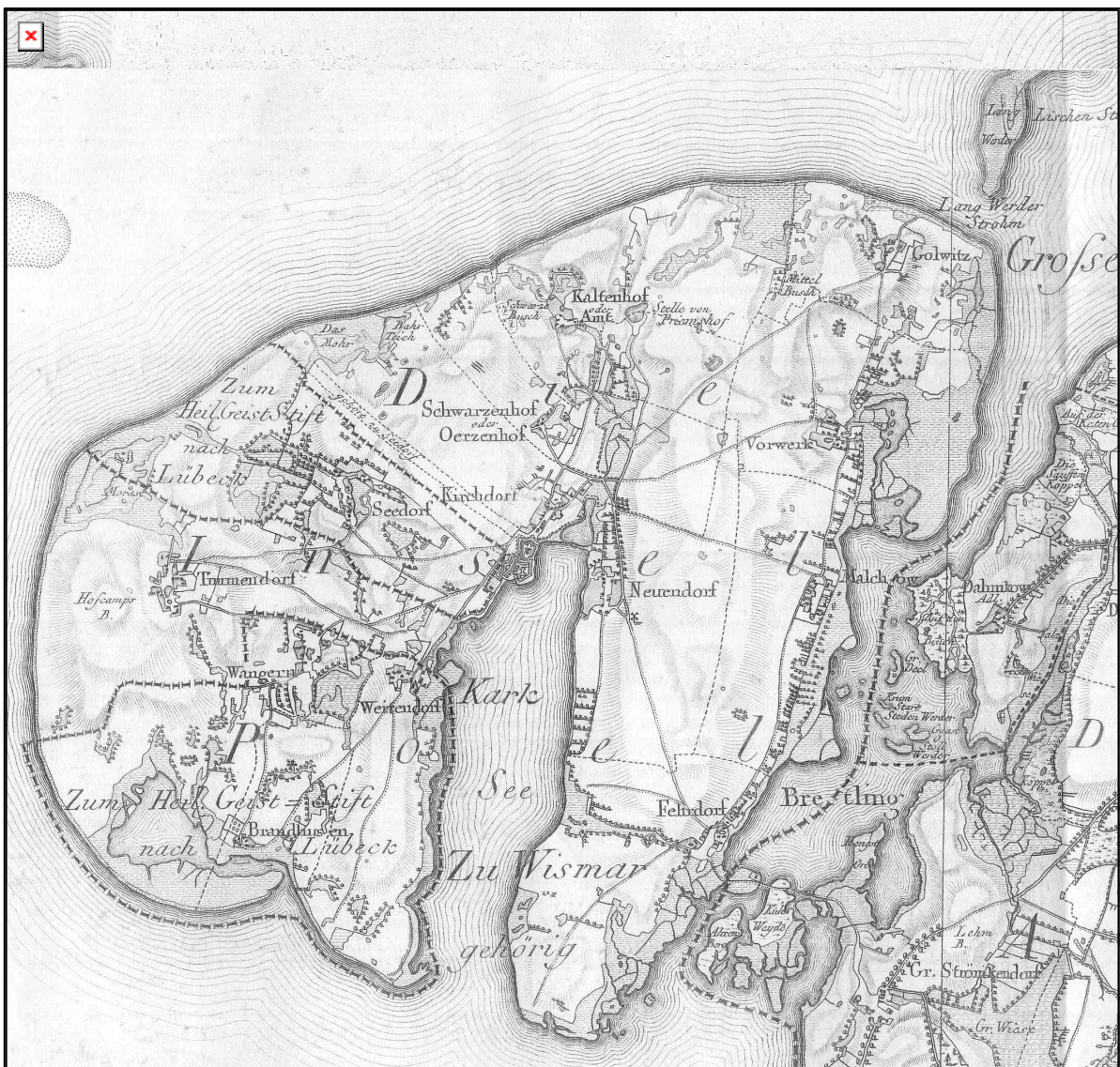


Abb. 6: Ausschnitt aus der *topographisch-oconomisch und militaerischen Karte des Herzogtums Mecklenburg-Schwerin und des Fürstentum Ratzeburg des Grafen v. SCHMETTAU 1788*

1788 veröffentlicht FRIEDRICH WILHELM KARL VON SCHMETTAU die von CARL FRIEDRICH WIEBEKING erarbeitete Karte von Mecklenburg-Schwerin im Maßstab 1:50 000 im Kupferstich (Abb.6). Im Vergleich mit jüngeren topographischen Karten, aber auch der um 1700 erstellten Karte von HOINCKHUSEN (nicht dargestellt), zeigt sich, dass die Landschaft keine grundlegenden Veränderungen erfahren hat. Mit Ausnahme kleiner Restwaldgebiete und der Anlage von Entwässerungsgräben im Feuchtwiesenbereich der Küste, sind die in Abbildung 6 dargestellten Wege, Ortschaften und Besitztumsgrenzen auch heute auf Poel noch vorhanden.

Die ackerbauliche Nutzung ist das prägendste Element der Landschaft Poels. Wahrscheinlich wird seit der Wiederbesiedlung auf der gesamten Insel Ackerbau betrieben.

4 Ergebnisse

4.1 Feldbodenkundliche Befunde

4.1.1 Profil C2/4

Der Lessivé-Pseudogley-Tschernosem C2/4 (Abb. 7) liegt 16 m HN in der Mitte eines nach Osten exponierten, schwach geneigten Hangs. Das zweischichtige Substrat besteht aus Geschiebelehm über sehr tiefem glazifluvialen Sand. Der Ap-Horizont ist durch eine scharfe Untergrenze in 43 cm Tiefe vom Axh-Horizont abgegrenzt. Die Untergrenze des Axh-Horizontes (Farbe: 10YR 3/1) ist stark zerfrant und mit dem liegenden Axh+Sw-Übergangshorizont verzahnt. Wie auch in den folgenden Profilen sind diese Horizonte durch Krotowinen geprägt. Neben den mit humosem Material ausgekleideten Regenwurmgingen sind im Bt-Sd-Horizont Toncutane auf Aggregatoberflächen und in Porenräumen ausgebildet. Die Tonauswaschung im hangenden Horizont war makroskopisch nicht erkennbar. Hydromorphiemerkmale in Form von Bleichflecken und hellrostfarbenen Oxidationsflecken nehmen mit der Tiefe zu und sind im Sd2-Horizont am stärksten ausgeprägt. Innerhalb dieses Horizonts verläuft in 118 cm Tiefe ein etwa 7 cm mächtiges Tonbändchen horizontal, das stark verwitterten Feinkies führt. Dass es sich hier um eine Steinanreicherung durch Perstruktion nach KOPP (1970) handelt, ist auszuschließen, da sie im periglaziär unbeeinflussten Geschiebelehm liegt.

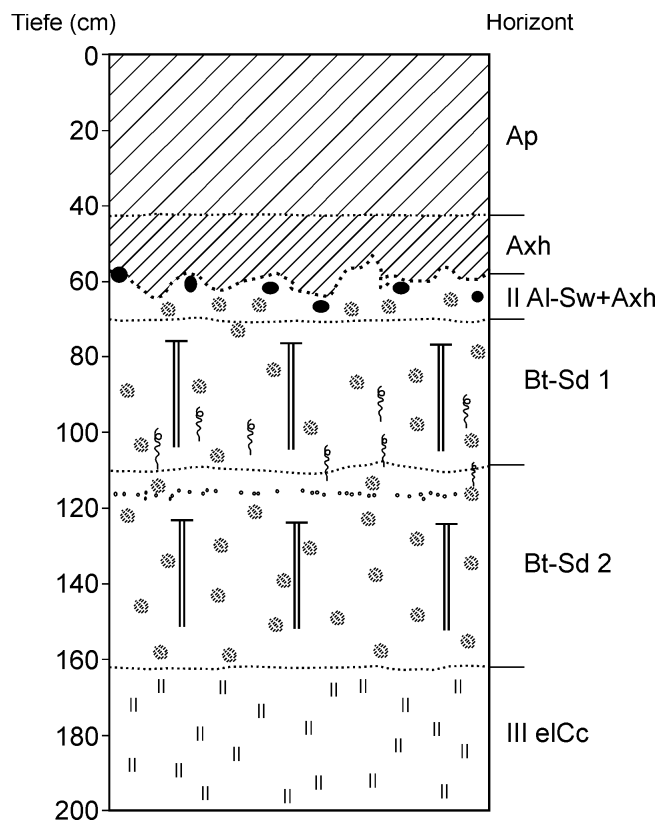


Abb. 7: Profilskizze C 2/4

4.1.2 Profil C4/3

Im flachwelligen Relief liegt das Profil C4/3 auf einer Verebnung in 20 m Höhe ü. HN. In einer Substratabfolge von Decksand über tiefem Geschiebelehm ist ein Pseudogley-Lessivé-Tschernosem entwickelt (Abb. 8). Die Tschernosemierung im Decksand belegt der sehr dunkle graubraune Axh-Horizont (Farbe: 10YR3/2). Bioturbate Durchmischung ist rezent nur durch eine Häufung von Regenwurmgrabröhren im unteren Bereich des Schwarzerdehorizonts sichtbar. Die reliktschen Grabgänge von Bodenwühlern messen 4 bis 8 cm im Durchmesser und kommen in einer Tiefe von 50 bis 90 cm vor.

Im Gegensatz zu Profil C2/4 dominieren im mittleren Profiltail Lessivierungsmerkmale die Hydromorphiemerkmale. Letztere sind im II Al-Sw-Horizont schwach ausgeprägt, nehmen jedoch mit der Tiefe zu. Das gesamte Profil zeichnet sich im Vergleich zu den übrigen Profilen durch einen deutlich höheren Skelettanteil aus, der zwischen 5 - 10% schwankt. Eine Bohrung belegt eine Entkalkungsgrenze bei 233 cm.

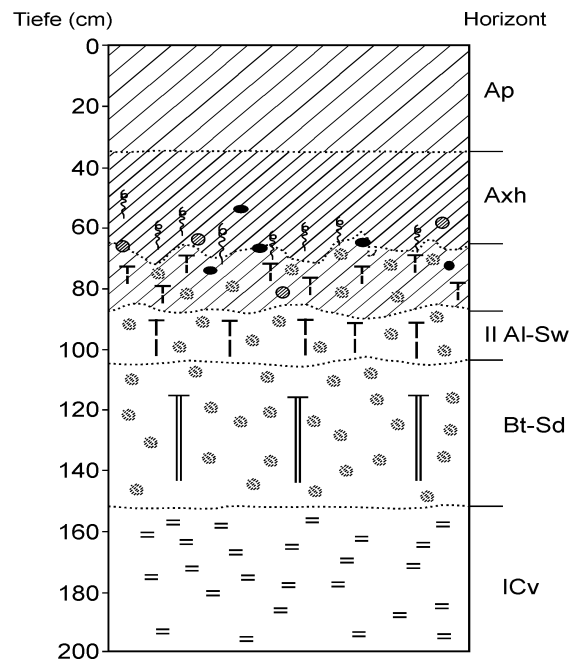


Abb. 8: Profilskizze C 4/3

4.1.3 Profil C6/4

Der Kolluvisol über Pseudogley-Lessivé-Tschernosem liegt in einer leichten Senkenposition (Abb. 9). Dieser Lage ist auch die kolluviale Überdeckung des Profils geschuldet. So befindet sich unterhalb des Ap-Horizonts eine reliktsche Pflugsohle. Wird die aktuelle Pflugtiefe zugrunde gelegt, hat ein Auftrag um etwa 10 cm stattgefunden. Selbst nach Abzug der Mächtigkeit des rezenten Ap-Horizonts ist der Axh-Horizont über 40 cm mächtig und erfüllt damit die Kriterien nach KA 4.

Auch in diesem Profil ist der Axh-Horizont mit dem liegenden Übergangshorizont verzahnt und von Krotowinen geprägt. Dieser ist etwas aufgehellt und besitzt nur vereinzelt oxidative und reduktive Kennzeichen. Die Hydromorphiemerkmale werden im Bt-Sd-Horizont deutlicher. Der unverwitterte Geschiebemergel steht bei 140 cm vergleichsweise hoch an.

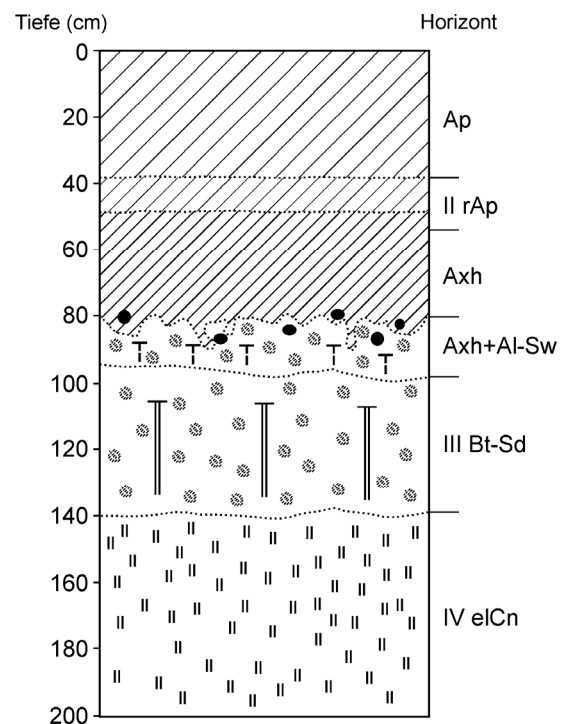


Abb. 9: Profilskizze C 6/4

4.2 Korngrößenverteilung und bodenchemische Parameter

4.2.1 Profil C2/4

In den Oberbodenhorizonten dominieren mittel bis stark lehmige Sande (Sl3/Sl4), die ab 110 cm von einem mittel bis stark sandigen Lehm (Ls3/Ls4) unterlagert werden. Der in 162 cm Tiefe anstehende glazifluviale Sand besteht aus schwach lehmigem Sand (Sl2) und besitzt einen Kalkgehalt von 7,9% (Abb. 10). Die im Gelände angesprochene Schichtgrenze

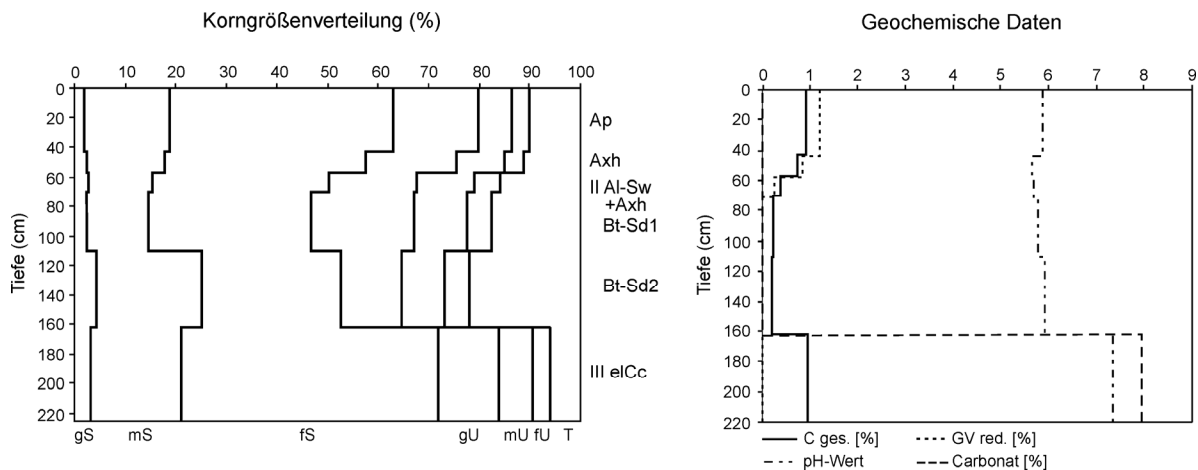


Abb. 10: Korngrößenverteilung und bodenchemische Eigenschaften von Profil C2/4

zwischen Decksand und Geschiebelehm spiegelt sich in der Korngrößenverteilung kaum wider. Generell nimmt der Tongehalt mit der Tiefe zu und erreicht im II Bt-Sd2-Horizont 21,8% (Anhang-Tab. 1a). Hier werden erst mikromorphologische Untersuchungen Aufschluss über die Stärke der Tonverlagerung geben. Die Tiefenfunktion der Quotienten fS/mS und $(gU+fS)/(mS+gS)$ lassen ebenfalls keine eindeutige Differenzierung zwischen Decksand und Liegendem zu (Anhang-Tab. 1a). Eine Grobschluffanreicherung ist nicht festzustellen. Die Bodenreaktion ist im Geschiebelehm mit einem pH-Wert unter 6 schwach sauer (Abb. 10). Im Liegenden steigt der pH-Wert auf 7,3. Der Glühverlust sinkt von 1,2% im Ap-Horizont auf 0,2% im Sw+Axh-Horizont. Das enge C/N-Verhältnis von < 9 zeigt die Güte der Böden an, die nicht von der Schwarzerdebildung geprägte Böden im norddeutschen Tiefland nie erreichen (Anhang-Tab. 1b).

Der Wert der KAK_{pot} liegt im Axh-Horizont bei $24,7 \text{ cmol}_c/\text{kg}$ (Anhang-Tab. 1b) und ist durchaus mit Axh-Horizonten von typischen Schwarzerden vergleichbar (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 2002).

4.2.2 Profil C4/3

Die A-Horizonte sind aus mittel lehmigem Sand (Sl3) zusammengesetzt, die im tonverarmten Profilabschnitt aus einem mittel schluffigen Sand bestehen (Abb. 11). Ab 110 cm Tiefe steigt der Tongehalt deutlich von 4% im Al-Sw-Horizont auf 11,9% im Illuvialhorizont an.

Der Geschiebelehm setzt sich aus mittel lehmigem Sand zusammen. Die beiden Körnungsquotienten fS/mS und $(gU+fS)/(mS+gS)$ bestätigen den Feldbefund einer Schichtgrenze zwischen Al-Sw+Axh- und II Al-Sw-Horizont an (Anhang-Tab. 2a).

Der pH-Wert liegt im gesamten Profil im schwach sauren Bereich von 5,5 (Abb. 11). Im Vergleich zu den Profilen C1/2 und 2/4 ist der Glühverlust mit 2% sowie der Gesamtkohlenstoffgehalt mit 1% im Oberboden von C4/3 deutlich höher. Das enge C/N-Verhältnis liegt auch hier bei 9 (Anhang-Tab. 2b).

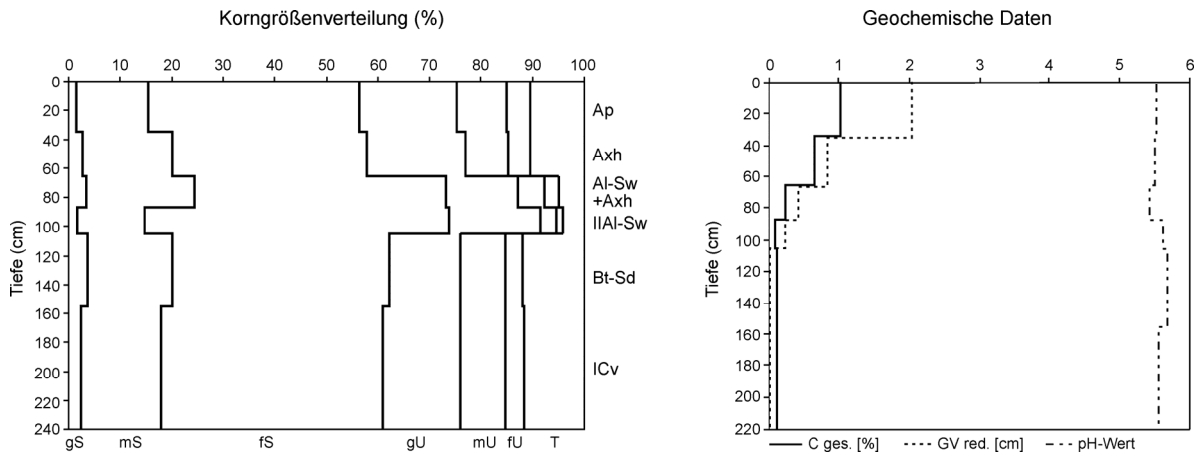


Abb. 11: Korngrößenverteilung und bodenchemische Eigenschaften von Profil C4/3

Auch in diesem Profil liegt der Wert der KAK_{pot} im Axh-Horizont mit $27,7 \text{ cmol}_c/\text{kg}$ sehr hoch (Anhang-Tab. 2b). Durch die Tonauswaschung aus dem II Al-Sw-Horizont ergibt sich trotz einer hohen KAK_{pot} von $17,7 \text{ cmol}_c/\text{kg}$ eine geringe Basensättigung von 50% (Anhang-Tab 2b).

4.2.3 Profil C6/4

Die kolluviale Auflage aus S13 und Su3 ist anhand der Korngrößenverteilung kaum vom Decksand zu unterscheiden (Abb. 12). Dies liegt sehr wahrscheinlich daran, dass das hier akkumulierte Material aus Decksand hervorgegangen ist. Obwohl im Geschiebemergel der Tongehalt nicht abnimmt, belegen die Tongehaltsdifferenzen zwischen Ober- und Unterboden die stattgefundenene Lessivierung. Dies stimmt gut mit dem Geländebefund von deutlich ausgebildeten Tonhäutchen auf den Aggregaten des III Bt-Sd-Horizontes überein.

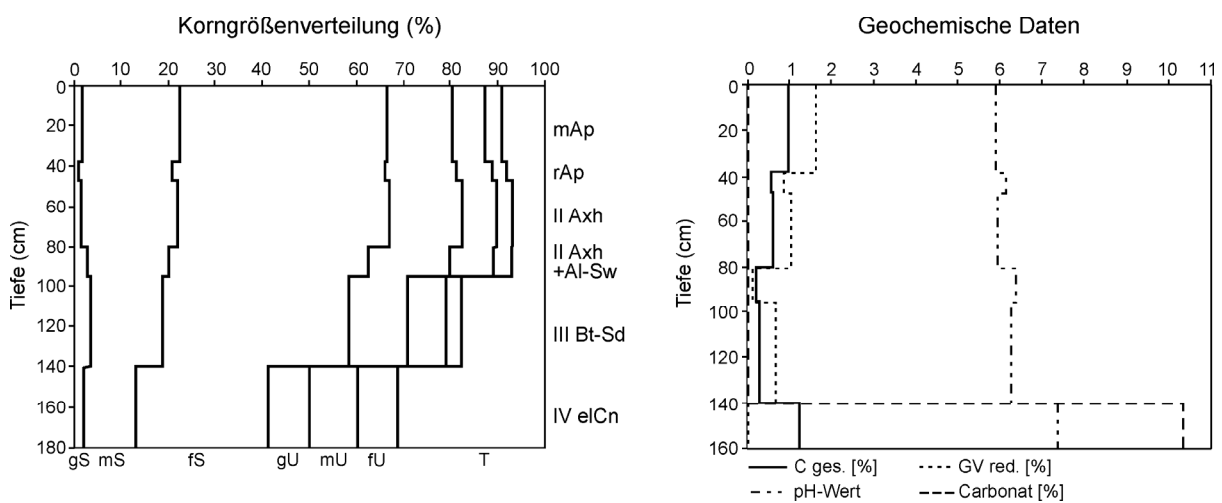


Abb. 12: Korngrößenfunktion und bodenchemische Eigenschaften von Profil C6/4

Der Glühverlust ist im Ap- und Axh-Horizont am höchsten (Abb. 12). Der höhere GV im Axh-Horizont zeigt, dass die organische Bodensubstanz bei fehlendem Eintrag durch rezente Pflanzenreste, wie im rAp-Horizont zu sehen, schneller mineralisiert wird als im Axh-Horizont. Die Tiefenfunktion von Glühverlust- und Gesamtkohlenstoff von Axh+Al-Sw- zu Bt-Sd-Horizont zeigt einen Anstieg der organischen Bodensubstanz im Bt-Sd-Horizont. Daraus könnte eine Ton-Humus-Komplex-Verlagerung abgeleitet werden, obwohl im Gelände keine besonders dunkle Färbung der Tonhäutchen zu erkennen war. Ab 140 cm Tiefe beträgt der Carbonatanteil 10,3% und der pH-Wert steigt an dieser Grenze von etwa 6 auf 7,4 an (Anhang-Tab. 3b)

4.3 Haupt- und Spurenelemente

Die Verteilung der Haupt- und Spurenelemente erlaubt durch den Vergleich mit dem Ausgangsgestein Rückschlüsse auf bodengenetische Veränderungen durch Anreicherung, Verarmung, Umwandlung, Umlagerungs- und Vermischungsprozesse. Die Profildifferenzierung in Folge pedogenetischer Prozesse führt zur Verlagerung mobiler Elemente in tiefere Bereiche. Immobile Elemente reichern sich in Auswaschungshorizonten an.

Eine Homogenisierung der oberen 50 - 60 cm ist anhand der sehr ähnlichen Hauptelementgehalte in den Ap- und Axh-Horizonten aller drei Profile festzustellen. In den Ap-Horizonten und teilweise den Axh-Horizonten ist eine durch Düngung bedingte Anreicherung an P₂O₅ festzustellen (Tab. 1).

Tab. 1: Hauptelemente der Profile C2/4, C4/3, C6/4

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Summe	LOI	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃
	[%]													
C2/4														
Ap	86,79	0,38	5,44	1,50	0,05	0,37	0,55	0,73	1,83	0,14	100,6	3,55	26,7	7,0
Axh	85,40	0,42	5,99	1,76	0,04	0,45	0,54	0,74	1,91	0,09	100,1	3,68	23,9	7,8
II Al-Sw+Axh	83,47	0,48	7,26	2,58	0,03	0,62	0,60	0,73	2,03	0,06	100,6	4,23	19,3	9,9
Bt-Sd1	82,61	0,49	7,54	2,73	0,03	0,68	0,62	0,72	2,03	0,05	100,2	4,23	18,4	10,3
Bt-Sd2	81,84	0,42	7,98	3,03	0,04	0,79	0,66	0,76	2,17	0,07	100,4	4,15	17,2	11,0
III elCc	81,09	0,30	5,03	1,50	0,03	0,39	4,91	0,76	1,68	0,07	100,2	4,97	27,0	6,5
C4/3														
Ap	87,18	0,35	5,18	1,41	0,06	0,33	0,52	0,71	1,77	0,14	100,5	3,52	28,2	6,6
Axh	87,78	0,35	5,09	1,28	0,05	0,29	0,49	0,71	1,73	0,11	100,1	2,86	28,9	6,4
Al-Sw+Axh	90,04	0,32	4,86	1,11	0,03	0,29	0,45	0,75	1,70	0,07	100,8	1,52	31,1	6,0
II Al-Sw	90,45	0,30	4,58	1,00	0,02	0,26	0,45	0,72	1,68	0,06	100,4	1,19	33,1	5,6
Sd-Bt	85,59	0,41	6,63	2,16	0,04	0,54	0,55	0,76	2,00	0,09	100,5	2,57	21,7	8,8
ICv	85,21	0,40	6,65	2,60	0,03	0,52	0,52	0,74	2,02	0,07	100,8	2,61	21,5	9,3
C6/4														
Ap	88,47	0,36	5,24	1,29	0,05	0,29	0,51	0,70	1,76	0,08	100,9	2,65	28,3	6,5
II rAp	86,26	0,36	5,50	1,58	0,05	0,36	0,56	0,71	1,82	0,11	100,2	3,65	26,3	7,1
Axh	88,05	0,36	5,19	1,24	0,05	0,28	0,51	0,71	1,76	0,08	100,3	2,70	28,4	6,4
Axh+Al-Sw	88,83	0,38	5,26	1,17	0,04	0,32	0,46	0,75	1,82	0,04	100,2	1,50	28,3	6,4
III Bt-Sd	76,65	0,55	10,01	4,35	0,06	1,02	0,68	0,62	2,30	0,07	100,5	6,24	12,8	14,4
IV elCn	75,91	0,39	6,28	2,04	0,04	0,60	6,45	0,73	1,90	0,09	100,7	7,19	20,3	8,3

Die Anreicherung von TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO und K_2O in den Tonanreicherungshorizonten ist auf Lessivierung zurückzuführen. Dies zeigt sich an den jeweils niedrigeren Gehalten in den Tonverarmungs- und C-Horizonten. Die äußerst hohen Al_2O_3 -Gehalte im III Bt-Sd von Profil C6/4 sind mit großer Wahrscheinlichkeit auf höhere Anteile von tertiärem Material im Geschiebelehm zurückzuführen. Zwar ist auf Grund der Schichtigkeit bei der Interpretation bezüglich pedogenetischer Prozesse Vorsicht geboten, da der Einfluss der geogenen Gehalte sich kaum abschätzen lässt, doch zeigen sich dieselben Muster in der Tiefenverteilung auch bei den von KÜHN (2003) untersuchten Lessivés in Mecklenburg-Vorpommern.

Die Verwitterungsintensität wird durch den $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotienten verdeutlicht, der nach BIRKELAND (1999) in Mitteleuropa mit der Intensität der Verwitterung ansteigt. Die mit der Tiefe abnehmende Verwitterungsintensität wird in der Regel durch einen sinkenden $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotienten gekennzeichnet. Jedoch zeigt bei einem deutlich ausgeprägten Al- bzw. Al-Sw-Horizont - wie im Profil C4/3 - dieser Horizont die stärkste Verwitterungsintensität (Tab.1). Daraus sind voneinander unabhängige übereinanderliegende Bodenbildungen abzuleiten, da der am stärksten verwitterte Horizont in der Mitte des Profils und nicht im oberen Profilabschnitt liegt.

Tab. 2: Spurenelemente der Profile C2/4, C4/3, C6/4

	Ba	Ce	Cr	Ga	Nb	Ni	Pb	Rb	Sr	V	Y	Zn	Zr	Ba/Zr *10
	[mg/kg]													
C2/4														
Ap	322	32	32	6	9	5	17	62	68	31	18	31	310	10,4
Axh	319	36	37	7	10	9	19	63	99	27	16	30	299	10,7
II Al-Sw+Axh	314	34	44	7	10	11	17	68	79	41	19	39	294	10,7
Bt-Sd1	313	43	52	8	12	13	22	67	69	48	21	39	295	10,6
Bt-Sd2	321	70	42	9	9	15	17	76	83	47	31	46	257	12,5
III elCc	283	35	26	6	9	5	10	50	150	23	19	28	246	11,5
C4/3														
Ap	307	27	30	6	8	7	18	61	106	28	18	31	290	10,6
Axh	295	<21	29	5	9	6	13	58	100	19	16	24	294	10,0
Al-Sw+Axh	293	24	24	4	8	5	11	52	102	15	15	19	306	9,6
II Al-Sw	297	26	24	5	7	6	14	49	79	15	16	19	330	9,0
Sd-Bt	319	35	35	6	9	10	15	68	78	40	19	35	297	10,7
ICv	325	42	36	7	11	14	16	65	66	34	18	35	289	11,2
C6/4														
Ap	298	26	28	5	8	8	14	62	96	22	18	24	298	10,0
II rAp	315	34	34	5	8	7	18	63	107	29	16	33	283	11,1
Axh	303	<21	27	6	8	7	14	60	87	19	15	24	288	10,5
Axh+Al-Sw	336	36	25	5	10	6	13	55	78	14	17	23	314	10,7
III Bt-Sd	342	74	59	12	12	24	22	88	65	65	28	55	269	12,7
IV elCn	316	34	35	6	11	8	14	60	164	37	24	36	264	9,6

Die Unterscheidung des Kolluviums vom Decksand in Profil C6/4 ist mit der Tiefenfunktion der Hauptelementgehalte nicht möglich. Dies kann einerseits durch die intensive Bioturbation in den Axh-Horizonten erklärt werden, die mögliche Schichtgrenzen aufgehoben hat, andererseits ist das Kolluvium überwiegend aus umgelagertem Decksand zusammengesetzt. Neben den von BLUME (1981) in Böden nordwestdeutscher Geschiebemergel untersuchten, an der Tonverlagerung beteiligten Spurenelementen Cu, Mn, Zn, Cd und Pb ist eine Anrei-

cherung von Ni, Ce, Cr, Rb, V und Y in den Tonanreicherungshorizonten festzustellen (Tab. 2). Besonders deutlich ist dieses Verteilungsmuster in Profil C6/4 ausgeprägt. Da diese Elemente in den Tonverarmungs- und C-Horizonten meist in geringeren Konzentrationen vorkommen, ist deren Tiefenverteilung wahrscheinlich durch die Lessivierung beeinflusst.

Bei den Spurenelementen ist das Element Zirkon (Zr), das fast ausschließlich in Zirkonen vorkommt, als verwitterungs- und verlagerungsstabil bezüglich der Lessivierung zu betrachten. Ein Gehaltsmaximum tritt in der gU- und mU-Fraktion auf (DULTZ 2001). In einem homogenen Ausgangsgestein ist davon auszugehen, dass die Zr-Gehalte mit der Tiefe nur unwesentlich schwanken. Deshalb kommt Zr wegen seiner Verwitterungsstabilität eine besondere Bedeutung als Schichtmarker zu.

Bei den untersuchten Profilen ist anhand des Ba/Zr-Verhältnisses nur in den Profilen C4/3 und C6/4 der Decksand vom liegenden Geschiebelehm zu trennen. Dies liegt an dem Ausgangsmaterial des Decksandes, das überwiegend aus dem liegenden Geschiebelehm besteht und oft schon eine Differenzierung mittels der Korngrößenverteilung vereitelt (HELBIG 1999a; KÜHN 2003). Zudem ist anzunehmen, dass auf der flachwelligen Grundmoräne laterale periglaziale Verlagerungsvorgänge im Dezimeter-Bereich stattfanden.

4.4 GIS-Analyse der Reichsbodenschätzungsdaten

Die aus der eigenen Kartierung zum Bodenmosaik gewonnen Erkenntnisse sind mit den Profil- und Horizontbeschreibungen der Reichsbodenschätzung im Untersuchungsgebiet nach dem in Abbildung 13 dargestellten Schema verglichen worden. Die Suche nach geeigneten Kriterien zur Auswahl von schwarzerdeartigen Böden aus den Grabloch- und Profilbeschreibungen wurde zum einen durch die nach heutigen Maßstäben geringen Informationen zu den einzelnen Horizonten, zum anderen durch den polygenetischen Habitus der schwarzerdeartigen Böden erschwert. Die Horizontbeschreibungen der Profile der Reichsbodenschätzung besitzen keine Tiefenangaben, Bodenfarbe und Hydromorphiemerkmale scheinen willkürlich aufgenommen worden zu sein. Einzig Kalk-, Humusgehalt und Bodenart waren für alle Horizonte vorhanden und konnten bei der Auswahl berücksichtigt werden.

Da Kalkgehalt und Bodenart nach eigener Kartierung wenig Einfluss auf die Verbreitung der schwarzerdeartigen Böden besitzt, blieb der Humusgehalt als entscheidendes Auswahlkriterium übrig. Dieser wurde in Klassen von 1 (= geringer Humusgehalt) bis 4 (=hoher Humusgehalt) der Reichsbodenschätzung eingeteilt. Die Abschätzung des Humusgehalts im Gelände wurde durch die damaligen Kartierer mit größter Wahrscheinlichkeit anhand der Schwarzfärbung der Horizonte vorgenommen, so dass es sich bei diesem Kriterium im eigentlichen Sinne um eine Auswahl nach der Farbintensität handelt, die ein charakteristisches Merkmal für Tschernoseme ist. Eine einfache Auswahl aller humusreichen bzw. intensiv schwarzgefärbten Oberbodenhorizonte schließt jedoch Kolluvisole und vergleyte Standorte mit Feuchthumusakkumulation ein. Um diese Standorte auszuschließen, sollten Senken, Sölle und grundwassernahe Böden bei der Auswahl humoser Böden ausgeschlossen werden. Der Versuch anhand von Luftbildern kleine Senken und Feuchtstandorte zu bestimmen, scheiterte an der zu geringen Auflösung der Bilder und einem ungünstigen Befliegungszeitpunkt.

Um dennoch das Relief bei der Auswahl berücksichtigen zu können, wurde das digitale Geländemodell (DGM 25) mit Hilfe eines hydrologischen Modells hypothetisch verfüllt, wodurch ein neues *senkenfreies* DGM (Abb. 14) entstand. Durch Subtraktion vom ursprünglichen Modell, erhält man alle Senken innerhalb des DGM (Abb. 14 C). Zusätzlich wurden die Senken mit einem 5 m breiten Buffer umgeben, um eventuelle Übergangsbereiche auszuschließen. Neben den Standorten mit einem Humusgehalt der Klassen 2-3, 3, 3-4, 4 (i.e. Klasse >2) in beiden Oberbodenhorizonten wurden die Standorte der Senken ausgeschlossen.

Das Ergebnis (Abb. 14 E) zeigt alle Gräblöcher der Reichsbodenschätzung im Landkreis, deren Oberbodenhorizonte humusreich sind und die außerhalb von Senken liegen. Die Genauigkeit der Angaben ist abhängig von der Rasterauflösung des DGM und der Genauigkeit der Kartierung. Es werden alle Flächen als Senken dargestellt, die eine Hohlform im 10 m Raster bilden. Das DGM 25 (mittlere Höhengenaugigkeit ca. 2 m) basiert auf der digitalisierten TK 25 jedoch wurden markante Geländepunkte der TK 10 mit erfasst und somit bei der Berechnung berücksichtigt. Um ein möglichst genaues Geländemodell als Grundlage zu haben, wurden die Daten des DGM 25 auf eine Rasterweite von 10m x 10m interpoliert.

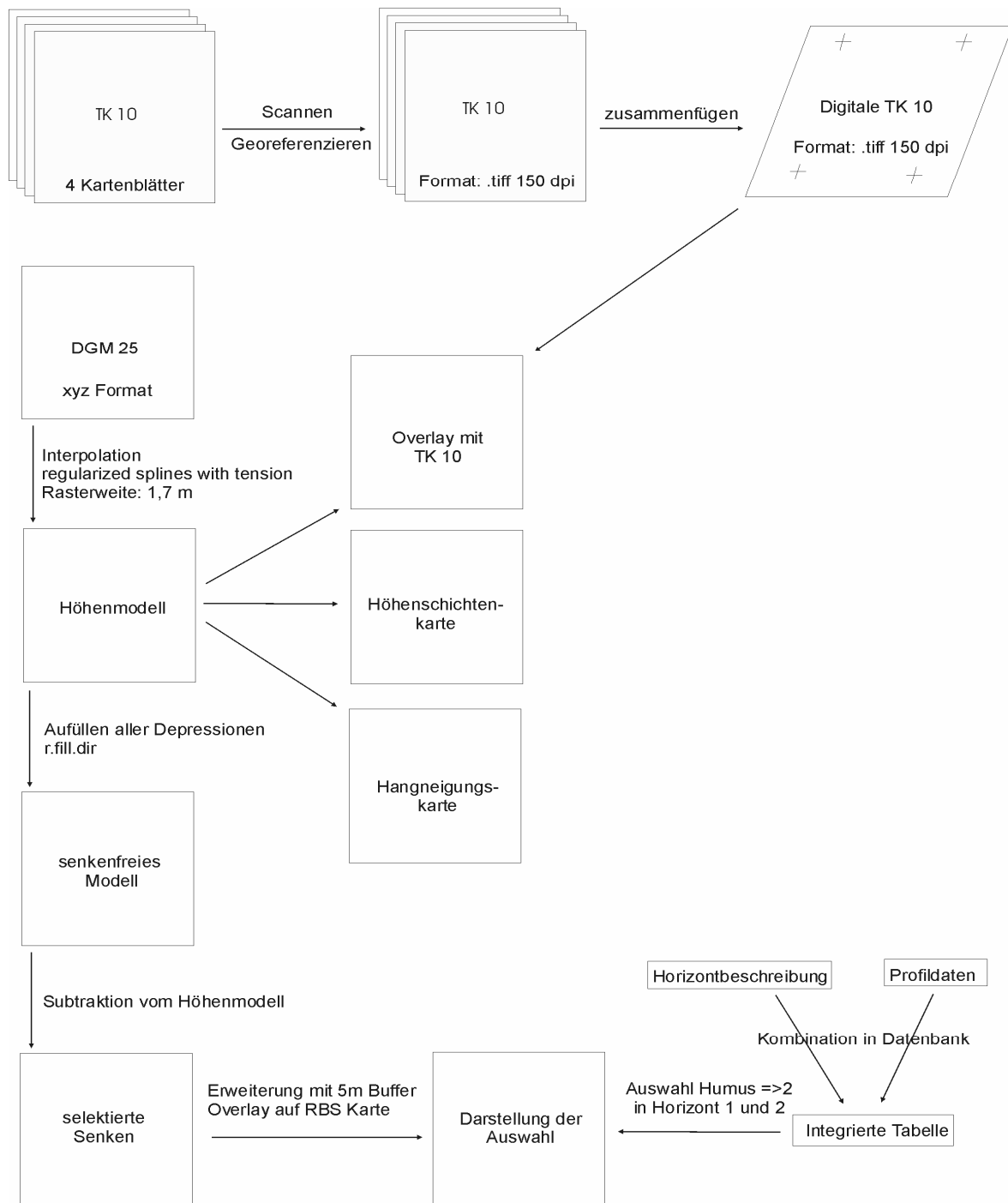
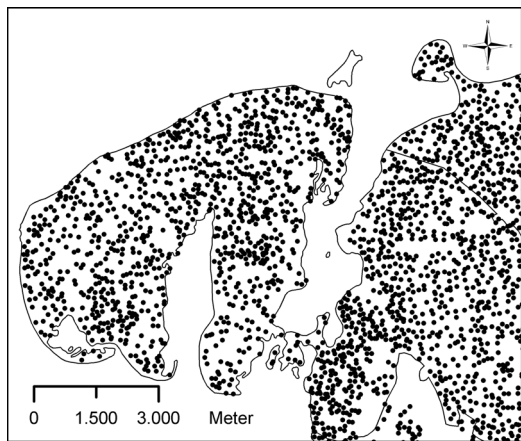
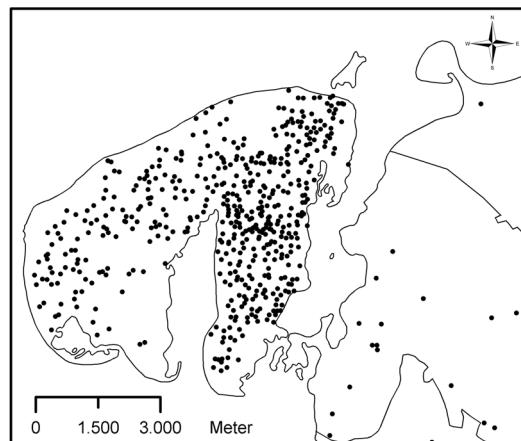


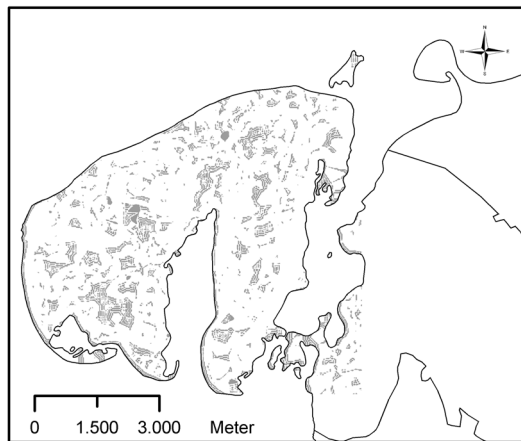
Abb. 13: Schema der GIS-Analyse der Daten der Reichsbodenschätzung



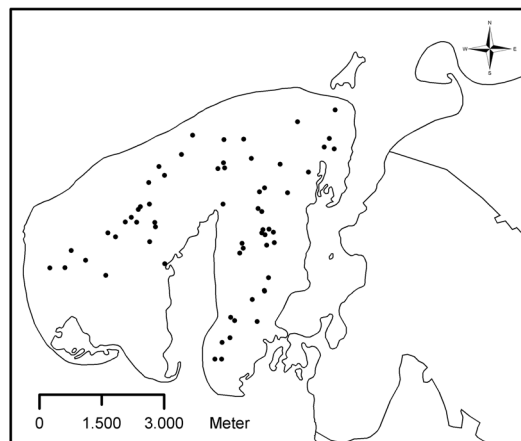
A. Bohrpunkte der Reichsbodenschätzung



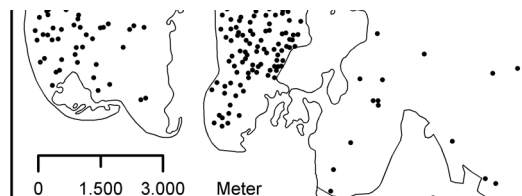
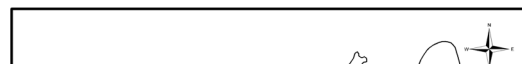
B. Auswahl der Bohrpunkte mit einem Humusgehalt > 2 in Horizont 1 und 2



C. Aus dem Höhenmodell (DGM 25) berechnete Senken



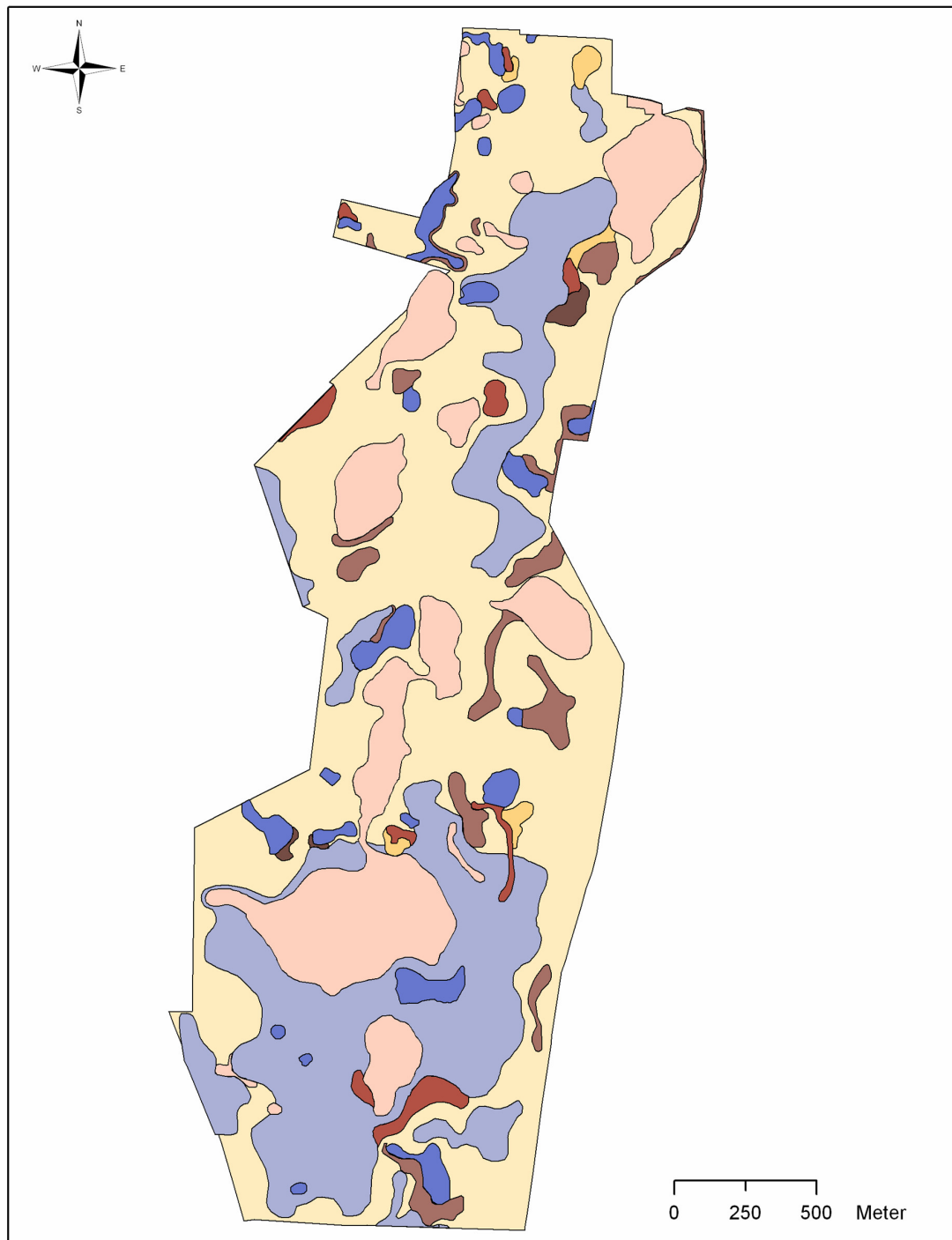
D. Auswahl der Bohrpunkte mit einem Humusgehalt > 2 in Horizont 1 und 2 und in Senken liegend



E. Auswahl der Bohrpunkte mit einem Humusgehalt > 2 in Horizont 1 und 2 außerhalb von Senken

Abb. 14: Karten A-E zeigen die einzelnen Schritte der GIS-Extraktion der schwarzerdeartigen Böden auf der Insel Poel aus der Reichsbodenschätzung (RBS). Auswahlkriterium sind die Humusgehalte der Klassen 2-3, 3, 3-4 und 4 der RBS.

4.5 Bodentypenkarte des Untersuchungsgebietes auf der Insel Poel



Legende

- Pseudogley-Lessive-Kolluvisol / Lessive-Pseudogley-Kolluvisol
- Tschernosemgley / Humusgley / Gley
- humoser (Bändersand) Braunerde-Kolluvisol / Kolluvisol-Braunerde
- Braunerde-Tschernosem / Tschernosem-Braunerde
- gekappter (pseudovergleyter) Lessive (-Tschernosem)
- pseudovergleyter Braunerde-Lessive / pseudovergleyter Lessive-Braunerde
- Pseudogley-Lessive -Tschernosem / Lessive- Pseudogley-Tschernosem / Pseudogley-Tschernosem
- Pseudogley-Lessive / Lessive-Pseudogley

Abb. 15: Bodenkarte des Untersuchungsgebietes auf der Insel Poel

Die Bodenkarte in Abbildung 15 zeigt die Vergesellschaftung der schwarzerdeartigen Böden (hier vereinfacht Tschernoseme genannt) mit Braunerden, Kolluvisolen, Lessivés und Pseudogleyen. Im semiterrestrischen Bereich sind die Tschernoseme mit Gleyen und Humusgleyen vergesellschaftet.

Um die Darstellung übersichtlich zu gestalten, wurden die Fahlerden und Parabraunerden auf dem Klassenniveau der Lessivés zusammengefasst. Die bodentypologische Einordnung der Tschernoseme ist hypothetisch zu verstehen (siehe hierzu Kap. 5.2). Dem Vorschlag von Kapitel 5.2 folgend sind die Tschernoseme als *Tschernosem über...* zunächst wohl eleganter zu klassifizieren, um eine Verwechslung mit degradierten Tschernosemen auszuschließen.

Neben den Tschernosemen sind Pseudogley-Lessivés und gekappte Lessivé(-Tschernoseme) am weitesten verbreitet.

Das Bodenmosaik spiegelt den typischen kleinräumigen Substratwechsel im Jüngerem Jungmoränengebiet wider. In den Senken sind Gleye ausgebildet, die im Übergang zum semiterrestrischen Bereich einerseits in die Leitböden der Grundmoränenplatten, die Braunerde-Lessivés übergehen. Andererseits sind auch Übergänge zu Tschernosemen vorhanden.

Die Kolluvisole treten meist begleitend zu den Gley-Standorten auf, während die Tschernoseme unabhängig davon und damit auch unabhängig von Hangfuß- oder Senkenpositionen verbreitet sind.

5 Schlussfolgerung und Diskussion

5.1 Aspekte der pedogenetischen Prozessabfolge

Die vorgestellten Profile sind alle von mehreren bodenbildenden Prozessen geprägt. Neben der Ausbildung eines Schwarzerdehorizontes ist vor allem die Entkalkung, Lessivierung und die Hydromorphierung für die Böden Poels charakteristisch. Anhand der für diese Bodenbildungen typischen Bildungsmilieus lassen sich ansatzweise die Entstehungszeiträume analog einer pedogenetischen Prozessfolge rekonstruieren.

Die Entwicklung des Decksandes wird von HELBIG (1999) und KÜHN (2002) hinreichend diskutiert. Mit KÜHN (2003) ist anzunehmen, dass die sandig-lehmigen Substrate des Decksandes bereits zum Ende des Spätglazials entkalkt waren und damit schon Verlehmung und Verbraunung einsetzen konnte (BOGEN et al. 2003; BUSSEMER 1998; SCHLAAK 1998; KAISER & KÜHN 1999; LORENZ 2002). Auf den flachen, erosionsstabilen Grundmoränenplatten setzte teilweise Tonverlagerung ebenfalls schon im Spätglazial ein (KÜHN 2003).

Der Beginn der Schwarzerdebildung wurde bereits in den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts intensiv diskutiert. KOPP (1965) sieht aufgrund der herrschenden Steppenklimate bereits im Spätglazial gute Bedingungen für die Entwicklung von Schwarzerden. In besonders trockenen Lagen der Lössbörden können sich nach ROESCHMANN (1968) bereits erste Schwarzerdevorläufer (Schwarzerdevorstufe) entwickelt haben, die Hauptentwicklungsphase sieht er aber im spätglazialen Klimaoptimum. Nach ROHDENBURG & MEYER (1968) gibt es keine Hinweise auf mächtigere Schwarzerden-Bodenbildungen im Spätglazial.

Es ist also wahrscheinlich, dass sich die mitteleuropäischen Schwarzerden, trotz ähnlicher Merkmale im Habitus, aufgrund der räumlich und zeitlich stark differenzierten Umwelteinwirkung unterschiedlich entwickelt haben. So sind nach BAILLY (1972) Gebiete mit Schwarzerdeentwicklung im Sinne einer steppenklimatischen Definition (MÜCKENHAUSEN 1993; SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 2002; FIEDLER 2000) von Gebieten ohne spätglaziale Schwarzerdevorstufe zu unterscheiden.

In Norddeutschland fehlt eine solche Schwarzerdevorstufe des Spätglazials meist. Auf kalkreichen glazilimnischen Schluffen und Geschiebemergeln in der Uckermark waren zu Beginn der Schwarzerdeentwicklung „...ein bedeutender Flächenanteil der Böden zu einem gewissen Teil entkalkt und verbraunt.“ (FISCHER-ZUJKOV 2000:136). Für die Gebiete in der Hildesheimer/Braunschweiger Lössbörde sind beide Entwicklungen zu erkennen, wobei die intensive Schwarzfärbung schon vor der Dryas III entstand (GEHRT et al. 1999).

In Verbindung mit der generellen Bodenentwicklung auf den flachen Grundmoränenplatten des jüngsten Jungmoränengebietes ist auf Poel keine Ausnahme zum Festland zu erwarten (BILLWITZ et al. 2000). Deshalb dürften im Spätglazial bei den terrestrischen Bodenbildungen Braunerden, Pararendzinen und flachgründige Lessivés sowie auf sandigen Standorten Podsole das Bodenmosaik bestimmt haben (BOGEN et al. 2003; KÜHN 2003).

Das in Norddeutschland vorhandene spätglaziale Bodenmosaik unterliegt mit Beginn des Holozäns einer weiteren Differenzierung. Mit der Klimaerwärmung im Frühholozän bildet sich wieder eine geschlossene Vegetationsdecke *Betula* und *Pinus* aus (DE KLERK 2002).

Nach BORK et al. (1998) ist dies eine Phase der morphodynamischen Stabilität, in der kein Bodenabtrag stattfindet. In diesem Zeitraum ist ein kontinentaleres Klima wahrscheinlich. Die Nordsee befindet sich noch westlich der Doggerbank, und im Gebiet der heutigen Ostsee übertritt das aufgestaute Schmelzwasser das Kattegat, ein Absinken des Spiegels des Ancylus Sees um ca. 10 m auf Weltmeerniveau nach sich ziehend (BJÖRCK et al. 1995). Der geringere Niederschlag und der relativ schnelle Rückzug des Ostsees-Meeresspiegel führen zu einer Verlangsamung, eventuell sogar zu einem Stillstand der Verwitterungsprozesse im Geschiebemergel. Der sich entwickelnde Eichenmischwald und die höheren Jahresdurchschnittstemperaturen des Boreals (9000 BP) führen zu einer negativen klimatischen Wasserbilanz.

In dieser Zeit des frühholozänen Wärmeoptimums ist nach FISCHER-ZUJIKOV (2000) der Beginn der Schwarzerdeentstehung in einem Gleichgewichtszustand der Bodenentwicklung zu sehen. Auf Pararendzinen akkumuliert der Humus, da das hochanstehende Carbonat einen Abbau verhindert. Bei einer Schwarzerdeentstehung unter Wald wird die Entkalkung zusätzlich gehemmt wenn kalkhaltiges Hangwasser verfügbar ist und in trockenen Phasen Kalk mit aufsteigendem Bodenwasser im Oberboden wieder ausfällt (EHWALD 1980; EHWALD et al. 1999). Neben den von dieser Carbonatdynamik geprägten Standorten wird sich auch auf bereits verbrauchten Arealen Humus akkumuliert haben.

Die intensive Färbung der Schwarzerdehorizonte führen SCHMIDT et al. (1999a, 1999b) auf Waldbrände zurück. Mit Hilfe der ¹³C-Kernresonanzspektroskopie und durch UV-Photo-Oxidation können sie bis zu 45% des Gesamtkohlenstoffgehalts auf verkohlte organische Substanzen zurückführen. Im A_{sh}-Horizont der Fehmaraner Schwarzerden wurden 15% an verkohlter organischer Substanz ermittelt. Es ist demnach nicht auszuschließen, dass Feuer in Steppe oder Wald, Brandrodung oder das Abbrennen von Ernterückständen einen Einfluss auf die intensive Färbung oder gar der Tschernosemierung als Ganzes haben.

In diesem Zusammenhang ist darauf zu verweisen, dass in keinem Profil Holzkohlereste oder andere pyrogenen Spuren zu finden waren, die auf Meilerstandorte schließen ließen (HELBIG et al. 2002; KWASNIOWSKI 2000). Andererseits ist zu vermuten, dass im Mittelalter die Bewaldung nicht mehr ausreichte, um eine Holzkohle-Produktion zu garantieren.

Nach der klassischen Vorstellung kommt es im Verlauf der holozänen Bodenentwicklung im Atlantikum durch Tonverlagerung zur Ausbildung von Al-Horizonten im Oberboden und in tieferen Bereichen zur Ausbildung von Bt-Horizonten (KUNTZE, et al. 1994; REUTER 1990).

Der stark ansteigende Meeresspiegel im Zuge der Litorina-Transgression führt zu einem Anstieg des Grundwasserspiegels im unmittelbaren Küstenraum (JANKE & LAMPE 2000). Das Untersuchungsgebiet liegt in den tiefsten Bereichen in Höhen von 7,5 m über HN und damit nicht mehr im Einflussbereich des damaligen Grundwassers, zumal der Meeresspiegel durch die neolithisch datierten Fundstellen in dieser Zeit 7 m unter heutigem Niveau lag (LÜBKE 2000). Es ist vorstellbar, dass die Wasserbilanz in dieser Zeit negativ blieb und damit die Degradation der entwickelten Schwarzerde auf Poel nicht im gleichen Maße stattfand, wie auf dem Festland (vgl. Kap. 3.3.)

Der Wechsel zwischen Wassersättigung feucht-kalter Jahreszeiten und Trockenphasen im Sommer hinterließ und hinterlässt auch heute noch Hydromorphie Merkmale. In den Profilen sind je nach Reliefposition und Substrat die Oxidations- und Reduktionsmerkmale deutlich ausgeprägt. Die endmesolithische, frühneolithische Besiedlung hatte wahrscheinlich keinen

nachhaltigen Einfluss auf den regionalen Wasserkreislauf. Da nur kleine Flächen durch Rodungen in einer relativ dünn besiedelten Landschaft freigehalten wurden. Die zahlreichen Fundplätze der Trichterbecherkultur und bronzezeitlicher Siedlungen lassen den Schluss zu, dass bis zum Beginn der Völkerwanderung die Ackerflächen ausgedehnt wurden. Die zunehmende Kultivierung der Landschaft beeinflusst spätestens ab der slawischen Wiederbesiedlungsphase nach der Völkerwanderungszeit die Evapotranspiration und damit Grundwasserneubildung sowie den Gesamtabfluss (BORK et al. 1998) und hat die Pseudovergleyung zumindest intensiviert.

Zusätzlich verstärkt die Beackerung die Erosion durch Wind und Oberflächenabfluss. Die Böden werden, in Folge des Besiedlungsdrucks, und der damit verbundenen flächenhaft zunehmenden Bodenbearbeitung, auf Kuppen und Oberhängen erodiert. In den stärker reliefierten Bereichen entstehen so wieder Pararendzinen, während in Senken und am Hangfuß Kolluvien akkumuliert werden. Dieser Prozess führt dem bisher entkalkten Oberboden wieder Carbonat zu. FISCHER-ZUIJKOV (2000) sieht durch diese anthropogene Revitalisierung der Carbonatdynamik einen Gleichgewichtszustand in der Bodenentwicklung entstehen, der zur Erhaltung des Oberbodens durch einen hohen pH-Wert beiträgt. Durch ständige äußere Einwirkung finden daher keine Veränderungen im Entwicklungszustand des Bodens mehr statt. Die Erhaltung der schwer mineralisierbaren Ton-Humus-Verbindungen im Axx-Horizont wird durch hohe Tongehalte im Substrat gefördert. Aufgrund der erschwerten Umsetzbarkeit von organo-mineralischen Bindungen durch biochemische Prozesse bleibt der Großteil der organischen Bodensubstanz bis in die Gegenwart erhalten.

Da die schwarzerdeartigen Böden Poels nicht an Mikrosenken gebunden sind (vgl. Kap. 4.4), wie dies FISCHER-ZUIJKOV (2000) für die Schwarzerden in Brandenburg nachweisen konnte, ist eine *in-situ*-Entstehung der schwarzerdeartigen Böden auf Poel festzustellen. Ungestörte Krotowinen im Übergang von den Axx-Horizonten zum durch Lessivierung geprägten Profilabschnitt im Liegenden bestätigen dies.

Die laboranalytischen Befunde zeigen, dass die bodenchemischen Eigenschaften der schwarzerdeartigen Böden der Insel Poel durchaus mit den typischen Schwarzerden der Lössböden vergleichbar sind. Die hohe Kationenaustauschkapazität sowie die hohe Basensättigung (Anhang-Tabellen) sind typische bodenchemische Eigenschaften der Schwarzerden und Indiz für deren hohe Fruchtbarkeit (MÜCKENHAUSEN 1993; KUNTZE et al. 1994; SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 2002; FIEDLER 2001).

Eine zeitliche Einordnung der Tschernosemierung bleibt dagegen zunächst hypothetisch, da bisher keine physikalischen oder archäologische Datierungen vorliegen. Profilmorphologisch lässt sich allerdings mit Bestimmtheit eine Entstehung der Axx-Horizonte nach Entstehung der Lessivés im Liegenden feststellen. In allen untersuchten Profilen waren keine Ton-Humus-Cutane, sondern ausschließlich Toncutane zu finden. Laboranalytisch scheint bisher nur in Profil C6/4 (Kap. 4.2.3) eine Einschlämmung von organischer Substanz möglich. Der Prozess der Lessivierung muss also weitgehend mit Beginn der Tschernosemierung abgeschlossen gewesen sein.

Für eine Beendigung der Lessivierung auf im Holozän nicht umlagerten Sediment liegen im norddeutschen Jüngerer Jungmoränengebiet bislang keinerlei Datierungen vor. Mit beispielsweise REUTER (1990) und KUNTZE et al. (1994) kann jedoch eine Beendigung der Lessivierung mit dem Ende des Atlantikums angenommen werden. Daraus ließe sich dann eine Schwarzerdeentstehung seit dem Subboreal ableiten. Allerdings drängt sich dabei die Frage auf, warum im Frühholozän auf Poel keine Schwarzerden entstanden sein sollten, dagegen aber im Jungholozän.

Es ließe sich leicht eine weitergehende kausal verknüpfte Fragenkette entwickeln. Da wir aber gerade am Beginn der chronologischen Einordnung der pedogenetischen Prozesse dieser Profile stehen und damit auch am Beginn, deren Polygenese zu verstehen, muss die sichere Beantwortung der sich stellenden Fragen weiteren Forschungen vorbehalten bleiben.

5.2 Einordnung der schwarzerdeartigen Böden Poels in die deutsche Bodenklassifikation⁴

Auf Poel sind überwiegend im Decksand bis zu 6 - 7 dm tiefe A_{xh}-Horizonte entwickelt. Sie sind von dunkler schwarzer Färbung (10YR 3/1-2/1) und von Krotowinen durchsetzt. Die Horizontuntergrenze ist meist stark mit dem liegenden Horizont verzahnt. Im Untersuchungsgebiet dominieren Böden mit der vereinfachten Horizontabfolge Ap/A_{xh}/(A_{xh}+Al-Sw/)(II)Al-Sw/IIBt-Sd/(eICv/)(III)eICn.

Fast alle nach KA 4 notwendigen Merkmale für die Ausgliederung eines A_{xh}-Horizontes bzw. Tschernosems (Mächtigkeit, Farbe, Basensättigung, Verzahnungshorizont) treffen auf die untersuchten Böden zu. Dies sind belastbare Belege, die für eine echte Tschernosemierung sprechen. Aufgrund des sandigen Substrates entspricht einzig die geringe Stabilität der Aggregate nicht den Kriterien.

Die Horizontfolge der Poeler Böden findet in der KA4 keine bodentypologische Entsprechung. Wird versucht, die Prozesse bodentypologische zu kennzeichnen, müssten die Böden als Pseudogley-Parabraunerde-Tschernoseme bzw. Parabraunerde-Pseudogley-Tschernoseme klassifiziert werden.

Bei den Parabraunerde-Tschernosemen nach KA 4 handelt es sich jedoch durchweg um durch Lessivierung degradierte Schwarzerden, die auf Poel nicht vorliegen. Ein B_{ht}- oder A_{xh}+B_t-Horizont, wie er für degradierte Schwarzerden (Parabraunerde-Tschernoseme) typisch ist und auch in der Uckermark und auf Fehmarn vorkommt, ist nicht nachzuweisen. Beim Pseudogley-Tschernosem sind zwar A_{xh}-Sw-Horizonte vorgesehen, aber keine miteinander verzahnte A_{xh}-Al-Sw-Übergangshorizonte, wie sie für die schwarzerdeartigen Poeler Böden typisch sind (Kap. 4).

Solange die Genese der Böden nicht geklärt ist, ließen sie sich als *Schwarzerde über Parabraunerde-Pseudogley* bzw. *Pseudogley-Parabraunerde* benennen. Damit gäbe es zumindest keine Verwechslung mit den degradierten Schwarzerden, die durch ein anderes pedogenetisches Prozessgefüge entstanden sind als die vorliegenden Böden.

6 Zusammenfassung

Die Insel Poel liegt im Bereich des jüngsten Eisvorstoßes der Weichselvereisung, dem Mecklenburger Vorstoß. Die Insel ist durch die typische Morphologie der flachwelligen Grundmoränenplatten mit geringen Hangneigungen und vereinzelt vorkommenden Söllen geprägt. Wie im gesamten nordostdeutschen Jungmoränengebiet, dominiert auch auf Poel eine Substratabfolge von einem 4 - 5 dm mächtigen Decksand über (tiefem) Geschiebelehm über tiefem oder sehr tiefem Geschiebemergel. Vereinzelt sind glazilimnisch/-fluviale Sande eingeschaltet. Die rezente Entkalkungstiefe liegt auf nicht erodierten Standorten zwischen 140 und 240 cm.

Auf der Basis feldbodenkundlicher Befunde, gewonnen an 30 Profilgruben und umfangreicher Kartierarbeit sowie den Ergebnissen der bodenphysikalischen, boden-, und geochemischen Untersuchungen an drei Leitprofilen, werden Eigenschaften der schwarzerdeartigen Böden der Insel Poel dargestellt und in einem landschaftsgeschichtlichen Kontext diskutiert. Die Ergebnisse der Feldarbeiten werden im Rahmen einer Bodentypenkarte kartographisch umgesetzt. Unter Verwendung eines GIS wird über einen Vergleich der eigenen Daten mit denen der Reichsbodenschätzung die Aussagekraft der Reichsbodenschätzung in Bezug auf bodengenetische Fragestellungen überprüft.

Auf Poel sind überwiegend im Decksand bis zu 6 - 7 dm tiefe A_{xh}-Horizonte entwickelt. Sie sind von dunkler schwarzer Färbung (10YR 3/1-2/1) und von Krotowinen durchsetzt. Die Horizontuntergrenze ist meist stark mit dem liegenden Horizont verzahnt. Im Untersuchungsgebiet dominieren Böden mit der vereinfachten Horizontabfolge Ap/A_{xh}/(A_{xh}+Al-Sw/)(II)Al-Sw/IIBt-Sd/(eICv/)(III)eICn. Fast alle nach KA 4 geforderten Merkmale für die

Ausgliederung eines Axx-Horizontes bzw. Tschernosems (Mächtigkeit, Farbe, Basensättigung, Verzahnungshorizont) treffen auf die untersuchten Böden zu. Dies sind belastbare Belege, die für eine echte Tschernosemierung sprechen. Aufgrund des sandigen Substrates entspricht einzig die geringe Stabilität der Aggregate nicht den Kriterien.

Eine eindeutige bodensystematische Einordnung nach KA 4 ist nicht möglich, da es sich nicht um durch Lessivierung degradierte Schwarzerden handelt, wie sie beispielsweise auf Fehmarn vorkommen.

Die Mächtigkeit der Axx-Horizonte, ihre intensive Färbung, die bioturbaten Merkmale in Form von Grabgängen, sowie die weite Verbreitung des beschriebenen Profiltyps schließen eine mögliche anthropogene Genese aus. Vielmehr ist anzunehmen, dass die kontinuierliche, ackerbauliche Tätigkeit zu einer Erhaltung und Fixierung der organischen Bodensubstanz unterhalb des Ap-Horizontes geführt hat und damit einer möglichen Degradierung vorbeugte.

Eine zeitliche Einordnung der Tschernosemierung bleibt zunächst hypothetisch, da bisher keine physikalischen oder archäologische Datierungen vorliegen. Profilmorphologisch lässt sich allerdings mit Bestimmtheit eine Entstehung der Axx-Horizonte nach Entstehung der Lessivés im Liegenden feststellen. In allen untersuchten Profilen waren keine Ton-Humus-Cutane, sondern ausschließlich Toncutane zu finden. Der oben genannte Profilaufbau lässt deshalb den Schluss zu, dass die Lessivierung bereits weit fortgeschritten war, als die Tschernosemierung einsetzte. Für eine Beendigung der Lessivierung auf im Holozän nicht umlagerten Sediment liegen im norddeutschen Jüngerem Jungmoränengebiet bislang keinerlei Datierungen vor. Mit beispielsweise REUTER (1990) und KUNTZE et al. (1994) kann jedoch eine Beendigung der Lessivierung gegen Ende des Atlantikums angenommen werden. Daraus ließe sich dann eine Schwarzerdeentstehung mit Beginn des Subboreal ableiten.

Danksagung

Die Autoren danken allen im Methodenteil genannten Kollegen für die analytische Hilfe und Frau BRIGITTA LINTZEN für die Anfertigung der Profilskizzen. Zudem seien EINAR EBERHARDT und JOHANNES BÜHLER für die kritische Durchsicht des Manuskriptes besonders gedankt.

7 Literatur

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 4. verb. u. erw. Aufl., ber. Nachdruck 1996; 392 S.; Hannover.
- AK BODENSYSTEMATIK (1998): Systematik der Böden. - Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 86: 1-134.
- ALBRECHT, C. (2003): Verbreitung und Genese der schwarzerdeähnlichen Böden auf der Insel Poel. Eine GIS- und laborgestützte bodenkundliche Studie. Unveröffentlichte Dipl. Arbeit, Geogr. Institut, Universität Greifswald. 50 S. + 23 S. Anhang.
- ALTERMANN, M. & KÜHN, D. [Federführung] (1998): Systematik der bodenbildenden Substrate. - Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 86: 135-174.
- BAILLY, F. (1972): Zum Problem der Schwarzerdebildung in Norddeutschland. Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 15: 3-11.
- BENTHIEN, B. (1996): Grundzüge der Kulturlandschaftsentwicklung: Das Erbe der Vergangenheit. In: WEISS, W [Hrsg.]: Mecklenburg - Vorpommern: Brücke zum Norden Tor zum Osten. 1. Aufl., 238 S.; Gotha - (Perthes)
- BEYER, L, BLUME, H.-P. & KÖBBEMANN, C. (1999): Colluvisols under cultivation in Schleswig-Holstein. 3. Soil organic transformation after translocation. - J. Plant Nutr. Soil Sci, 162: 61-69.

- BILLWITZ, K. [Hrsg.] (1997): Landschaftsökologische Studien und methodische Handreichungen. - Greifswalder Geographische Studienmaterialien, 5; 144 S.
- BILLWITZ, K. [Hrsg.] (2001): Geoökologische und landschaftsgeschichtliche Studien in Mecklenburg-Vorpommern. - Greifswalder Geographische Arbeiten, 23; 296 S.
- BILLWITZ, K., HELBIG, H., KAISER, K., DE KLERK, P., KÜHN, P. & TERBERGER, T. (2000): Untersuchungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Mecklenburg-Vorpommern. - Neubrandenburger Geologische Beiträge, 1: 24-38.
- BILLWITZ, K. & KÜHN, P. (2002): Der Bodenlehrpfad Jägerhof in Vorpommern. - Greifswalder Geographische Arbeiten, 25; 57 S.
- BILLWITZ, K., KÜHN, P. & HELMS, S. (2001): Substrate und Böden des Jungmoränengebietes: Ein Bodenlehrpfad in der Greifswalder Umgebung. - Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 96: 801-802.
- BIRKELAND, P.W. (1998): Soils and Geomorphology. 3rd ed.; 430 S.; New York.
- BJÖRCK, S (1995): A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP. - Quaternary International, 27: 19-40.
- BJÖRCK, S., WALKER, M.J., CWYNAR, L.C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K.-L., LOWE, J.J., WOHLFAHRT, B. & INTIMATE MEMBERS (1998): An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. - Journal of Quaternary Science, 13: 283-292.
- BLUME, H.P. (1981): Schwermetallverteilung und -bilanzen typischer Waldböden aus nordischem Geschiebemergel. - Zeitschrift f. Pflanzenernährung u. Bodenkunde, 144: 156-163.
- BÖTTCHER, H. (1959): Beschreibung und Untersuchungen der schwarzerdeähnlichen Böden der Insel Poel. - Diplomarbeit am Institut für Agrikulturchemie und Bodenkunde der landwirtschaftlichen Fakultät der Universität Rostock.
- BOGEN, C., HILGERS, A., KAISER, K., KÜHN, P. & LIDKE, G. (2003): Archäologie, Pedologie und Geochronologie spätpaläolithischer Fundplätze in der Ueckermänder Heide (Kr. Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern). - Archäologisches Korrespondenzblatt, 33: 1-20.
- BORK, H.-R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H.-P. & SCHATZ, T. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. 328 S.; Gotha - (Klett-Perthes).
- BREMER, F. & SCHULZ, W. (1993): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1: 500000. - [Hrsg.] Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern.
- BÜLOW VON, K. (1938): Poel. Eine geologische und bodenkundliche Inselstudie. - Mitteilungen der Mecklenburgischen Geolog. Landesanstalt, 47, NF 12. Rostock.
- BUSSEMER, S. (1994): Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglaziären Deckserien des mittleren und östlichen Barnim. - Berliner Geographische Arbeiten, 80; 150 S.; Berlin.
- BUSSEMER, S. (1998): Bodengenetische Untersuchungen an Braunerde- und Lessivéprofilen auf Standorten des brandenburgischen Jungmoränengebiets. In: BAUME, O. [Hrsg.]: Beiträge zur quartären Relief- und Bodenentwicklung. - Münchener Geogr. Abh., A 49: 27-93.
- CUNLIFFE, B. (1996): Illustrierte Ur- und Frühgeschichte Europas. 590 S.; Frankfurt/M., New York - (Campus).
- DE KLERK, P. (2002): Changing vegetation patterns in the Edinger Bruch area (Vorpommern, Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. - Review of Palaeobotany and Palynology, 119: 275-309.
- DIEMANN, R. (1973): Ausbildung und Entstehung des Substrattyps Tieflehm im nördlichen Jungmoränengebiet der DDR. - Dissertation, Martin-Luther Universität Halle-Wittenberg; 166 S. + Anlagenband.

- DIEMANN, R. (1974): Genetische Beziehungen zwischen Böden und periglaziären Decken im nördlichen Jungmoränengebiet der DDR. - Zeitschrift f. Geologische Wissenschaften, 2: 715-727.
- DIEMANN, R. (1982): Die Legende der Mittelstabmäßigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung (MMK) für die Standortkarten 1:100000 der Bezirke Rostock, Schwerin und Neubrandenburg. - Wissenschaftliche Zeitschrift d. Universität Halle, 31, M: 93-114; Halle
- DOLUKHANOV, P.M. (1996): The early Slavs: Eastern Europe from the initial settlement to the Kievan Rus. 237 S.; London & New York - (Longman).
- DUDAS, M.J. & PAWLUK, S. (1969): Chernozem soils of the Alberta Parklands. - Geoderma, 3: 19-36.
- DULTZ, S. (2001): Veränderungen des mineralogischen Stoffbestandes in Böden aus pleistozänen Sedimenten Nordwestdeutschlands und deren Bedeutung für die Elementfreisetzung. - Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme, Reihe A, Bd. 172; 201 S.; Göttingen.
- DUTY, J. & SCHMIDT, G. (1966): Beitrag zur Landschaftsökologie der Vogelinsel Langenwerder bei Poel. - Wissenschaftl. Zeitschrift der Universität Rostock, 15 (7/8): 961-970.
- EHWALD, E. (1980): Zur Frage der Schwarzerdeentstehung unter Wald. - Wissenschaftl. Beiträge der Universität Halle-Wittenberg, Reihe L: Vor- und frühgeschichtliche Beiträge, 15: 21-28.
- EHWALD, E, JÄGER, K.-D. & LANGE, E. (1999): Das Problem Wald-Offenland im zirkumherzynen Trockengebiet vor der neolithischen Besiedlung sowie die Entstehung der zirkumherzynen Schwarzerden. - Halle-Wittenberg Arbeiten 4: 12-34.
- FIEDLER, H.J. (2001): Böden und Bodenfunktionen in Ökosystemen, Landschaften und Ballungsgebieten. 598 S.; Renningen-Malsheim - (Expert).
- FISCHER-ZUJKOV, U, SCHMIDT, R. & BRANDE, A. (1999): Die Schwarzerden Norddeutschlands und ihre Stellung in der holozänen Landschaftsentwicklung. - J. Plant Nutr. Soil Sci, 162: 443-449.
- FISCHER-ZUJKOV, (2000): Die Schwarzerden Norddeutschlands- ihre Stellung und Entwicklung im holozänen Landschaftswandel. - Dissertation im Fachbereich Geographie, Humboldt-Universität zu Berlin.
- GEHRT, E., DULTZ, S., HAHN, K. HILGERS, A., JARMER, TH. & SCHMIDT, M. (1999): Pedogenese mitteleuropäischer Schwarzerden Teil I. Neue Aspekte zur Entstehung und Gliederung der Schwarzerden. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, Band 91: 985-988.
- GEHRT, E., BECKMANN, T., DULTZ, S., HAHN, K. HILGERS, A., JARMER, T. , RATHGEBER, A. & SCHMIDT, M. (1999): Böden der Lössbörde und des Berglandes. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, Band 90: 249-278.
- GÖRSDORF, J. & KAISER, K. (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätpleistozän und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. - Meyniana, 53: 91-118.
- GUNREBEN, M. (1992): Schwarzerde - Relikte in Deutschland. Ein Regionaler Vergleich von Böden ausgewählter Klimagebiete und Lössprovinzen. - Dissertation an dem Fachbereich der Geographie, Universität Marburg.
- HELBIG, H. (1999a): Die spätglaziale und holozäne Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. - Greifswalder Geographische Arbeiten, 17, 110 S. + Anhang.
- HELBIG, H. (1999b): Die periglaziale Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. - Petermanns Geographische Mitteilungen, 143: 373-386.
- HELBIG, H., DE KLERK, P., KÜHN, P. & KWASNIOWSKI, J. (2002): Colluvial sequences on till plains in Vorpommern (NE Germany). - Zeitschrift f. Geomorphologie, Suppl. Bd., 128: 81-100.

- HÖNSCHEIDT, S. (2002): Holozäne Bodenbildung, Bodenabtrag und Akkumulation am Beispiel bandkeramischer Siedlungsreste bei Vaihingen/Enz. - Stuttgarter Geographische Studien, Band 132; 272 S.
- JANETZKO, P. (1996): Verbreitung und Gliederung periglaziärer Deckschichten im Jungmoränengebiet von Schleswig-Holstein und ihre Bedeutung für die Pedogenese. In: LANU SCHLESWIG-HOLSTEIN [Hrsg.]: Böden als Zeugen der Landschaftsentwicklung. (STREMME-Festschrift): 15-27; Kiel.
- JANETZKO, P. & SCHMIDT, R. (1996): Norddeutsche Jungmoränenlandschaften - Böden als Teile von Landschaften. Kap. 3.4.4.2. In: BLUME et al. [Hrsg.]: Handbuch der Bodenkunde. 36 S.; Landsberg/L. - (Ecomed).
- JANKE, W & LAMPE, R. (2000): Zu Veränderungen des Meeresspiegels an der vorpommerschen Küste in den letzten 8000 Jahren. - Zeitschrift für geol. Wiss., 28 (6): 586-600.
- JANKE, W (1996): Landschaftsentwicklung und Formenschatz Mecklenburg-Vorpommerns seit der Weichsel-Eiszeit. - Erdkundeunterricht, 12: 495-505.
- JÖNS, H., LÜTH, F. & MÜLLER-WILLE, M (1997): Ausgrabungen aus dem frühgeschichtlichen Seehandelsplatz von Groß Strömkendorf, Kreis Nordwestmecklenburg. - Germania, 75: 201-221.
- JÖNS, H. (2001): Zur Bedeutung des frühmittelalterlichen Seehandelsplatzes von Groß Strömkendorf, Kreis Nordwestmecklenburg. - Informationspapier des Archäologischen Landesmuseums Mecklenburg-Vorpommern. 12 S. Lübstorf.
- KAISER, K. & KÜHN, P. (1999): Eine spätglaziale Braunerde aus der Ueckermänder Heide. Geoarchäologische Untersuchungen in einem Dünengebiet bei Hintersee, Kreis Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern. - Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 91: 1037-1040.
- KOPP, D. (1965): Die periglaziäre Deckzone (Decksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. - Ber. geol. Ges. DDR, 10: 739-771.
- KOPP, D. (1970): Periglaziäre Umlagerungs- (Perstruktions-)zonen im nordmitteleuropäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung. - Tagungsberichte der Dt. Akademie der Landwirtsch. Wiss, 102: 55-81.
- KOWALKOWSKI, A. (1989): Genese der Braunerden und Schwarzerden nach Untersuchungen in der Mongolischen VR und in der VR Polen. - Petermanns Geographische Mitteilungen, 133: 7-22.
- KÜHN, P. (2003): Spätglaziale und holozäne Lessivégenese auf jungweichselzeitlichen Sedimenten Deutschlands. - Greifswalder Geographische Arbeiten, 28; 167 S. + Anhang.
- KÜHN, P. (2001): Grundlegende Voraussetzungen bodengenetischer Vergleichsuntersuchungen: Theorie und Anwendung. - Greifswalder Geographische Arbeiten, 23: 133-153.
- KÜHN, P., JANETZKO, P. & SCHRÖDER, D. (2002): Zur Mikromorphologie und Genese lessivierter Standorte im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 51: 74-92.
- KÜHN, P. & KÖSEL, M. (2000): Spätglaziale Boden- und Substratgenese: Mikromorphologisch-stratigraphische Befunde aus dem südwestdeutschen Alpenvorland. - Trierer Bodenkundliche Schriften, 1: 51-57.
- KÜHN, P. & SCHRÖDER, D. (2001): Mikromorphologisch-stratigraphische Befunde zur spätglazialen Bodengenese in NO-Deutschland. - Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 96: 523-524.
- KUNTZE, H., ROESCHMANN, G. & SCHWERDTFEGER, G. (1994): Bodenkunde. 5. Neubearb. u. erw. Aufl.; 424 S.; Stuttgart - (UTB).
- KWASNIOWSKI, J. (2001): Die Böden im Naturschutzgebiet Eldena (Vorpommern). - Greifswalder Geographische Arbeiten, 23: 227-240.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas: Methoden und Ergebnisse. - New York - (Fischer).

- LEMKE, W. (1998): Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression. – Habilitationsschrift, Universität Greifswald; 186 S.
- LIEBEROTH, I. (1982): Bodenkunde. 3. überarb. Aufl., 431 S.; Berlin.
- LORENZ, S. (2002): Die Uferstrukturen des Krakower Sees in Mecklenburg – Naturräumliche Analyse und jungquartäre Paläohydrologie. – Diplomarbeit, Geogr. Institut, Universität Greifswald; 139 S.
- LORENZ, S., ROTHER, H. & KAISER, K. (2002): Die jungquartäre Gewässernetzentwicklung im Gebiet der Krakower Seen und der Nebel (Mecklenburg) – erste Ergebnisse. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 26: 79-82.
- LÜBKE, H. (2000): Timmendorfer-Nordmole und Jäckelberg-Nord: Erste Untersuchungsergebnisse zu marinen Siedlungsplätzen der endmesolithischen Erteboelle-Kultur in der Wismar-Bucht, Mecklenburg-Vorpommern. – Nachrichtenblatt Arbeitskreis Unterwasserarchäologie, Band 7: 17-35.
- MEHNERT, A. (1996): Untersuchungen zur Rekonstruktion des spätweichseleiszeitlichen Deglaziationsprozesses im Ostseeraum. Dissertation Universität Greifswald; 111 S., + Anlagen.
- MEYER, M. (2002): Modellierung der Entwicklung von Küstenlinien der Ostsee im Holozän – Wechselspiel zwischen Isostasie und Eustasie. – Dissertation an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Greifswald.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1993): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. 4. erg. Aufl.; 579 S.; Frankfurt/M.
- MÜLLER, U., RÜHBERG, N. & SCHULZ, W. (1997): Die Wismar-Bucht und das Salzhaff – geologische Entwicklung und Küstendynamik. – In Schriftenreihe des Deutschen Museums für Meereskunde und Fischerei, Meer und Museum Band 13: 17-24.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1992): revised edition.
- REUTER, G. (1990): Disharmonische Bodenentwicklung auf glaziären Sedimenten unter dem Einfluß der postglazialen Klima- und Vegetationsentwicklung in Mitteleuropa. – Ernst-Schlichting-Gedächtniskolloquium, Tagungsband: 69-74; Hohenheim.
- RODIONOV, A., AMELUNG, W., URUSEVSKAJA, I. & ZECH, W. (1999): Klimaeinfluß auf Lignin und Polysaccharide in Partikelgrößenfraktionen zonaler Steppenböden Russlands. – J. Plant Nutr. Soil Sci., 162: 231-238.
- ROESCHMANN, G. (1968): Pseudogley-Tschernoseme und deren Übergangsbildungen zu Parabraunerde im Lössgebiet der Hildesheimer Börde. – Geol. Jahrbuch, 85: 841-860; Hannover.
- ROHDENBURG, H. (1978): Zur Problematik der spätglazialen und holozänen Bodenbildung in Mitteleuropa. – Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. (Festschrift J. Fink): 467-471; Wien.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? – Göttinger Bodenkundliche Berichte, 6: 127-212.
- SABEL, K.-J. (1982): Ursachen und Auswirkungen der bodengeographischen Grenzen in der Wetterau (Hessen). – Frankfurter Geowiss. Arb., D 3; 116 S.
- SAEGEBARTH, J. (1997): Kulturlandschaft Wismar-Bucht. – Schriftenreihe des Deutschen Museums für Meereskunde und Fischerei, Meer und Museum, 13: 3-16.
- SCHEFFER, F. & MEYER, B. (1965): IV. Ergebnisse pedologischer Untersuchungen an der Grabungsfläche: Pedogenetische und stratigraphische Phasengliederung und weitere Beiträge zur Herkunft dunkler Grubenfüllungen in Lössgebieten. – Neue Ausgrabungen und Funde in Niedersachsen 2: 72-88.
- SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL (2002): Lehrbuch der Bodenkunde. 15. neu bearb. u. erw. Aufl., 593 S.; Heidelberg - (Spektrum).

- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. - Berliner Geographische Arbeiten, 76; 161 S.
- SCHLAAK, N. (1998): Der Finowboden - Zeugnis einer begrabenen weichselspätglazialen Oberfläche in den Dünengebieten Nordostbrandenburgs. - Münchener Geographische Abhandlungen, A49: 143-148.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. 2. neu bearb. Auflage; 295 S.; Berlin - (Parey).
- SCHLICHTING, E & SÖCHTIG, H. (1953): Die Böden der Insel Fehmarn. - Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein, Band 26 (2): 176-187.
- SCHMIDT, M.W.I., SKJEMSTAD, J.O., GEHRT, E. & KÖGEL-KNABNER, I. (1999): Pedogenese mitteleuropäischer Schwarzerden II - Organische Substanz aus Vegetationsbränden? - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, Band 91: 1088-1091.
- SCHMIDT, M.W.I., SKJEMSTAD, J.O., GEHRT, E. & KÖGEL-KNABNER, I. (1999): Charred organic carbon in German chernozemic soils. - European Journal of Soil Science, 50: 351-365.
- SCHMIDT, R. & DIEMANN, R. (1981): Erläuterungen zur Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung (MMK). im Auftrag des Forschungszentrum für Bodenfruchtbarkeit Müncheberg; Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der DDR, Bereich Bodenkunde/Fernerkundung; Eberswalde 78 S.
- SCHRÖDER, D., SCHNEIDER, R. & KÜHN, P. (1997): Entwicklung und Eigenschaften von Böden aus Decksand über Geschiebemergel in NE-Mecklenburg. - Mitteilungen Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 85: 1243-1246.
- STREMME, H.E. (1938): Bodenkarte des Deutschen Reiches und der Freien Stadt Danzig. - Petermanns Geographische Mitteilungen, Erg.-H. 226, Tafel 15.
- URL: <http://www.rostock.igd.fhg.de/Mvhist/mvtopinf.html>

Anschrift der Autoren

Dipl. Geogr. Christian Albrecht, Universität Greifswald, Geographisches Institut,
Friedrich-Ludwig-Jahnstraße 16, D-17487 Greifswald

E-mail: ca980086@mail.uni-greifswald.de

Dr. Peter Kühn

Justus-Liebig-Universität Gießen, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung
Heinrich-Buff-Ring 26-32 (IFZ), D-35392 Gießen

E-mail: Peter.Kuehn@agr.uni-giessen.de

Anhang-Tab. 1a: Korngrößenparameter von Profil C2/4

Horizont	Tiefe [cm]	Bodenart	kalk- und humusfreier Feinboden							fS/mS	$\frac{(gU+fS)}{(mS+gS)}$	gU/U
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T			
			[%]									
Ap	43	Sl3	1,9	16,9	44,3	16,7	6,8	3,3	10,0	2,6	3,2	0,5
Axh	57	Sl3	2,4	15,3	39,9	17,9	9,7	3,7	11,1	2,6	3,3	0,5
II Al-Sw+Axh	70	Sl4	2,7	12,6	35,1	17,2	11,4	5,2	15,8	2,8	3,4	0,5
Bt-Sd1	110	Ls3	2,4	12,3	32,2	20,4	10,6	4,7	17,5	2,6	3,6	0,5
Bt-Sd2	162	Ls4	4,3	20,9	27,6	11,9	8,4	5,1	21,8	1,3	1,6	0,8
III elCc	225	Sl2	3,2	18,0	50,7	12,0	6,7	3,4	6,1	2,8	3,0	0,5

Anhang-Tab. 1b: Bodenchemische Parameter von Profil C2/4

Horizont	pH	CaCO ₃ [%]	C _{ges} [%]	GV _{red} [%]	C/N	austauschbare Kationen				KAK _{pot.} [cmolc/kg]	BS [%]
						Ca	Mg	K	Na		
						[cmolc/kg]					
Ap	5,9	0	0,91	1,18	8,7	15,5	0,9	0,8	0,0	5,0	>100
Axh	5,6	0	0,73	0,84	8,6	21,3	1,8	1,6	0,0	24,7	>100
II Al-Sw+Axh	5,7	0	0,39	0,23	-	21,5	1,9	2,0	1,7	17,7	>100
Bt-Sd1	5,8	0	0,24	0	-	12,4	2,3	7,7	0,0	18,4	>100
Bt-Sd2	5,9	0	0,20	0	-	21,9	1,9	1,8	0,0	25,2	>100
III elCc	7,3	7,9	0,96	0	-	14,2	2,9	2,3	0,2	20,4	96

Anhang-Tab. 2a: Korngrößenparameter von Profil C4/3

Horizont	Tiefe [cm]	Bodenart	kalk- und humusfreier Feinboden							fS/mS	(gU+fS)/ (mS+gS)	gU/U
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T			
			[%]									
Ap	35	Sl3	1,5	13,9	41,0	18,8	9,7	4,7	10,3	2,9	3,9	0,4
Axh	65	Sl3	2,7	17,4	37,7	19,1	8,4	4,3	10,4	2,2	2,8	0,6
Al-Sw+Axh	87	Su2	3,4	21,0	48,7	14,0	5,1	2,8	4,9	2,3	2,6	0,9
II Al-Sw	105	Su2	1,8	13,1	58,9	17,8	3,1	1,3	4,0	4,5	5,1	0,6
Bt-Sd	155	Sl3	3,7	16,4	42,0	13,7	8,8	3,3	11,9	2,6	2,8	0,7
ICv	233	Sl3	2,5	15,4	43,1	15,0	8,8	3,7	11,5	2,8	3,2	0,5

Anhang-Tab. 2b: Bodenchemische Parameter von Profil C4/3

Horizont	pH	CaCO ₃ [%]	C _{ges} [%]	GV _{red} [%]	C/N	austauschbare Kationen				KAK _{pot.} [cmol _c /kg]	BS [%]
						Ca	Mg	K	Na		
						[cmol _c /kg]					
Ap	5,5	0	1,02	2,03	9,0	3,8	0,2	1,8	1,2	6,3	>100
Axh	5,5	0	0,65	0,83	8,9	21,9	3,4	2,2	2,9	27,7	>100
Al-Sw+Axh	5,4	0	0,23	0,41	-	3,1	0,1	0,6	1,3	4,1	>100
II Al-Sw	5,6	0	0,10	0,23	-	3,2	0,2	5,8	0,0	18,3	50
Bt-Sd	5,7	0	0,11	0	-	11,9	0,7	0,6	0,0	6,1	>100
ICv	5,6	0	0,12	0	-	12,7	0,8	1,7	0,0	16,3	94

Anhang-Tab. 3a: Korngrößenparameter von Profil C6/4

Horizont	Tiefe [cm]	Bodenart	kalk- und humusfreier Feinboden							fS/mS	$\frac{(gU+fS)}{(mS+gS)}$	gU/U
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T			
			[%]									
Ap	38	Sl3	1,7	20,9	44,0	13,8	7,0	3,7	9,0	2,1	2,6	0,7
II rAp	47	Su3	1,0	20,0	45,1	15,0	7,8	3,2	7,9	2,3	2,9	0,5
Axh	80	Su3	1,5	20,4	45,2	15,4	7,3	3,5	6,7	2,2	2,8	0,6
Axh+Al-Sw	95	Su3	2,8	17,4	42,6	17,3	9,2	4,0	6,9	2,4	3,0	0,5
III Bt-Sd	140	Ls4	3,5	15,3	39,7	12,3	8,4	3,1	17,8	2,6	2,8	0,7
IV elCn	160	Lts	2,0	11,2	28,1	8,6	10,4	8,4	31,2	2,5	2,8	0,5

Anhang-Tab. 3b: Korngrößenparameter von Profil C6/4

Horizont	pH	CaCO ₃	C _{ges}	GV _{red}	C/N	austauschbare Kationen				KAK _{pot.}	BS	
						Ca	Mg	K	Na			
			[%]	[%]	[%]	[mmol./kg]				[mmol./kg]	[%]	
Ap	5,9	0	1,01	1,62	8,7	-	-	-	-	-	-	-
II rAp	6,1	0	0,58	0,86	9,8	-	-	-	-	-	-	-
Axh	5,9	0	0,62	1,03	-	-	-	-	-	-	-	-
Axh+Al-Sw	6,4	0	0,20	0,11	-	-	-	-	-	-	-	-
III Bt-Sd	6,2	0	0,29	0,68	-	-	-	-	-	-	-	-