

1/2
2006

Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge



	INHALT	CONTENTS	Seite
WERNER STACKE- BRANDT	Vorwort	preface	3
WERNER STACKE- BRANDT	Zu einigen geowissenschaftlichen Meilensteinen Brandenburgs	To some geoscientific milestones of Brandenburg	5-10
DIETER KÜHN	Die Böden Brandenburgs und ihre Verbreitung	Distribution of Brandenburgian soils	11-25
SIXTEN BUSSEMER & JÜRGEN MICHEL	Die Hirschfelder Heide als typische Niedertaulandschaft des nordöstlichen Barnims (NE-Brandenburg)	The Hirschfelde Heath as a typical deglaciation area on the Northeastern Barnim (Brandenburg, Germany)	27-34
HEIDRUN DOMKO & MANFRED KUPETZ	Frostbeeinflusste Sedimentation und Deformation am Beispiel eines Tondiapirs im Vorfeld des Tagebaus Nochten (Freistaat Sachsen)	Frost influenced sedimentation and deformation shown on a clay diapir in the area of a brown coal open cast mine	35-47
NORBERT HERMSDORF & JAQUELINE STRAHL	Zum Problem der so genannten Uecker-Warmzeit (Intra-Saale) – Untersuchungen an neuen Bohrkernen aus dem Raum Prenzlau	To the problem of the so called Uecker-interglacial – studies on new drill cores from the Prenzlau area	49-61
ANSELM KÜHL, FRANK-W. JUNGE, TIM STEINBERG & REINER STANGE	Geologisch-sedimentologische Untersuchungen des Sedimentmittels zwischen dem Bornaer und dem Thüringer Hauptflöz im Restloch Groitzscher Dreieck	Geologic-sedimentological investigations of the sedimentary interbed between the Borna and Thüringen main seam in the abandoned strip coal mine Groitzscher Dreieck	67-88

Titelbild

Kupferschiefer-Bohrkern mit Zweig von *Ullmania frumentaria* mit männlichen Fruchtzapfen.
Diese Art repräsentiert ein typisches Nadelholz von der Küste des Zechsteinmeers (vgl. Beitrag J. Kopp).

Herausgeber: © Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Präsident: Dr.-Ing. Klaus Freytag

Schriftleitung: Dr. Werner Stackebrandt

Redaktionsbeirat: Dr. Werner Stackebrandt, Dr. habil. Fritz Brose, Dr. Volker Manhenke, Dr. Peter Nestler, Dr. Volker Scheps, Prof. Dr. habil. Joachim Tiedemann, Dr. Hans Ulrich Thieke, Dipl.-Geol. Lothar Lippstreu

Redaktion: Dr. Hans Ulrich Thieke (Lektor und verantwortlicher Redakteur), Dipl.-Geophys. Anneliese Andreae
Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Bereich Geologie
Stahnsdorfer Damm 77, 14532 Kleinmachnow
Tel. (033203) 36600, Fax (033203) 36702, e-mail: lbgr@lbgr.brandenburg.de, <http://www.lbgr.brandenburg.de>

Hinweise zur Abfassung der Manuskripte sind auf der 3. Umschlagseite des Heftes angegeben.
Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren verantwortlich.

Layout und Satz: A. Andreae

Erscheinungsweise: Die Schriftenreihe erscheint jährlich mit 1 bis 2 Heften. Gebühr für dieses Heft: 16,00 €

Druck: Druckerei Feller, Teltow

Printed in Germany
ISSN 0947-1995

**Beiträge zur
Regionalgeologie und zu ausgewählten Geopotenzialen
Brandenburgs und benachbarter Gebiete**

herausgegeben anlässlich der
158. Jahrestagung der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (DGG)

GeoBerlin 2006

3D-Geologie – eine neue Chance für die Nutzung und den Schutz des Untergrunds

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	13 (2006), 1/2	S. 3	
------------------------------	--------------	----------------	------	--

Vorwort

Sehr verehrte Leser, das Ihnen hier vorgelegte Heft mit regionalen Beiträgen zur Geologie von Brandenburg und benachbarter Gebiete einschließlich der Bewertung ausgewählter Geopotenziale setzt die Reihe von geowissenschaftlichen Informationen mit regionalem Bezug zum Land Brandenburg fort. Wir widmen dieses Heft der 158. Jahrestagung der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (DGG), die im Oktober 2006 in Berlin stattfindet.

Als mitveranstaltende Einrichtung hat das Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe des Landes Brandenburg schon während der Tagungsvorbereitung besonderen Wert auf konkrete geologische Bezüge zur Tagungsregion gelegt. Mit den weit gefächerten Beiträgen von der Bodengeologie bis zu den tiefliegenden Kupfervorkommen, von vermuteten Erdbeben bis zur Straifizierung von mesozoischen Aquiferen, von der

lithochemischen Kennzeichnung und genetischen Interpretation quartärer Sedimente einschließlich der daseinsvorsorgenden Ausweisung von Wasenplätzen können Sie sich selbst ein Bild machen. Wir wollen damit einen Beitrag zum Problem-Verständnis von Politik und Öffentlichkeit leisten, dass eine zukunftsorientierte Gesellschaft wie die unsrige einer leistungsstarken geodaten-gestützten Regionalgeologie bedarf. Eines unserer wichtigsten Ziele ist erreicht, wenn die zuverlässigen regionalgeologischen Daten in investive Standortentscheidungen von Wirtschaft und Landesregierung einfließen. Und schließlich kann es auch ohne regionale geologische Daten kein fakten-gestütztes Verständnis globaler Zusammenhänge geben.

Im Namen der Herausgeber und Redaktion wünsche ich Ihnen viel Vergnügen beim Lesen unserer Zeitschrift.

Ihr
Werner Stackebrandt

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	13 (2006), 1/2	S. 5-10	1 Abb., 15 Lit.
------------------------------	--------------	----------------	---------	-----------------

Zu einigen geowissenschaftlichen Meilensteinen Brandenburgs

To some geoscientific milestones of Brandenburg

WERNER STACKEBRANDT

1. Einführung

Brandenburg wird gelegentlich noch immer als die Streusandbüchse des Heiligen römischen Reiches deutscher Nation abgetan. Trotz ihrer geringen Höhenlage ist die brandenburgische Landschaft jedoch keineswegs eintönig und schon gar nicht nur sandig. Auch bis in die jüngste geologische Vergangenheit andauernde landschaftsprägende Prozesse hinterließen eine abwechslungsreiche Landschaft, die in Teilgebieten damit schon selbst ein auch touristisches Geopotenzial ist. Hierzu gehören Seen, naturnahe Bachläufe und Flusstäler, steile Endmoränengirlanden, die sich aus Geschiebemergelplateaus erheben, beachtliche Großgeschiebe sowie in Tagebauen und Großaufschlüssen zu studierende Schichtenfolgen von Känozoikum, Trias und paläozoischen Gesteinen. Es sind nicht nur interessante geologische Objekte, sondern sie haben für die Entwicklung der europäischen Geowissenschaften insgesamt eine hohe Bedeutung erlangt. Gerade für den letztgenannten Aspekt war es wichtig, dass die zum Teil lehrbuchhaft aufgeschlossenen Strukturen durch die seit dem 19. Jahrhundert einsetzende Konzentration von Geowissenschaftlern in Berlin und Potsdam untersucht und bekannt gemacht wurden. Hierzu gehört der Aufschwung der Geowissenschaften mit Persönlichkeiten wie Alexander von Humboldt, Leopold von Buch und anderen, die Gründung der Berliner Universität und der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt und von weiteren Institutionen in Berlin und Umgebung. Ohne auf den wissenschaftshistorischen Aspekt näher eingehen zu wollen, sollen im Folgenden einige der in der Region erkannten geowissenschaftlichen Meilensteine kurz aufgeführt werden. Dabei wird der zusammengehörige Raum Berlin–Brandenburg als Einheit betrachtet.

2. Geologische Ausgangssituation

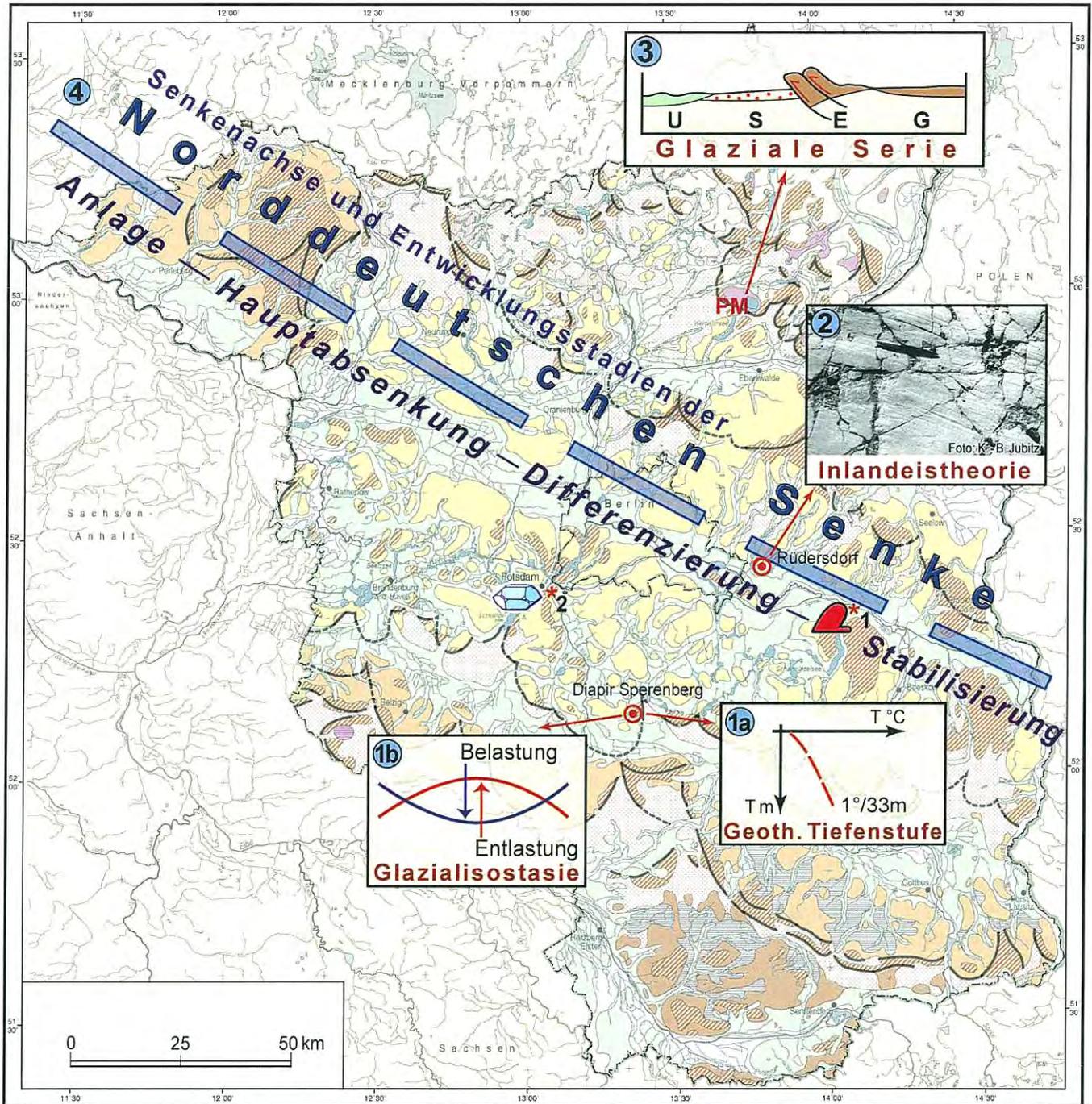
Geomorphologisch gehört Brandenburg mit Ausnahme eines schmalen südlichen Randstreifens zum Norddeutschen Tiefland. Würdigt man die geologische Schichtenfolge, wird schnell klar, dass Brandenburg eine zweigeteilte geologische Vergangenheit hat. Die auf die pleistozäne Mehrfachvereisung Nordeuropas zurückzuführende oberflächennahe Sequenz überlagert die vorwiegend aus flachmarinen Sedimenten bestehende Füllung der Norddeutschen Senke. Die Senkung wurde vermutlich syngenetisch durch Sediment-

akkumulation kompensiert. Ihre Eintiefung erfolgte mit unterschiedlicher Geschwindigkeit, mit Unterbrechungen und teilweise gegenläufigen Bewegungstendenzen schon seit ca. 300 Millionen Jahren.

Natürliche Aufschlüsse, Tagebaue, aber vor allem Bohrungen und geophysikalische und andere Untersuchungen erlaubten daher in der Vergangenheit Erkenntnisfortschritte, die diesen beiden Hauptbildungsbereichen zuzuordnen sind. Die obere Schichtenfolge, die ihre Genese dem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten verdankt und in der die aus dem Norden vorstoßenden Gletscher den vorwiegenden landschaftsprägenden Einfluss ausübten, zeichnet sich durch sehr hohe Dynamik und schnellen faziellen Wechsel auf kurzer räumlicher Erstreckung aus. Gesetzmäßigkeiten der glazigenen Sedimentation, der Sedimentumverteilung, Beobachtungen zur Glazialtektonik, zum landschaftsgestaltenden Einfluss der Schmelzwässer, zur Intensität der periglaziären Überprägung, zur Bodenbildung aus unterschiedlichen Substraten seit dem Pleistozän etc. sind einige der wichtigen landschaftsgestaltenden Prozesse, zu denen hier wichtige Erkenntnisse erbracht wurden.

Die Ergebnisse aus mehr als 125 Jahren Quartärforschung in Brandenburg-Preußen können sich sehen lassen: großmaßstäbige Karten der an der Oberfläche anstehenden Bildungen, aktuelle Kartenwerke zur Hydrogeologie und Rohstoffgeologie, lithofazielle Karten zum Quartär, um die uns viele Länder beneiden. Und dennoch liegen zur Genese, zu den Umlagerungen und zur Überprägung der tiefer liegenden pleistozänen Sedimente nur unzureichende Kenntnisse vor. Dies gilt erst recht für die teilweise bis über 500 m tief in den Untergrund einschneidenden subglazialen Rinnen, die Brandenburg von NNE nach SSW durchziehen und für deren Genese Wechselwirkungen exogener und endogener landschaftsgenetischer Prozesse vermutet werden.

Der unter der quartären Hülle verdeckte tiefe geologische Bauplan Brandenburgs folgt in seinem zentralen und nördlichen Teil den Gesetzmäßigkeiten der Bildung und Füllung der Norddeutschen Senke, die sich von den strukturgeologisch den Südrand der Senke abbildenden Mitteldeutschen Hauptabbrüchen bis in den Raum der Ostsee erstreckt. Die NW–SE streichende Längsachse der Senke quert Branden-



Geologische Grundlage: L. LIPPSTREU (2002): Karte der Landschaftsgenese.
In: W. STACKEBRANDT & V. MANHENKE

- | | | | |
|-----|--|-----|--|
| ① | Ableitung der Geothermischen Tiefenstufe | ③ | Ableitung der Glazialen Serie
G Grundmoräne; E Endmoräne;
S Sander; U Urstromtal |
| ② | Befunde für die Akzeptanz der Inlandeistheorie | ④ | Entwicklungsstadien der Norddeutschen Senke |
| * 1 | Markgrafensteine in den Rauenschen Bergen | * 2 | Grottsaal im Neuen Palais in Potsdam |

Abbildung
Figure

Meilensteine der Geologie in Brandenburg

Geological milestones of Brandenburg

burg von NW nach SE. Die Gesteinsausbildung im Gebiet von Brandenburg vermittelt dabei zwischen der südlichen Randausbildung des Ablagerungsgebiets und dem eigentlichen Senkenzentrum in NW-Brandenburg, SW-Mecklenburg und dem Unterelbe-Gebiet in Schleswig-Holstein und Niedersachsen. Gesetzmäßigkeiten der Senkengenese, Beobachtungen zur Salztektonik und zum Temperaturgang in der Erdkruste sind nur einige der hier abgeleiteten Vorstellungen.

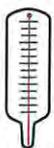
Der Erkenntnisfortschritt wurde übergreifend über beide Prägungsetappen durch die Suche nach Rohstoffen und Geopotenzialen befördert; ein schönes Beispiel dafür, wie sich grundlegendes Prozessverständnis und Fragestellungen der angewandten Geologie sinnvoll ergänzen. Ein exzellentes Beispiel hierfür ist die braunkohlenführende Schichtenfolge des Tertiärs, die sich zwischen die eigentliche Sedimentfüllung der Norddeutschen Senke und den quartären Deckschichten einschaltet. Die Untersuchung dieser unter sehr kurzzeitig wechselnden Ablagerungsbedingungen gebildeten Schichtenfolge hat nicht nur hohen wissenschaftlichen Wert, sondern die detaillierte lithofazielle Kenntnis zur Verbreitung, Ausbildung und Lagerung speziell der Braunkohlen ist auch von besonderer wirtschaftlicher Bedeutung. Und hier schließt sich Kreis: Eine exakte lagerstättenkundliche Bewertung ist nur mit exakten geologischen Daten möglich.

Im Süden Brandenburgs wird darüber hinaus ersichtlich, dass neben den geologischen Rahmenbedingungen der Mensch zum landschaftsgestaltenden Faktor wurde. Nach den intensiven bergbaulich bedingten Umgestaltungen vollzieht sich gegenwärtig in der Lausitz der Wandel von der Bergbaulandschaft zu einer gestalteten Erholungslandschaft, in der aus den ehemaligen Tagebauen das durch Kanäle untereinander verbundene Lausitzer Seenland entstehen wird, das nach Fertigstellung die größte anthropogen gestaltete Seenlandschaft Europas sein wird (KOLBA 2005).

3. Auswahl einiger geologischer Besonderheiten in Brandenburg

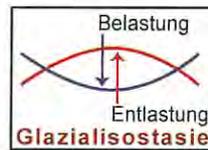
Die hier getroffene Auswahl zu geologischen Besonderheiten Brandenburgs ist subjektiv. Ausgewählt wurden hier nur solche geologischen Meilensteine, die für die Entwicklung der Geowissenschaften insgesamt von Bedeutung waren und durch hohe Nachhaltigkeit ausgezeichnet sind. Ihre räumliche Zuordnung innerhalb Brandenburgs zeigt die Abbildung.

Geothermische Tiefenstufe. Die Ableitung der geothermischen Tiefenstufe bzw. des geothermischen Gradienten = 1 K / 33 m ist eng mit der Salzstruktur Sperenberg im Süden von Berlin verbunden. Sperenberg ist der einzige Diapir Brandenburgs, der bis zur Oberfläche durchgebrochen ist. Seine Hutgesteine (im Wesentlichen Gips) wurden über viele Jahrhunderte gewonnen. Zuerst von den Zisterziensern aus dem nahen Kloster



Zinna, später von Unternehmen, die besonders den Berliner Markt belieferten. Als seit 1867 der preußische Staat Tiefbohrungen in Sperenberg zur Erkundung der Struktur auf Stein- und Kalisalze abteufte, eröffnete sich damit auch die Chance zur Messung der Temperatur. Das Bohrloch I hatte mit 1 271,6 m bis zum Jahr 1886 den Welttiefenrekord inne und war auch wegen seiner Tiefe für entsprechende Temperaturmessungen prädestiniert (vgl. hierzu GÖLLNITZ & BEER 1994). WAHNSCHAFFE (1921) schreibt: „... das auch dadurch interessant ist (das Bohrloch), dass in ihm vorgenommene sorgfältige Wärmemessungen eine Temperaturzunahme um 1°C auf 31,8 m ergeben haben.“ In Sperenberg wurden zwar nicht die ersten Temperaturmessungen in Bohrungen durchgeführt, jedoch die mit dem tiefgreifendsten Ergebnis. Der geothermische Gradient hat Eingang gefunden in die naturwissenschaftliche Allgemeinbildung. Bei der Bedeutung dieser durch Bergrat DUNKER ausgeführten Messungen ist es mehr als verwunderlich, dass ihre graphische Darstellung mit so großer Verzögerung erfolgte (KÜHN & WAGNER 1984).

Sperenberg ist auch gegenwärtig nicht nur ein häufig und zu recht angesteuertes Exkursionsziel, sondern aktuell auch dadurch interessant geworden, weil hier der glazialisostatisch bedingte subrezente Aufstieg eines Diapirs nach dem Eisrückgang beobachtet wurde. Dieser Aufstieg geht mit der Lösung des in das Süßwasserstockwerk aufgestiegenen Salzes einher, das wiederum zur Anlage einer wassererfüllten, den Top des Diapirs fast vollständig einschließenden Senkungszone führte. Sperenberg zeigt damit, dass intensive Landschaftsveränderungen auch im norddeutschen Flachland stattfinden (STACKEBRANDT 2005).



Inlandeistheorie. Die Akzeptanz der Inlandeistheorie in Mitteleuropa ist mit der Deutung von Kratzungen als Gletscherschrammen auf Rüdersdorfer Kalkstein (östlich von Berlin) durch den schwedischen Geologen OTTO TORELL am 3. November des Jahres 1875 verbunden. TORELL stellte seine Beobachtungen noch am gleichen Tage in der legendären Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vor – übrigens der gleichen Gesellschaft, zu deren 158. Jahrestagung dieses Heft herausgegeben wird. Bis zur Akzeptanz dieser auch noch heute aktuellen Theorie sollte es allerdings noch etwas dauern. Die Vorstellung einer so ausgedehnten Inlandeisdecke war offensichtlich eine zu abenteuerliche Annahme. In Rüdersdorf künden u. a. ein entsprechend benannter Platz mit Gedenkstein und ein Ausstellungsteil im Haus der Steine im Museumspark der Baustoffindustrie vom erfolgreichen Wirken OTTO TORELLS. Eine ausführliche wissenschaftliche Würdigung, verbunden mit den Konsequenzen für die um diese Zeit sich verstärkenden Bemühungen zur großmaßstäbigen geologischen Landeskartierung in Preußen, hat LIPPSTREU (2000) vorgelegt.



Doch die Kalksteinbrüche in Rüdersdorf haben über die Bedeutung der Akzeptanz der Inlandeistheorie hinaus eine große wissenschaftliche Bedeutung als klassische Stätte für die Erforschung der Germanischen Trias. Der hier seit ca. 750 Jahren währende Bergbau hat einen Großaufschluss geschaffen, der für norddeutsche Verhältnisse einmalige Einsichten in diese Schichtenfolge und in den Strukturbau über einem Salzkissen gewährt. Normalerweise sind die in ca. 3 000 m Tiefe liegenden Sedimente der Trias nur durch Bohrungen erschlossen. Die hervorragenden Aufschlussbedingungen in Rüdersdorf gestatteten grundlegende Beobachtungen zur Stratigraphie, Lithologie und Tektonik. Hier gefundene und fast vollständig erhaltene Saurierreste (*Nothosaurus*) und andere Fossilien sind im Naturkundemuseum Berlin ausgestellt, das schon allein deshalb einen Besuch wert ist.

Neben zahlreichen Einzelmanuskripten, Exkursionsführern und Tagungsbänden liegt eine mehrbändige, bisher jedoch in nur wenigen Exemplaren existierende Geofotothek Kalkstein Rüdersdorf als Dokumentation der komplexen Geologie der Struktur Rüdersdorf vor (JUBITZ 1998), das durch ein hierzu gehöriges Register erschlossen werden kann (KALLENBACH & JUBITZ 2001). Die Geofotothek macht die Befunde dieses Großaufschlusses visuell und durch textliche Erläuterungen auch dann noch nachvollziehbar, wenn der Tagebau einst geflutet sein wird.

Der oben erwähnte Museumspark weist darüber hinaus eine ganze Reihe von bemerkenswerten technischen Denkmälern auf, wie verschiedene Brennöfen, Repräsentanz-, Transport- und Kanalbauten, die ein eindrucksvolles Zeugnis von der Qualität dieser gründerzeitlichen Industriebauten ablegen.

Glaziale Serie. Die großmaßstäbige geologische Landesuntersuchung in Preußen führte in Kombination mit der universitären Quartärforschung schnell zu verbesserten Vorstellungen zum Ablauf



der nordeuropäischen Vereisungen. So gliederte ALBRECHT PENCK bereits 1879 das damals so bezeichnete norddeutsche Diluvium in 3 Glazial- und 2 Interglazialzeiten. Basis bildeten hierzu die im Berliner Raum aufgefundenen fossilführenden quartären Schichten (LIPPSTREU 2000). KONRAD KEILHACK beschrieb dann später die Glazialzeiten als Weichsel-, Saale- und Elstervereisung. Bezeichnungen, die bis heute ihre Gültigkeit haben. Die fortgesetzten Untersuchungen führten schließlich zur Erkenntnis einer gesetzmäßigen Anordnung von Sedimenten in Abhängigkeit ihrer Position zur Lage, Bewegungsrichtung und Dynamik des Inlandeises, die heute noch als Glaziale Serie bekannt ist und deren Kernstück die Verknüpfung der glazigenen Sedimente mit der Lage und Funktion der Urstromtäler bildete. Locus typicus dieser fundamentalen Beobachtungen bildet zu großen Teilen die Endmoränenlandschaft um Joachimsthal-Chorin. Eine ausführliche Würdigung und zeitliche Einordnung dieser wichtigen historischen Beob-

achtungen haben MARCINEK (1986), BUSSEMER & MARCINEK (2002) und andere gegeben.

Stadiale Entwicklung der Norddeutschen Senke. Die



Untersuchung der Norddeutschen Senke hat durch die intensive Suche und Erkundung nach Erdöl und Erdgas und weiteren Rohstoffen in der zweiten Hälfte des 20. Jh. einen großen Aufschwung erlebt. Neben den rohstoffgeologischen Auswertungen, zumeist in sehr hoher Qualität durch angewandt- und rohstoffgeologisch orientierte Staatsunternehmen bzw. Institutionen ausgeführt, haben SCHWAB (u. a. 1985) und andere im Rahmen der geologischen Forschungen an der Akademie der Wissenschaften der DDR das hervorragende Datenmaterial zur Analyse der Beckenbildung der Norddeutschen Senke genutzt. Im Ergebnis dieser Untersuchungen wurden genetisch begründete Entwicklungsstadien der Norddeutschen Senke erkannt, die sich auch auf andere intrakratonale Senken übertragen lassen. In der zeitlichen Reihenfolge seit dem Jungpaläozoikum bis rezent wurden unterschiedliche Mobilitätsphasen wie Anlagestadium, Hauptabsenkungsstadium, Differenzierungsstadium und Stabilisierungsstadium ausgewiesen. Diese Mobilitätsunterschiede äußern sich durch differente Sedimentationsraten und können durch so genannte Absenkungsdiagramme veranschaulicht werden, die, ergänzt um eine lithofaziale Charakteristik, eine hervorragende Möglichkeit zur strukturgeologischen Analyse und Bewertung von Senkenzonen darstellen.

Weitere geowissenschaftliche Sternstunden. Außer den bisher benannten gibt es eine Vielzahl weiterer wichtiger geowissenschaftlicher Erkenntnisse mit Meilensteincharakter aus Berlin-Brandenburg. Hierzu gehört u. a. die weltweit erste teleseismische Aufzeichnung eines Fernbebens in Potsdam (Aufzeichnung des Japan-Bebens durch E. VON REBEUR-PASCHWITZ am 17. April 1889) und die ebenfalls in Potsdam erfolgte Absolutbestimmung der Erdschwere im Geodätischen Institut Anfang des 20. Jahrhunderts. Hierzu gehört auch die Begründung einer modernen Agrarwissenschaft durch Albrecht Daniel Thaer zu Anfang des 19. Jahrhunderts, die sich im Fortbestehen leistungsfähiger Folgeinstitute noch heute positiv auswirkt. Die stark variierenden Böden Brandenburgs (siehe Beitrag KÜHN, dieses Heft) waren hierfür eine starke Herausforderung.

Und wenn zum Schluss der kleinen Auflistung noch zwei Orte aufgeführt werden, die dem Autor als typisch brandenburgisch erscheinen, dann soll dies auch den subjektiven Charakter dieser Auswahl unterstreichen. Da sind zum einen die Markgrafensteine



in den Rauenschen Bergen südlich von Fürstenwalde, von denen der kleinere, noch erhaltene Stein immer noch das größte Geschiebe des deutschen Festlands ist und aus dem Mittelstück des größeren als technische Meisterleistung die bei den Berlinern respektlos „Suppenschüssel“ genannte Schale vor dem Neuen Museum in Berlin geschaffen wurde. Die Markgrafensteine krönen die Stauchmoräne der

Rauenschen Berge. Bedingt durch den hier umgehenden Braunkohlentiefbau liegen zwar befriedigende Kenntnisse zum Internbau dieses massigen Komplexes vor, jedoch ist die Analyse der Oberflächengestaltung erst jetzt, nach Vorliegen von Airborne-Laserscanning-Daten möglich geworden. Die morphotektonische Interpretation dieser Befunde zeigt sowohl die glazialtektonische Deformation eines aus NE vorrückenden Gletschers als auch eine echte tektonische Beanspruchung dieser Struktur im Gefolge neotektonischer Aktivitäten. Über die Ergebnisse dieser Untersuchungen wurde schon verschiedentlich in dieser Zeitschrift informiert.

Als ein weiterer besonderer Ort wird der Grottensaal im Neuen Palais in Potsdam empfohlen, der mit teils einmaligen Mineralen und Gesteinen ausgestattet wurde, die entweder als Geschenk oder durch eigene Sammlungen an den preußischen Hof gekommen sind. Einst als Repräsentationsraum des preußischen Hofes errichtet, gilt diese hervorragende Kollektion bei Geowissenschaftlern immer noch als Geheimtipp.



Drei brandenburgische Regionen bemühen sich gegenwärtig um den Status Geopark. Das sind der *Muskauer Faltenbogen* im Südosten des Landes, übergreifend auf Sachsen und Polen, das *Eiszeitland am Oderrand* mit dem Schwerpunkt um Joachimsthal und die *Märkische Schweiz* östlich von Berlin, deren Reize schon von Theodor Fontane beschrieben wurde.

4. Ausblick

Der Berlin-Brandenburgische Verflechtungsraum ist mit seiner auch gegenwärtig hohen Dichte an geowissenschaftlichen Einrichtungen eines der wichtigsten Zentren der geowissenschaftlichen Forschung in Deutschland. Mit den Großforschungseinrichtungen in Potsdam, der geowissenschaftlichen Forschung und Lehre in den Universitäten von Berlin und Brandenburg sowie zahlreichen anderen hier ansässigen bzw. aktiven Institutionen ist zu erwarten, dass auch künftig geowissenschaftliche Spitzenleistungen erbracht werden.

Die zunehmenden Ansprüche des Menschen an die Erde verlangen eine kluge Ausgewogenheit von globalen und regionalen, grundlegenden und angewandten Untersuchungen. Die Nutzung oberflächennaher und tiefliegender Geopotenziale (z. B. Grundwasser in guter Qualität, alternative Ressourcen wie Geothermie, Speichervermögen und Stauraum, aber auch die Renaissance von konventionellen Rohstoffen) verlangen ein zunehmendes Prozessverständnis und neue Konzepte, die über die Genese und Verfügbarkeit dieser Geopotenziale hinausgehen. Zwar sind Fortschritte schon durch die notwendige allgemeine Etablierung der 3D-Technologie zu erwarten, jedoch wird in Zukunft mehr Aufmerksamkeit auf die Ableitung dynamischer

Wirkungsmodelle und das Verständnis der komplizierten Stoffkreisläufe in Oberflächennähe und im Untergrund zu lenken sein. Die hier nur angerissenen Ziele erfordern die Organisation eines intensiven und fachübergreifenden Austauschs, wie er zum Beispiel über wissenschaftliche Netzwerke unter Einbeziehung der Geologischen Dienste erzielt werden kann.

Zusammenfassung

In Berlin-Brandenburg sind in der Vergangenheit eine Reihe wichtiger geologischer Erkenntnisse abgeleitet worden. Die Größe der aktuellen Herausforderungen und die hohe Geowissenschaftlerdichte im Raum Berlin-Potsdam geben Hoffnung, dass auch künftig wichtige Untersuchungsergebnisse zu Meilensteinen der Geologie werden.

Summary

There are some geological findings coming from Berlin-Brandenburg which found their way into the geological community. The high density of geoscientists in the area hopefully will be the basis for geological milestones also in the future.

Literaturauswahl

- BEER, H. (2000): Geologische Übersichtskarte 1 : 300 000. Tiefenlinienkarte der Zechsteinoberfläche. - Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow/Potsdam
- GÖLLNITZ, D. & H. BEER (1994): Exkursion A2: Diapir von Sperenberg. - In: 61. Tagung der AG Nordwestdeutscher Geologen, 24.-27. Mai 1994, S. 50-60, Potsdam
- JUBITZ, K.-B. (1998) Geofotothek (1950 – 1997) Kalkstein Rüdersdorf – eine geologische Fallstudie anhand einer langfristigen Fotodokumentation über temporäre geologische Aufschlussverhältnisse, Gesteinsinhalt und -lagerung sowie über die Pleistozän-Überdeckung und Glazidynamik einer klassischen regionalgeologisch und wissenschaftshistorisch unikalenen Kalklagerstätte (Germanische Trias / Muschelkalk) Norddeutschlands am südöstlichen Stadtrand von Berlin. - 7 Bd., Berlin
- KALLENBACH, H. & K.-B. JUBITZ (2001): Geofotothek (1950 – 1997) Kalkstein Rüdersdorf – Register. - Berlin
- KOLBA, M. (2005): Stand und Perspektiven des Braunkohlensanierungsbergbaus in Brandenburg. - Vortrag, Kleinmachnow Gespräche, Nov. 2005, Kleinmachnow
- KÜHN, P. & L. WAGNER (1994): Die Parabel von Sperenberg. Neuinterpretation der Temperaturmessungen in der Bohrung Sperenberg (1871) und Wärmeflussbestimmungen. Ein Beitrag zur Geschichte der Geothermie. - Z. Angew. Geol. 30, 2, S. 84-87, Berlin

- LIPPSTREU, L., HERMSDORF, N., & A. SONNTAG (1997): Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000. - Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg in Zusammenarbeit mit dem Landesvermessungsamt Brandenburg, Kleinmachnow/Potsdam
- LIPPSTREU, L. (1995): Brandenburg. - In: BENDA, L.: Das Quartär Deutschlands. - S. 116-147, Berlin (Borntraeger)
- LIPPSTREU, L. (2000): Von den Anfängen der geologischen Kartierung im ehemaligen Preußen – ein Beitrag zum Beginn der geologisch-agronomischen Kartierung im Norddeutschen Flachland vor 125 Jahren. - Brandenburg. geowiss. Beitr. 7, 1/2, S. 5-19, Kleinmachnow
- MARCINEK, J. (1995): Das klassische Gebiet der norddeutschen Glazialforschung um Eberswalde-Chorin. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Quaternary field trips in Central Europe, Vol. 4: Exkursionen in Berlin und Brandenburg. - München (Pfeil)
- SCHWAB, G. (1985): Paläomobilität der Norddeutsch-Polnischen Senke. - Habilitationsschrift, Akademie der Wissenschaften der DDR, 196 S., Berlin
- SCHROEDER, J. H.: Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 1 bis 9, 1992 – 2005, Selbstverlag Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg, Berlin
- STACKEBRANDT, W. (2005): Neotektonische Aktivitätsgebiete in Brandenburg (Norddeutschland). - Brandenburg. geowiss. Beitr. 12, 1 /2, S. 165-172, Kleinmachnow
- STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.) (2002): Atlas zur Geologie von Brandenburg. - LGRB, 2. erw. Aufl., 142 S.; 3. Aufl. als CD 2004, Kleinmachnow
- WAHNSCHAFFE, F. & F. SCHUCHT (1921): Geologie und Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes. - 472 S., Stuttgart (Engelhorn's Nachf.)
- Anschrift des Autors:
Dr. Werner Stackebrandt
Landesamt für Bergbau, Geologie
und Rohstoffe
Bereich Geologie
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	13 (2006), 1/2	S. 11-25	25 Abb., 12 Lit.
------------------------------	--------------	----------------	----------	------------------

Die Böden Brandenburgs und ihre Verbreitung

Distribution of Brandenburgian soils

DIETER KÜHN

1. Ziel des Aufsatzes

KÜHN & BAURIEGEL (2000) berichteten bereits in dieser Zeitschrift über die Entwicklung der Bodenkundlichen Kartierung in Brandenburg. Dabei wurde auch auf die jüngsten Entwicklungen in der Bodenkundlichen Landesaufnahme eingegangen. Nunmehr sollen nach dem historischen Abriss einige Ergebnisse jüngerer Untersuchungen sowie Neubewertungen von vorhandenen Unterlagen auf der Grundlage ersterer vorgestellt werden.

Neubewertungen wurden vor allem deshalb notwendig, weil nach der Wiedervereinigung eine neue gesamtdeutsche Boden- und Substratsystematik zur Anwendung kommt, die gleichzeitig eine der Grundlagen für Auswertungen von Bodenkarten ist. So bestand eines der Hauptziele der Bodenkundlichen Landesaufnahme in Brandenburg seit 1995 in der Sicherung und Neubewertung vorhandener Gelände- und Kartierungsbefunde aus der Zeit vor 1990.

Neubewertungen im Sinne von Überführung von früheren bodenkundlichen Inhalten in die gültige gesamtdeutsche Systematik sind aber nur durch die Absicherung mit Hilfe neuer Gelände- und Laborbefunde möglich. Natürlich können diese Neubewertungen nur näherungsweise tatsächliche Neuaufnahmen oder -kartierungen ersetzen. Aber der Umfang der Datengrundlagen zwingt nach dem Sparsamkeitsprinzip in der öffentlichen Verwaltung zu deren Nachnutzung. Bereits bekannte Ergebnisse solcher Neubewertungen für das Gebiet von Brandenburg sind die Bodenübersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 1 000 000 (BÜK 1000), der Atlas zur Geologie von Brandenburg (STACKEBRANDT & MANHENKE 2002), die BÜK 300 sowie die erschienenen Blätter der BÜK 200 und das Blatt Potsdam der BK 50. Alle Karten werden in einem GIS erstellt, vorgehalten und bei Bedarf aktualisiert.

Bezogen auf die BÜK 300 bedeutet dies, dass sich im Verlaufe der Zeit die Karte im Vergleich zum erschienenen Erstdruck weiter entwickelt. Neue Gelände- und Laborbefunde werden ebenso für die Präzisierung der digitalen Karte genutzt wie die Erschließung weiterer Archivmaterialien. Letzteres kann insbesondere dann an die Kapazitätsgrenzen der Bearbeiter in der Landesaufnahme stoßen, wenn auszuwertende Altbefunde sehr zahlreich sind. Dies

ist zu erwarten, wenn die bis zu 700 000 Grablochbeschreibungen der Bodenschätzung neu zu bewerten und in die vorhandenen neuen Kartenwerke inhaltlich einzuarbeiten sind, sobald sie digital erfasst und verortet sind. Solch eine Einarbeitung ist trotz bekannter programmtechnischer Routine zu ihrer Übersetzung im Einzelfall meist zu prüfen, weil sich seit der Aufnahme die Böden teilweise drastisch verändert haben können (Ab- und Auftrag, Moorschwind usw.).

2. Ergebnisse anhand der BÜK 300

2.1 Die Heterogenität der Flächen

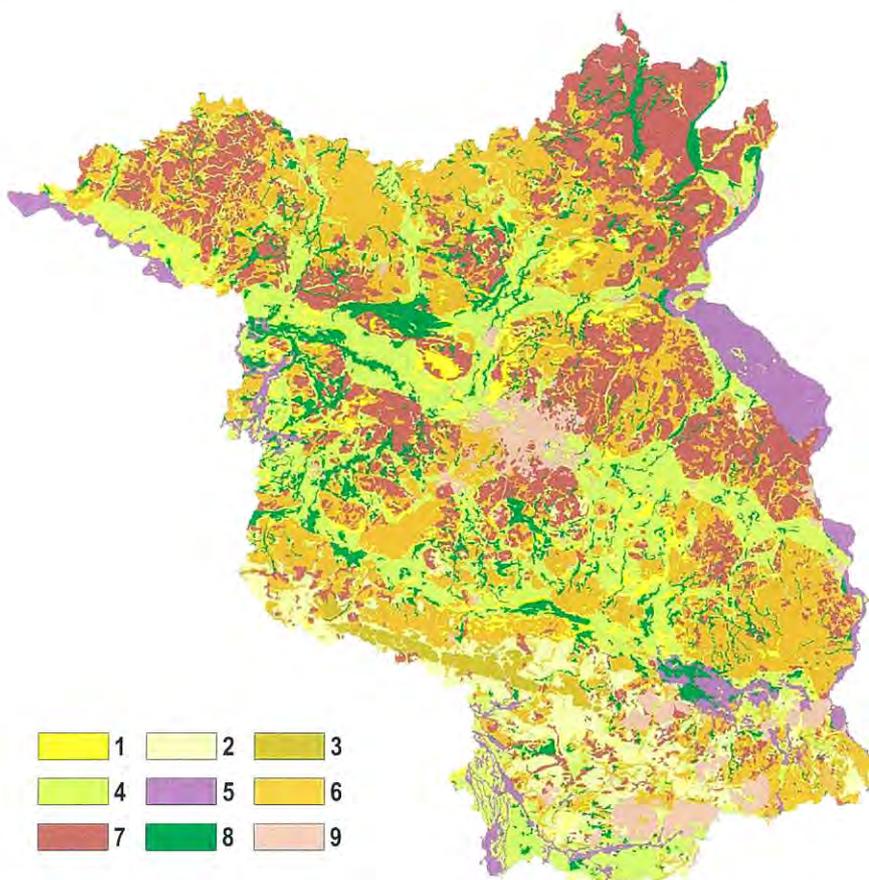
Als die bisher einzige flächendeckende Karte liefert die BÜK 300 aufgrund der möglichen kartografischen Darstellbarkeit eine bereits hohe Flächendifferenzierung für das gesamte Brandenburg. Mittlere Maßstäbe haben immer zur Folge, dass im Regelfall Bodengesellschaften ausgewiesen werden müssen, um die Struktur und Verbreitung der Böden abzubilden. Bodengesellschaften bedeuten eigentlich Gesellschaften von Flächenbodenformen. Das heißt, sowohl die Substrat- als auch die bodengenetischen Verhältnisse sind in den ausgewiesenen Einzelflächen der Karte in der Regel heterogen. Sind die Substratverhältnisse eher ähnlich, so sind auch meist ähnliche bodensystematische Einheiten in den Kartiereinheiten vertreten. Wechseln hingegen die Substratverhältnisse innerhalb einer Kartiereinheit, ist auch das Spektrum bodensystematischer Einheiten größer. Daraus resultiert für einen Nutzer der Karte oder eine Auswertung, dass Bewertungsergebnisse von Böden innerhalb einzelner Flächen sehr unterschiedlich ausfallen können.

2.2 Substratverhältnisse

Die Abbildung 1 zeigt eine grobe Übersicht der allgemeinen Substratverhältnisse Brandenburgs. Sie bilden neben den klimatischen, hydrologischen und Reliefverhältnissen eine wesentliche Ursache für die Verbreitung und Struktur der Böden Brandenburgs. Bei dieser Abbildung werden nur die dominanten Substratverhältnisse der Flächen dargestellt, denn untergeordnet können auch andere Substrate auftreten. Dies hat zur Folge, dass bei einer Ausweisung von Flächen mit bodensystematischem Inhalt (s. 2.3)

ebenfalls untergeordnet weitere bodensystematische Einheiten vorkommen. Dies wird sich in den Abbildungen zur Verbreitung spezieller bodensystematischer Einheiten auf Klassenniveau im Weiteren auswirken. Es ist also wichtig, die weiteren Abbildungen immer auch im Zusammenhang mit der Abbildung 1 zu sehen.

sersande zu finden. Im Fläming gehen die Flugsande bis in Sandlöss über, da diese Gebiete eisrandferner waren. Größere Moorflächen sind in den Niederungen und vereinzelt und meist kleinflächiger in Senken innerhalb der Hochflächen zu finden. Auenböden sind an große Flüsse mit einem Überflutungsregime (vor der Eindeichung) gebunden.



1 Flugsande, 2 Lehmsande (oft Lösssand), 3 Sandlöss, 4 Fluss-/Niederungssande, 5 Auenbildungen, 6 Schmelzwassersande, 7 Sand über Lehm und Lehm, 8 Torfe, 9 Anthropogene Bildungen

Abb. 1
Wesentliche Substratgruppen Brandenburgs
Fig. 1
Important substrates in Brandenburg

Die Abbildung 1 zeigt eine bekannte Einteilung Brandenburgs, wie sie bereits aus geologischen Übersichtskarten bekannt ist (s. GÜK 300). Es waren die verschiedenen Eisvorstöße und Vorgänge nach dem Eisrückzug im Pleistozän, die maßgeblich die Landschaften, ihre Substrate und letztlich die Böden gestalteten oder für deren Verbreitung verantwortlich sind. Markant sind die von Nord–West nach Süd–Ost verlaufenden Urstromtäler sowie die größeren Flusssysteme von Oder, Havel, Spree und Elbe, die teilweise den Urstromtälern folgen, aber auch die Hochflächen zwischen ihnen teilen. Die Gestalt und Beschaffenheit der Hochflächen hängt ebenfalls eng mit dem Prinzip der glazialen Serie zusammen. Die Verbreitung von Moränen mit höherem Anteil an Lehm- oder lehmunterlagerten Standorten und von Sandern orientiert sich an den ehemaligen Randlagen der Eisvorstöße. Äolische Bildungen sind meist in den Verbreitungsgebieten der Urstromtalsande oder der Schmelzwassersande zu finden.

Auffällig sind aber auch die flächenhaft bedeutsamen Böden, die durch menschliche Eingriffe stark beeinflusst oder völlig neu entstanden sind (Siedlungsräume und Bergbaufolgelandschaften).

2.3 Bodenentwicklungen

Im Folgenden soll die Verbreitung wesentlicher für Brandenburg charakteristischer Bodenbildungen anhand von Auszügen der BÜK 300 gezeigt und an Beispielen demonstriert werden. Die bildhaften Beispiele stammen aus ganz Brandenburg und sollen für die jeweilige Bodenbildung auch die Variabilität innerhalb einer Bodenklasse darstellen, unabhängig ob diese von einem unterschiedlichen Substrataufbau oder von einem verschiedenen intensiven Bodenbildungsprozess abhängig ist. Die einzelnen Bodenklassen werden in der Reihenfolge ihrer üblichen systematischen Definition

behandelt (s. KA 5 und Mitt. DBG, Bd. 86). Allerdings werden nicht alle Klassen bodensystematischer Einheiten aufgezeigt. Einige Klassen sind in der Fläche eher unbedeutend (Terrestrische Rohböden auf Festgesteinen oder auf aktiven Dünen, Pelosole auf Tonen, Reduktosole auf Mülldeponien, verschiedene terrestrische anthropogene Böden außer Kolluvisoln) oder kommen in Brandenburg kaum oder nicht vor (O/C-Böden, Terrae calcis, ferrallitische und ferrallitische Paläoböden, semisubhydrische und Marschenböden) oder wurden bislang nicht kartiert (subhydrische Böden).

Die verbleibenden Bodenklassen dominieren Bodengesellschaften und sind gleichermaßen wichtige Begleitböden anderer Gesellschaften. In den folgenden Abbildungen werden betreffende Areale, in denen die jeweilige Bodenklasse die Bodengesellschaft dominiert in Rot und jene, in denen sie begleitend auftritt, in Gelb gekennzeichnet.

2.3.1 Klasse der A/C-Böden

Aus dieser Klasse lassen sich in Brandenburg die Regosole und Pararendzinen finden. Die Abbildung 2 zeigt die Hauptverbreitungsgebiete der **Regosole**. Im Vergleich mit der Abbildung 1 wird deutlich, dass diese Böden natürlich auf Dünen und anthropogen bedingt in Siedlungsflächen oder den Bergbaufolgelandschaften vorkommen. Die Abbildung 3 zeigt zwei Ansichten von Regosolen auf Flugsand, wobei das 2. Beispiel über einem begrabenen Boden vorkommt. Das 3. Beispiel eines Regosols ist aufgrund seines gekippten Substrataufbaus farblich uneinheitlich und zeigt Kippstrukturen des Unterbodens.

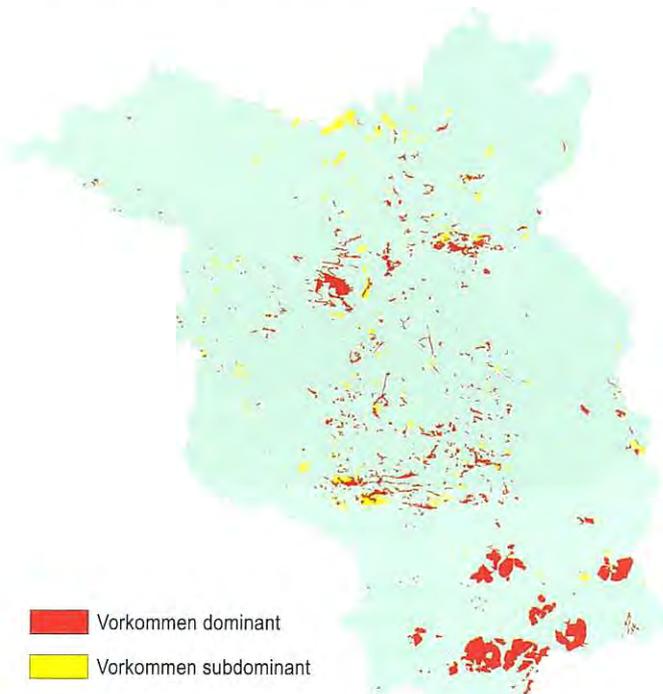


Abb. 2 Verbreitung von Regosol-Bodengesellschaften
 Fig. 2 Distribution of Regosol soil combinations



pRQh:
 a-s(Sa)

podsoliger
 Humusregosol
 aus Flugsand

Aufnahme:
 Kühn 2001

pRQ/BB:

a-s(Sa)/
 p-s(Sp)//
 f-s(Sgf)

podsoliger
 Regosol über
 Braunerde aus
 Flugsand über
 Sand (Decksand)
 über tiefem
 Schmelzwassersand

Aufnahme:
 Kühn 2002

RQn:
 oj-s(lpq)//
 oj-^brk//
 oj-s(lpq)

Normregosol
 aus präquartärem
 Kippsand über
 tiefer Kippbraunkohle
 über tiefem
 präquartärem
 Kippsand

Aufnahme:
 Kühn 2002

Abb. 3 Beispiele für Regosole
 Fig. 3 Examples of Regosol

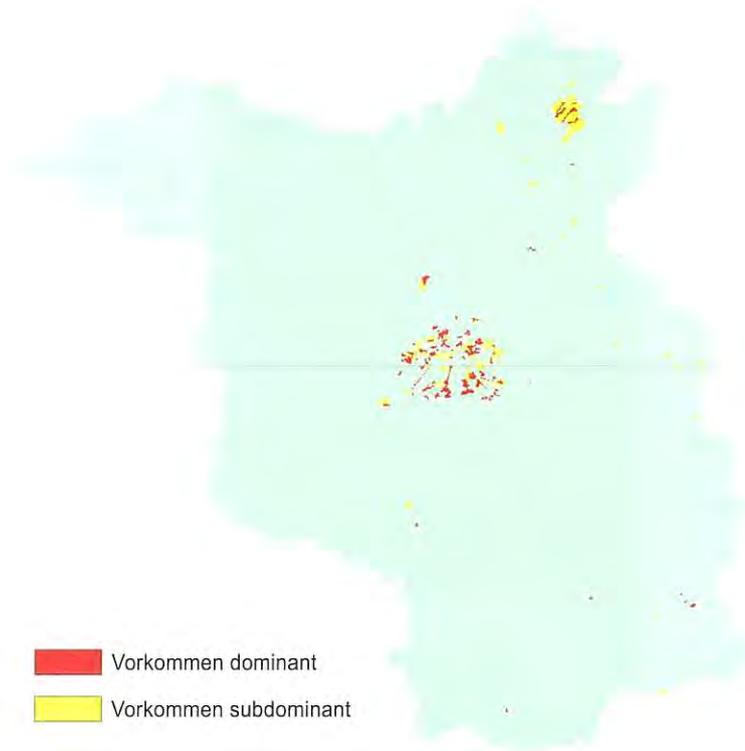


Abb. 4 Verbreitung von Pararendzina-Bodengesellschaften
 Fig. 4 Distribution of Pararendzina soil combinations

Die Flächen mit **Pararendzinen** in der Abbildung 4 sind im Wesentlichen in drei genetisch sehr unterschiedlichen Räumen zu finden. Bei diesen Böden handelt es sich um gering entwickelte Böden, lediglich mit einem Ah-Horizont (Humusakkumulationshorizont) auf carbonathaltigen Ausgangsgesteinen. Die Ursachen ihrer Entstehung sind einerseits in der Bewirtschaftung von Großflächen auf entsprechend geneigten Jungmoränenstandorten mit dem Abtrag ehemaliger Bodenhorizonte zu sehen oder in der Beeinträchtigung des Oberbodens durch carbonathaltige Baumaterialien in Siedlungen oder in der Verkipfung carbonathaltiger Materialien (meist Moränenmaterial) mit anschließender Rekultivierung. Pararendzinen, die durch Abtrag entstanden, befinden sich vorzugsweise in der Uckermark und auf dem Barnim. Jene, die durch Beimischung carbonathaltiger Baumaterialien gebildet werden, sind häufig auf den Freiflächen von Siedlungen mit größeren Kriegsschäden wie in Berlin, Potsdam und Oranienburg verbreitet. Pararendzinen aus verkippten carbonathaltigen Lockergesteinen treten inselartig in den Bergbaufolgelandschaften des Braunkohlenbergbaus auf. Für alle drei Fälle zeigt die Abbildung 5 ein Beispiel.



RZn: p-(k)es (Mg,Sp)/g-es(Mg)

sRZ: oj-el(Mg)/oj-^brk

RZn: oj-esz(Yb)//f-s(Sf)

Normpararendzina aus Kies führendem Carbonatsand (Geschiebemergel und Geschiebedecksand) über Moränencarbonatlehm

pseudovergleyte Pararendzina aus Kippcarbonatlehm (Geschiebemergel) über Kippbraunkohle

Normpararendzina aus Kippcarbonatsandgrus (Bauschutt) über tiefem Flusssand

Aufnahme: Kühn 1996

Aufnahme: Kühn 2002

Aufnahme: Kühn 2001

Abb. 5 Beispiele für Pararendzinen

Fig. 5 Examples of Pararendzina

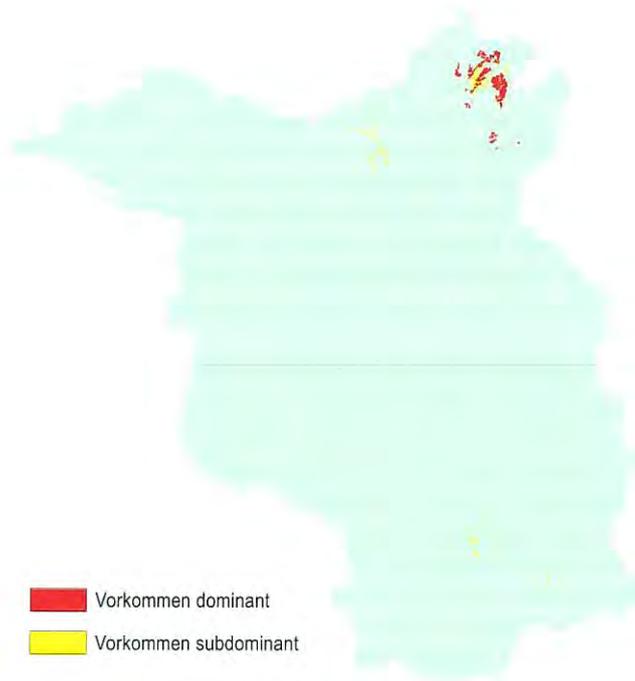


Abb. 6
 Verbreitung von Tschernosem-Bodengesellschaften
 Fig. 6
 Distribution of Tschernosem soil combinations

2.3.2 Klasse der Schwarzerden

In Brandenburg kommen die Tschernoseme dominant in Bodengesellschaften nur in der Uckermark insbesondere auf carbonathaltigen Moränen und lößähnlichen Beckenschluffen vor (s. Abb. 6). Andere Vorkommen sind untergeordnet. Diese meist aus Altunterlagen stammenden Informationen über Vorkommen konnten nicht verifiziert werden, deshalb muss vermutet werden, dass es sich auch um schwarzerdeähnliche Böden wie Kolluvisole handeln kann. Dies trifft auch in geringem Maße für die Verbreitungsgebiete in der Uckermark im Nordosten Brandenburgs zu. Hier spielen offensichtlich neben den Substrateigenschaften auch klimatische Effekte eine Rolle für den Erhaltungszustand der Tschernoseme. Die Abbildung 7 zeigt auch ein Beispiel auf einem Beckenschluff, lediglich mit einer Humusakkumulation. Die anderen beiden Beispiele befinden sich auf Moränenstandorten, die im Bereich der Bodenbildung entkalkt sind. Es handelt sich um bodensystematische Übergänge. Das 2. Beispiel zeigt im unteren Teil und unter dem Humushorizont eine Verbraunung, durchsetzt mit einzelnen Rostflecken. Beim 3. Beispiel handelt es sich um einen sehr weitgehend degradierten Tschernosem. Der Humusgehalt ist nur noch gering zu erkennen. Vielmehr ist eine Tonanreicherung zu sehen, die unterhalb der Ackerkrume stärker als die Humusakkumulation erkennbar ist, weshalb der Tschernosem nur noch im Subtyp berücksichtigt wird.



TTn: u-u(b)//f-eu(b)

Normtschernosem aus Hangschluff über tiefem Fluvicarbonatschluff (Beckenbildung)

Aufnahme: Kühn 2000

BB-TT: p-l(Lp)/p-l(Mg)

Braunerde-Tschernosem aus Lehm (Decklehm) über Lehm (Geschiebemergel)

Aufnahme: Kühn 2000

TT-LL: p-l(Lp)/p-l(Mg)

Tschernosem-Parabraunerde aus Lehm (Decklehm) über Lehm (Geschiebemergel)

Aufnahme: Kühn 2000

Abb. 7 Beispiele für Tschernoseme

Fig. 7 Examples of Tschernosem

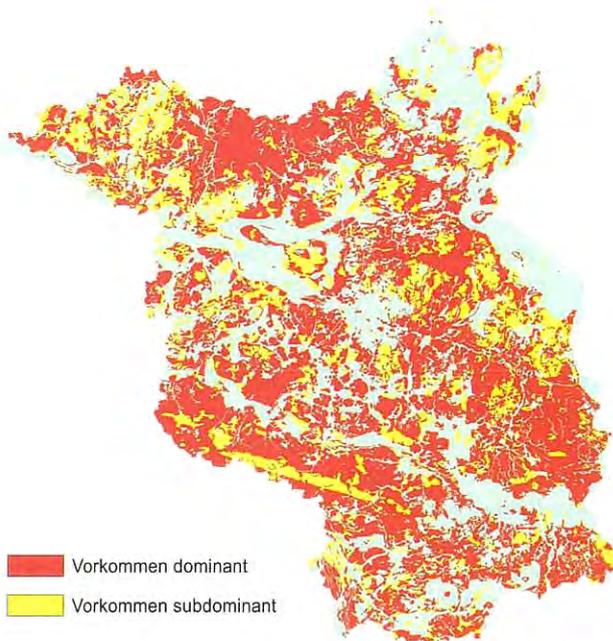


Abb. 8 Verbreitung von Braunerde-Bodengesellschaften
 Fig. 8 Distribution of Braunerde soil combinations

2.3.3 Klasse der Braunerden

Die Braunerden sind die in Brandenburg am weitesten verbreiteten Böden. Sie dominieren in den Bodengesellschaften auf den trockeneren Sanden und z. T. auch auf den Moränenflächen vor allem dann, wenn die Geschiebedecksandmächtigkeit ausreichend ist und auf landwirtschaftlichen Nutzflächen ein Bv-Horizont nicht vollständig in die Ackerkrume eingemischt wurde (s. Abb. 8). Sie kommen nicht auf holozänen Bildungen vor (Auenböden, Gleye aus Flusssand, Moore, junge Dünen, Kippböden).

Häufig sind die Braunerden nicht in der reinen Form entwickelt, sondern bilden Übergangssubtypen. Die Abbildung 9 zeigt dafür Beispiele. Im Ersten treten im Unterboden Vergleymerkmale auf, im Zweiten handelt es sich um eine Braunerde, die nur schwache Anzeichen anderer Bodenbildungen aufweist, wie eine beginnende Podsolierung in den ersten Zentimetern und eine schwache Lessivierung im Unterboden in Form von Tonanreicherungsbändern. Am vielschichtigsten ist das 3. Beispiel. Es zeigt eine Braunerde auf einem Moränenstandort, die sich in einer Fahlerde entwickelt hat. Die weitere Versauerung lässt von der Oberfläche des Mineralbodens eine Podsolierung beginnen, die aber ebenfalls nur auf dem Varietätenniveau der systematischen Einstufung zum Ausdruck kommt.



grGG-BB: p-s(Sp)/p-s(Sgf)

vergleyte Reliktbraunerde aus Sand (Decksand) über Sand (Schmelzwassersand)

Aufnahme: Kühn 2001

plBB: p-(k)s(Sp)/f-(k)s(Sgf)

podsolige, lessivierte Braunerde aus Kies führendem Sand (Decksand) über Kies führendem Schmelzwassersand

Aufnahme: Hering 2000

LF-BB: p-(k)s(Sp)/p-l(Mg)

Fahlerde-Braunerde aus Kies führendem Sand (Geschiebedecksand) über Lehm (Geschiebemergel)

Aufnahme: Bauriegel 2005

Abb. 9 Beispiele für Braunerden

Fig. 9 Examples of Braunerde

2.3.4 Lessivés

Traditionell sind **Parabraunerden** in Brandenburg eigentlich erodierte Fahlerden (s. TGL 24300/08). In der Uckermark sind aber auch echte Parabraunerden zu finden (s. Abb. 10). Nach der deutschen Bodensystematik (s. KA 5 und Mitt. DBG, Bd. 86, 1998) sind die Böden entsprechend dem Auftreten ihrer diagnostischen Horizonte einzustufen. Da bei den Parabraunerden Brandenburgs zum Teil der diagnostische Horizont der Fahlerde fehlt, aber der Bt-Horizont trotz Abtragungsprozesse meist in Teilen erhalten geblieben ist, müssen diese Böden als Parabraunerden eingestuft werden. Zum Teil sind aber die Parabraunerden in der Uckermark auch aufgrund des geringeren Substratunterschiedes zwischen dem Decksand bzw. -lehm einerseits und dem unterliegenden Fließ- oder Moränen/(carbonat)lehm andererseits in ihrer Entwicklung nicht so weit, dass bereits von einer Lessivierung mit Verfäulung gesprochen werden kann. Das 1. Beispiel in der Abbildung 11 zeigt einen solchen Fall unzureichender Verfäulung. Die anderen beiden Beispiele zeigen hingegen unterschiedliche Abtragungsintensitäten, die, wie im letzten Fall bereits angedeutet, zur Pararendzina führen (s. 2.3.1).

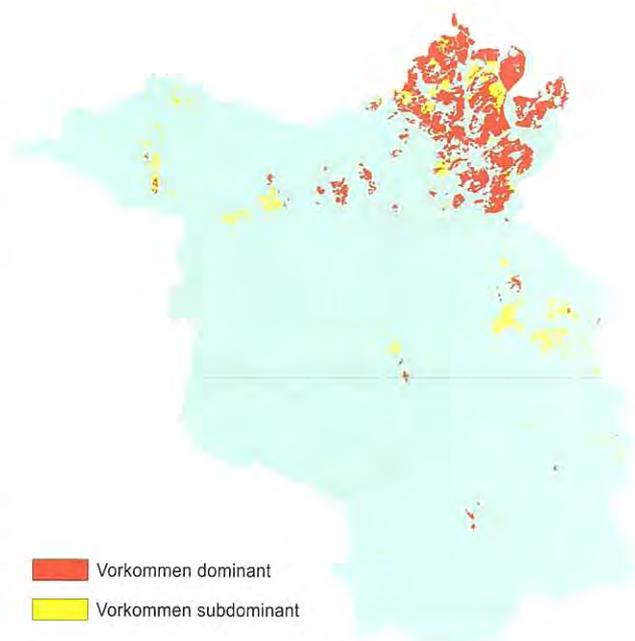


Abb. 10
Verbreitung von Parabraunerde-Bodengesellschaften
Fig. 10 Distribution of Parabraunerde soil combinations



LLn: p-s(Sp)/g-(k)el(Mg)

Normparabraunerde aus Sand (Geschiebedecksand) über Kies führenden Moränencarbonatlehm

Aufnahme: Hannemann 2002

LLh: p-l(Mg)//g-el(Mg)

Humusparabraunerde aus Lehm über Moränencarbonatlehm

Aufnahme: Kühn 2002

LLn: p-l(Mg)/g-es(Mg)

Normparabraunerde aus Lehm über Moränencarbonatsand

Aufnahme: Kühn 2004

Abb. 11 Beispiele für Parabraunerden

Fig. 11 Examples of Parabraunerde

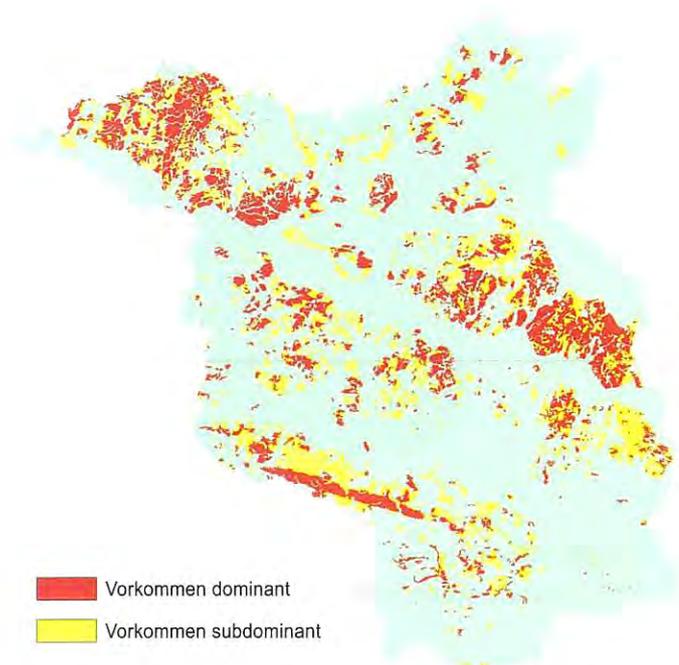


Abb. 12 Verbreitung von Fahlerde-Bodengesellschaften
 Fig. 12 Distribution of Fahlerde soil combinations

Außerhalb der Uckermark sind in Gebieten mit mehr sandbedeckten Moränen und in Sandlössen Bodengesellschaften mit dominierenden **Fahlerden** verbreitet. In einigen Fällen sind die Merkmale der Braunerden im Oberboden aber dominierend, so dass wie bei 2.3.3 beschrieben, die Fahlerden nur subdominant vorkommen (s. Abb. 12).

Die Abbildung 13 zeigt 3 Beispiele mit zunehmender Decksandmächtigkeit. Mit dieser Zunahme der Sandmächtigkeit über dem Lehmkörper nimmt auch die Tendenz der Verbraunung zu, so dass es auch hier im 3. Beispiel systematisch zur Ausweisung einer Braunerde kommt. In allen Fällen ist der Lehm unter dem Decksand die Ursache für die Entstehung des Bt-Horizonts. Deshalb ist es schwierig, bei diesen Mehrschichtböden eine systematische Einstufung anhand der Definitionskriterien für den Tongehaltsunterschied zwischen den Horizonten festzulegen. Oft treten oberhalb des Lehmkörpers bereits erste Tonanreicherungsbänder im Decksand auf. Am häufigsten ist dieses Phänomen bei größeren Decksandmächtigkeiten zu beobachten.



LFn: p-s(Sp)/p-l(Mg)

Normfahlerde aus Sand (Geschiebedecksand) über Lehm (Geschiebemergel)

Aufnahme: Kühn 2004

BB-LF: p-(k)s(Sp)/p-l(Mg)

Braunerde-Fahlerde aus Sand (Geschiebedecksand) über Lehm (Geschiebemergel)

Aufnahme: Hannemann 2000

LF-BB: p-(k)s(Sp)//p-l(Mg)

Fahlerde-Braunerde aus Kies führendem Sand (Geschiebedecksand) über tiefem Lehm (Geschiebemergel)

Aufnahme: Bauriegel 2000

Abb. 13 Beispiele für Fahlerden

Fig. 13 Examples of Fahlerde

2.3.5 Klasse der Podsole

Podsole kommen auf besonders armen Sanden vor. Damit konzentriert sich ihre Verbreitung auf Standorte der Urstromtal-, Flug- und Schmelzwassersande (s. Abb. 14). Sie sind allerdings meist Begleiter in den Bodengesellschaften, vorzugsweise der Braunerden. Oftmals entwickeln sich Podsole von der Mineralbodenoberfläche in Braunerden hinein. Systematischerseits werden sie erst dominant, wenn ihre Entwicklungstiefe 15 cm überschreitet (Untergrenze des Bs bis Bh-Horizonts mit Sesquioxid und/oder Humusanreicherung). Folgt auf die Podsolhorizonte kein Bv-Horizont, werden die betreffenden Horizontabfolgen als Podsole eingestuft (s. KA 5 und Mitt. DBG, Bd. 86, 1998). Die Abbildung 5 zeigt Beispiele unterschiedlicher Intensitäten und Entwicklungstiefen der Podsolierung. Es kann eine gewisse Versauerung in den Materialien vorausgesetzt werden, bevor die Podsolierung mit einer weitergehenden Versauerung erfolgte.

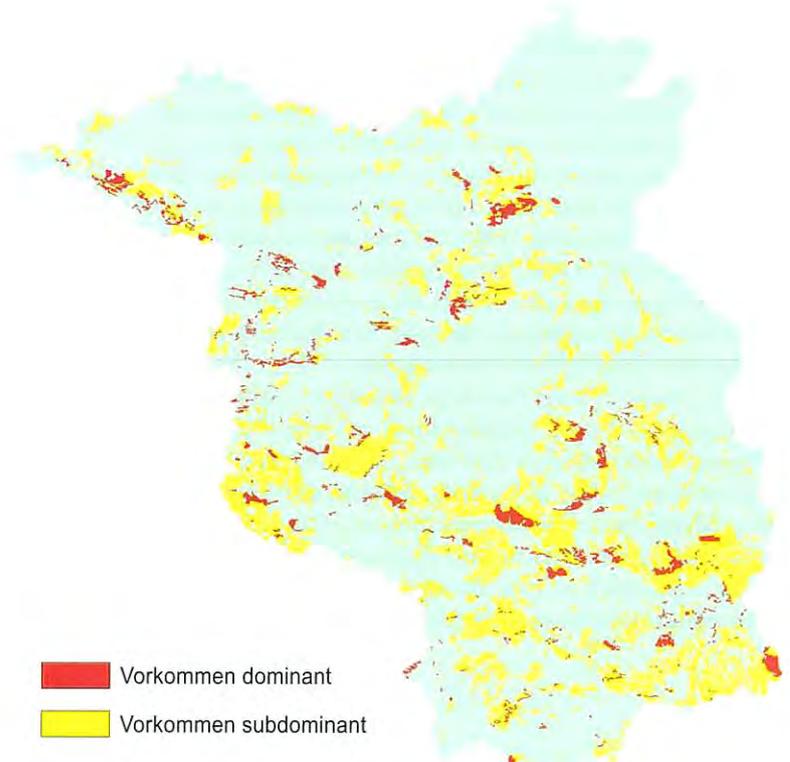


Abb. 14 Verbreitung von Podsol-Bodengesellschaften
 Fig. 14 Distribution of Podsol soil combinations



PPe: a-s(Sa)/f-s(Sf)

Eisenpodsol aus Flugsand über Flusssand

Aufnahme: Bauriegel 1999

PPn: a-s(Sa)

Normpodsol aus Flugsand

Aufnahme: Hering 2000

PPn: a-s(Sa)

Normpodsol aus Flugsand

Aufnahme: Kühn 2001

Abb. 15 Beispiele für Podsole

Fig. 15 Examples of Podsol

2.3.6 Klasse der Stauwasserböden

In Brandenburg haben aus dieser Klasse eigentlich nur die Pseudogleye eine flächenhafte Bedeutung (s. Abb. 16). Haftpseudogleye und Stagnogleye sind sicherlich auch aufgrund der klimatischen und Substratverhältnisse selten. So kommen diese Böden vorrangig auf schluffigen bis tonigen Substraten sowie über stark verdichteten Moränen oder an Positionen mit lateralem Wasserzufluss vor. Schluffig-tonige Substrate sind in den Auen von Elbe und Oder sowie in Beckenablagerungen zu finden. Letztere kommen kleinflächig meist in Stauchungsgebieten in Brandenburg verteilt vor, häufiger jedoch in der Niederlausitz.

Die Abbildung 17 zeigt Pseudogleye auf einer tonigen Auenbildung, auf einem Beckenschluff sowie auf einer verdichteten saalezeitlichen Moräne. Aufgrund der inneren Substratunterschiede weist das 3. Beispiel stärker die typischen Marmorierungserscheinungen auf. Das gleichkörnige Substrat der anderen beiden Beispiele zeigt keine Marmorierung, jedoch ist eine Rostfleckung mit begleitenden Eisenmanganmerkmalen teilweise deutlich.

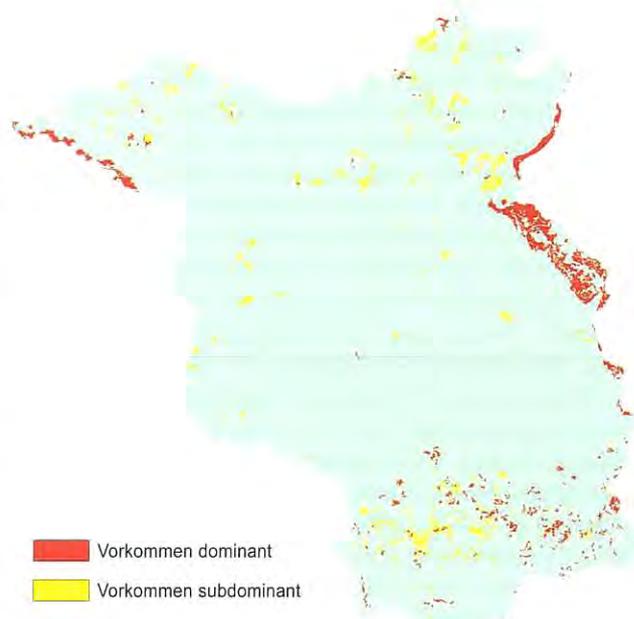


Abb. 16 Verbreitung von Pseudogley-Bodengesellschaften
Fig. 16 Distribution of Pseudogley soil combinations



gAB-SS: f-t(Tfo)//f-s(Sfo)

vergleyter Vega-Pseudogleye aus Auenton über tiefem Auensand

Aufnahme: Kühn 2002

SS: p-s(Sp)/p-u(Lg,b)

Pseudogleye aus Sand (Decksand) über Schluff (Geschiebelehm und Beckenbildung)

Aufnahme: Hering 2000

SS: p-s(Sp)/p-(s)l(Lg)

Pseudogleye aus Sand (Geschiebedecksand) über Sand führendem Lehm (Geschiebelehm)

Aufnahme: Kühn 2002

Abb. 17 Beispiele für Pseudogleye

Fig. 17 Examples of Pseudogley

2.3.7 Klasse Terrestrische anthropogene Böden

Die Abbildung 18 zeigt Areale mit Bodengesellschaften, in denen die Kolluvisole meist nur als Begleitböden vorkommen. Kolluvisole als Akkumulationsböden treten einerseits in reliefierteren Gebieten Brandenburgs wie in der Uckermark auf und in Siedlungsgebieten, in denen humose Bodenmassen mit einer Mächtigkeit von mehr als 4 dm umgelagert wurden. Letztere Böden wurden wegen der humosen Horizonte den Kolluvisolen zugeordnet, die dem Charakter nach M-Horizonte sind und oft nicht von jenen natürlicher Entstehung zu unterscheiden sind. Andere Böden dieser Klasse wie Plaggenesche und Rigosole treten kaum auf. Hortisole und Treposole sind ebenfalls

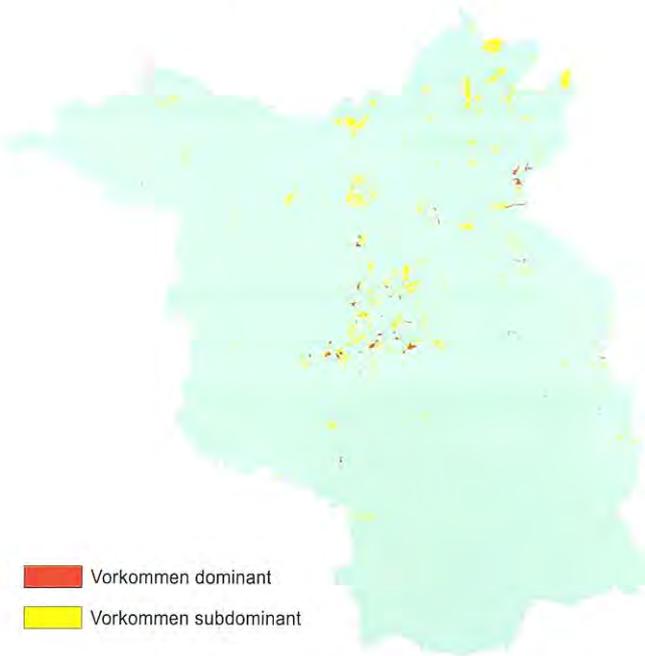


Abb. 18 Verbreitung von Kolluvisol-Bodengesellschaften
 Fig. 18 Distribution of Kolluvisol soil combinations

in Siedlungsgebieten verbreitet. Insbesondere im Großraum Berlin sind Gartenböden mit Hortisolcharakter und Treposole (Tiefumbruchböden, z. B. auf Friedhöfen) flächenmäßig relevant.

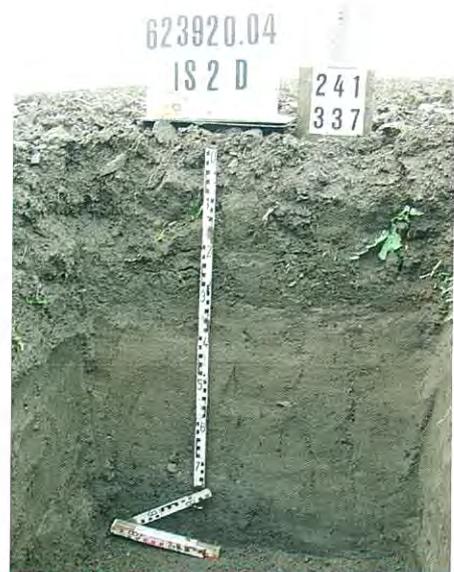
Die drei Böden der Abbildung 19 weisen die typische Mächtigkeit der M-Horizonte von mehr als 4 dm auf. Im 1. Profilbild erkennt man im unteren Teil des Bilds den begrabenen Ah-Horizont anhand seiner dunkleren Farbe. Das 2. Beispiel weist die Besonderheit des Abtrags eines ehemaligen Bodenprofils vor der endgültigen Akkumulation von humosem umgelagertem Bodenmaterial auf. Das 3. Beispiel zeigt deutlich, dass der makromorphologische Charakter des Profils nicht ohne Weiteres auf eine anthropogene Umlagerung schließen lässt, womit die Einstufung als Kolluvisol begründet wird.

Abb. 19 Beispiele für Kolluvisole
 Fig. 19 Examples of Kolluvisol

YKn:
 u-el(Mg)//
 p-l(Mg)

Normkolluvisol aus Hangcarbonatlehm über tiefem Lehm (Geschiebemergel)

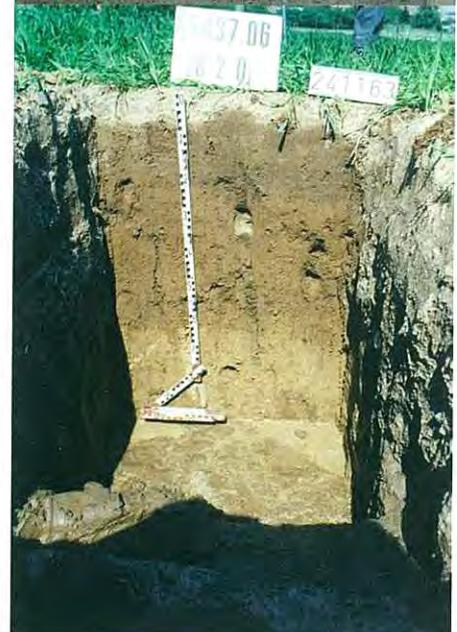
Aufnahme:
 Kühn 2003



YKn:
 u-l(Sp,Mg)/
 g-el(Mg)

Normkolluvisol aus Hanglehm (Geschiebedecksand und Geschiebemergel) über Moränencarbonatlehm

Aufnahme:
 Kühn 2000



rGG-YK:
 oj-s(Sa,Sp)//
 f-s(Sf)

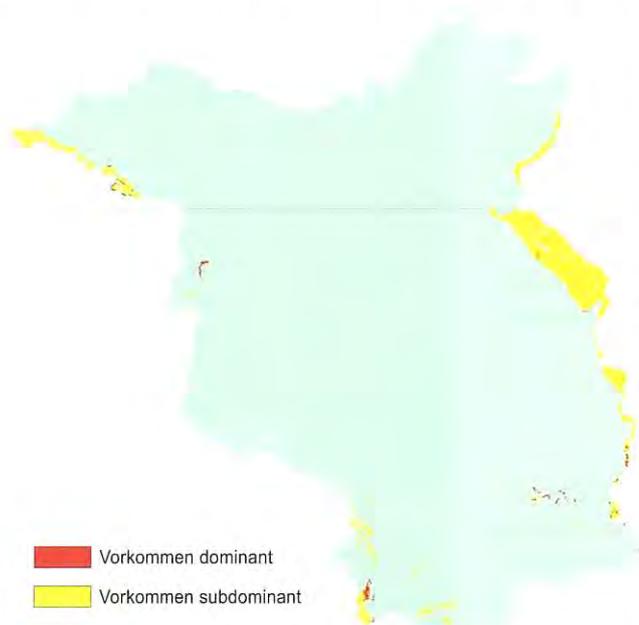
Reliktgley-Kolluvisol aus Kipp-sand (Flug- und Deck-sand) über tiefem Fluss-sand

Aufnahme:
 Kühn 2003



2.3.8 Klasse der Auenböden

Die Abbildung 20 zeigt die Verbreitung der Veges in den Bereichen der Auen größerer Flüsse mit einem Überflutungsregime vor ihrer Eindeichung. Andere Böden dieser



■ Vorkommen dominant
■ Vorkommen subdominant

Klasse kommen kaum vor. Aus der Abbildung geht ferner hervor, dass diese Böden meist nur Begleitböden in anderen Gesellschaften sind (s. 2.3.6). Es sind ebenfalls tiefgründige humose Böden ähnlich den Kolluvisolen, nur dass der Wassertransport von Bodenmaterial länger war. Veges sind meist auf lehmig-schluffigen, zum Teil auch sandig-lehmigen Flussablagerungen zu finden, die sich in Flussabschnitten mit höheren Fließgeschwindigkeiten sedimentierten und die nicht stauend wirken.

Die drei Beispiele der Abbildung 21 zeigen neben der entsprechend tiefreichenden Humosität der Böden auch die ablagerungsbedingten Schwankungen im Humusgehalt. Nicht erkennbar sind meist auch vorhandene Schwankungen in der Korngrößenzusammensetzung im Verlaufe der Auensedimentation. Dass sich die Sedimentationsbedingungen z. B. durch Flusslaufverlagerung stärker ändern können, belegen Substratwechsel außerhalb des jeweiligen Bildbereichs bei den Beispielen zwei (Ton unterlagert) und drei (Sand unterlagert).

Abb. 20 Verbreitung von Vega-Bodengesellschaften
 Fig. 20 Distribution of Vega soil combinations



SS-AB: f-u(Ufo)

Pseudogley-Vega aus Auenschluff

Aufnahme: Hering 2000

gSS-AB: f-s(Sfo)//f-t(Tfo)

vergleyte Pseudogley-Vega aus Auensand über tiefem Auenton

Aufnahme: Kühn 2003

g.sAB: f-u(Ufo)//f-s(Sfo)

vergleyte und pseudovergleyte Vega aus Auenschluff über tiefem Auensand

Aufnahme: Kühn 2003

Abb. 21 Beispiele für Veges

Fig. 21 Examples of Vega

2.3.9 Klasse der Gleye

Die Abbildung 22 illustriert die Verbreitung aller mineralischen Grundwasserböden. Die Moorgleye werden gemeinsam mit der Klasse Moore (s. 2.3.10) behandelt. Da Gleye einen hohen Grundwasserstand mit entsprechenden Wirkungen bis oberhalb 4 dm unter Flur voraussetzen, treten diese Böden vorrangig in den holozänen Flussläufen auf. In den Niederterrassen der Urstromtäler sind sie aufgrund des größeren Flurabstands des Grundwassers meist begleitend, wie auch in anderen Tälern, in denen sich aktuelle Vorfluter eingetieft haben. Aber auch Moorentwässerungen können nach dem Abbau des Torfkörpers zu Gleyböden führen, ebenso wie die Austrocknung von Seen.

Die Abbildung 23 zeigt sowohl einen typischen Gley auf einem Flusssand als auch zwei Böden, die erst durch eine Grundwasserabsenkung bzw. auf einem ehemaligen See-Grund entstanden sind. Muddenreste im Oberboden deuten auf diesen Fall hin. Das 3. Beispiel stellt einen Boden im Durchgangsstadium zum Gley dar. Der Humusgehalt entspricht dem eines Anmoors, aber nicht die Bodendynamik. Deshalb wurde er als Reliktanmoor angesprochen, da sich

die organische Substanz aufgrund des abgesenkten Grundwassers weiter im Abbau befindet.

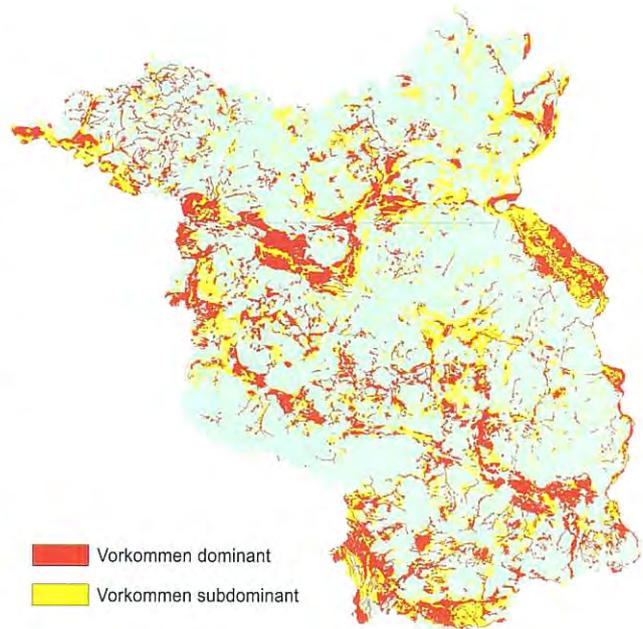
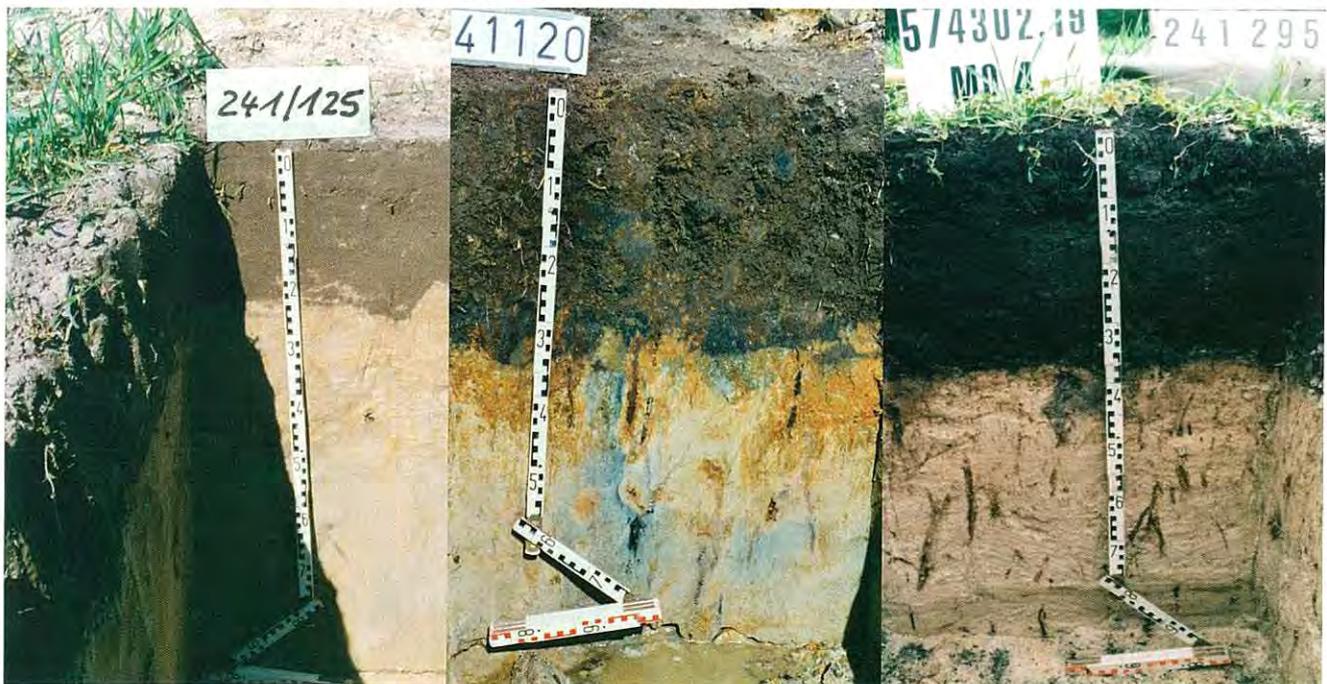


Abb. 22 Verbreitung von Gley-Bodengesellschaften
 Fig. 22 Distribution of Gley soil combinations



Zunahme des Humusgehaltes im Oberboden →

GGn: f-s(Sf)

GGC: f-eFms/f-s(Sf)

rGM: f-Fmt/f-s(Sf)

Normgley aus Flusssand

Kalkgley aus Carbonatsandmudde über Flusssand

Reliktanmoorgley aus Tonmudde über Flusssand

Aufnahme: Kühn 1999

Aufnahme: Kühn 1999

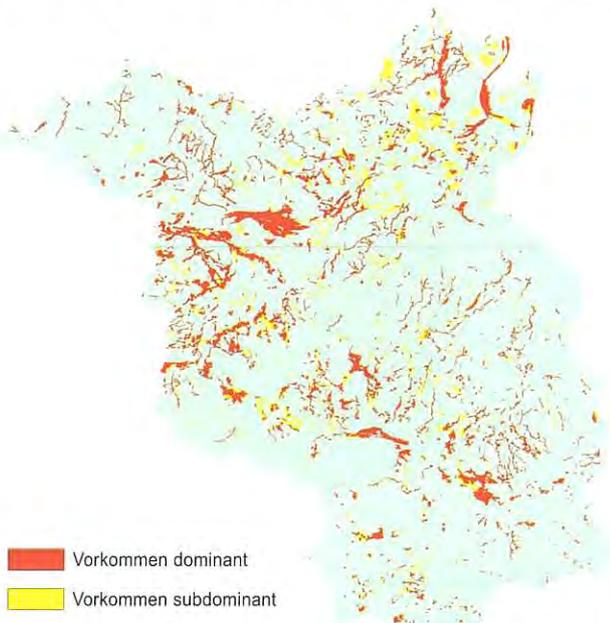
Aufnahme: Kühn 2003

Abb. 23 Beispiele für Gleye

Fig. 23 Examples of Gley

2.3.10 Klasse der Moore

Die Abbildung 24 stellt neben den Bodengesellschaften der Moore auch jene mit Moorgleyen dar. Die Verbreitungsge-



biete der Moore und Moorgleye sind Bach- und Flussläufe mit sehr hohem Grundwasserstand, durchflossene und verlandende Seen. Seltener sind es Kesselmoore in abflusslosen Senken oder Quellmoore. Die markantesten Verlandungsmoore mit entsprechend großer Ausdehnung sind das Rhinluch, die Randow-Welse-Niederung und das Moorgebiet der Uckerseen. Viele der Moore weisen die typischen Vererdungserscheinungen durch Grundwasserabsenkung auf. Die Beispiele der Abbildung 25 zeigen jeweils ein tiefgründiges, ein flachgründiges und sehr flachgründiges Torfprofil. Die Degradierung ist zunächst nur in der Veränderung des oberen Torfkörpers durch eine entsprechende Gefügebildung mit einhergehender Torfzersetzung erkennbar. Im späteren Stadium wird bei einer Bearbeitung bereits Mineralboden in den restlichen Torfkörper eingemischt, wie das Beispiel des Moorgleys durch seine Sandlinsen im Torf belegt.

Abb. 24 Verbreitung von Moor-Bodengesellschaften
Fig. 24 Distribution of Moor soil combinations



Zunahme der Torfmächtigkeit →

rGH: og-Hn\fu-ss(Sf)

Reliktmoorgley aus Niedermoor-
torf über Flusssand

Aufnahme: Kühn 2002

KV: og-Hn/f-(k)s(Sf)

Erdniedermoor aus Niedermoor-
torf über Kies führendem Fluss-
sand

Aufnahme: Kühn 2003

KV: og-Hn

Erdniedermoor aus Nieder-
moortorf

Aufnahme: Bauriegel 2000

Abb. 25 Beispiele für Moore

Fig. 25 Examples of Moor

Zusammenfassung

Die Ergebnisse aus der Auswertung von historischen bodenkundlichen Arbeiten und aktuellen Untersuchungen wurden in der Karte der BÜK 300 mit entsprechender Flächendatenbank zusammengestellt. Alle wesentlichen in den Legendeneinheiten vorkommenden Flächenbodenformen sind aufgrund zahlreicher Gelände- und Laborbefunde charakterisiert und erlauben umfangreiche Auswertungen des Kartenwerks (s. HENNINGS 2000). Diese werden in einen Atlas münden, der in den nächsten Jahren erstellt wird. Dass mit unterschiedlichen Ergebnissen zu rechnen ist, belegen die gezeigten Beispiele unterschiedlicher Böden und ihrer Verbreitung.

Bis Ende 2007 soll jedoch ein neues Kartenwerk im Maßstab 1 : 100 000 fertig gestellt werden, das die bereits vorhandenen Ergebnisse weiter differenziert und neue Untersuchungsergebnisse einbezieht. Dieses neue Kartenwerk baut auf den vorgestellten Erfahrungen auf. Damit wird das nächst größere und flächendeckende Kartenwerk mit entsprechenden Auswertungskarten der Öffentlichkeit bereitgestellt.

Summary

The new validation of historical results from soil investigations in combination with new soil investigations are expressed in soil overview map on a scale of 1 : 300 000 with the data basis of 2001 (BÜK 300). All essential soil forms in legend units are characterized through average parameter from field and laboratory investigations. These parameters are the basis for evaluation methods (HENNINGS 2000). Maps as results of these methods will be compiled in an atlas in the next few years. Different results by the methods can be expected like examples of soils and her distribution show above.

A new mapping on a scale of 1 : 100 000 will be finished in December 2007. It will differentiate BÜK 300 and use field and laboratory investigations of the last years. This soil map will apply earlier experiences to differentiate them. It will provide soil information all over the country with derived evaluation maps for the public.

Literatur

AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN DER GEOLOGISCHEN LANDESAMTER UND DER BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 438 S., 5. Aufl., Hannover (als KA 5 zitiert)

ARBEITSKREIS BODENSYSTEMATIK DER DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT (1998): Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands. - Mitt. d. Dtsch. Bodenkundl. Gesell., Bd. 86, S. 1-180 (als Mitt. DBG, Bd. 86 zitiert), Oldenburg

BAURIEGEL, A., KÜHN, D., SCHMIDT, R., HERING, J. & J. HANNEMANN (2001): Bodenübersichtskarte des Landes Brandenburg im Maßstab 1 : 300 000. - Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg in Zu-

sammenarbeit mit dem Landesvermessungsamt Brandenburg, Kleinmachnow/Potsdam (als BÜK 300 zitiert).

BAURIEGEL, A., KÜHN, D. & J. HANNEMANN (1997): Boden-geologische Karte des Landes Brandenburg 1 : 50 000, Blatt L 3744 Potsdam. - Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg in Zusammenarbeit mit dem Landesvermessungsamt Brandenburg, Kleinmachnow/Potsdam (als BK 50 zitiert)

BAURIEGEL, A., KÜHN, D., HANNEMANN, J. & W. KAINZ (2002): Bodenübersichtskarte 1 : 200 000, CC 3942 Blatt Berlin. - Hannover (als BÜK 200 zitiert)

FACHBEREICHSTANDARD TGL 24300/08 (1986): Aufnahme landwirtschaftlich genutzter Standorte - Horizonte, Bodentypen und Bodenformen von Mineralböden, Berlin

HARTWICH, R., BEHRENS, J., ECKELMANN, W., HAASE, G., RICHTER, A., ROESCHMANN, G. & R. SCHMIDT (1995): Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 1 000 000. - Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover (als BÜK 1000 zitiert)

HENNINGS, V. (Koor.) (2000): Methodendokumentation Bodenkunde – Auswertungsmethoden zur Beurteilung der Empfindlichkeit und Belastbarkeit von Böden. - Geol. Jb., R. G, Heft 1, 2. Aufl., 232 S., Hannover (Schweizerbart)

KÜHN, D. (2004): Bodenübersichtskarte 1 : 200 000, CC 3950 Blatt Frankfurt (Oder). - Hannover (als BÜK 200 zitiert)

KÜHN, D. & A. BAURIEGEL (2000): Zur Entwicklung der bodenkundlichen Kartierung unter besonderer Berücksichtigung von Brandenburg. - Brandenburg. geowiss. Beitr. 7, 1/2, S. 183 - 193, Kleinmachnow

LIPPSTREU, L., HERMSDORF, N. & A. SONNTAG (1997): Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000. - Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg in Zusammenarbeit mit dem Landesvermessungsamt Brandenburg, Kleinmachnow/Potsdam (als GÜK 300 zitiert)

STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.) (2002): Atlas zur Geologie von Brandenburg. - Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow

Anschrift des Autors:
Dr. D. Kühn
Landesamt für Bergbau, Geologie
und Rohstoffe Brandenburg
Bereich Geologie
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Mitteilung aus dem Landesamt No. 204

Kurzmitteilung

Berufseinstieg leicht gemacht

Mentoring Programm des Berufsverbandes Deutscher Geowissenschaftler (BDG) e. V.

Die Orientierung im Studium, der Abschluss der Ausbildung, der Einstieg ins Berufsleben, die Neuorientierung im Arbeitsbereich – für GeowissenschaftlerInnen können sich diese Situationen als schwere Hindernisse erweisen.

Hier versucht das seit 2003 laufende Mentoring Programm des BDG Abhilfe zu schaffen: Absolventen, Berufseinsteigern und -umsteigern werden berufserfahrene Experten vermittelt, die diese beraten und zielgerichtet für 12 Monate unterstützen, zum Beispiel durch

- Begleitung in der Bewerbungsphase
- Unterstützung bei der Karriereplanung
- Einführung in Netzwerke und Vermitteln von Kontakten
- Weitergabe der eigenen Erfahrungen des Mentors, Einführung in informelles Wissen über eine Organisation oder Abläufe im Berufsleben, die nicht in Lehrbüchern nachzulesen sind.

Die Erfahrung aus mittlerweile fünf Mentoring Staffeln hat gezeigt, dass die häufigste Motivation der Mentees, sich an dem BDG-Programm zu beteiligen, die Unterstützung des Berufseinstiegs und die bewusste Steuerung des Berufswegs ist – dicht gefolgt von dem Wunsch nach einem fachlichen Netzwerk. Damit das gelingt, sollten die Mentees klare Ziele für die Kooperation formulieren, um sich mit ihren Fähigkeiten und Kenntnisse kreativ und engagiert einzubringen. Sie übernehmen die aktive Rolle in der Mentoring Kooperation.

Das Engagement von Mentoren ist freiwillig und geschieht unentgeltlich. Aber auch sie schöpfen Vorteile aus der Beziehung. Die Umfrageergebnisse der letzten Staffeln haben ergeben, dass der überwiegende Teil von ihnen einfach Freude daran hat, eigene Erfahrungen weiterzugeben und dadurch weiterhelfen zu können. Aber auch Neugierde auf Menschen sowie die Verbundenheit zum eigenen Berufsstand spielten eine wichtige Rolle bei der Entscheidung, sich als Mentor zur Verfügung zu stellen. Die Aufgabe der Mentoren besteht darin, die Mentees in ihrem fachlichen und methodischen Fähigkeiten zu stärken und zu fördern, die Mentees zur beruflichen Karriere zu ermutigen und mit ihnen erste Schritte zu planen und natürlich in Bezug auf ihre individuelle Situation zu beraten.

Mentoring Forum BDG

Neben der Weitergabe der eigenen Erfahrungen von Seiten der MentorInnen spielt das Thema „Netzwerk“ für beide Seiten eine große Rolle: Bei dem mittlerweile 3. Mentoring Forum BDG, das dieses Mal im Rahmen der diesjährigen Jahrestagung der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (DGG) an der TU Berlin stattfinden soll (bitte beachten Sie die aktuellen Ankündigungen!), haben MentorInnen und Mentees neben den Präsentationen zweier MentorIn/Mentee Tandems sowie einem karriereorientierten Vortrag wieder die Möglichkeit zum Kennenlernen und Erfahrungsaustausch.

Bewerbung als MentorIn oder Mentee

Wenn Sie sich als Mentor zur Verfügung stellen oder als Mentee bewerben wollen, wenden Sie sich an Tamara Fahry-Seelig von der Berliner Geschäftsstelle des BDG unter info@geoagentur.de. Sie ist für die Koordination des Mentoring Programms verantwortlich und steht bei Fragen gerne zur Verfügung.

Die nächste Staffel beginnt im Januar 2007, Bewerbungsschluss ist der 08. Oktober 2006, die Teilnehmerzahl ist begrenzt. Die Bewerbungsformulare erhalten Sie unter <http://www.geoagentur.de/mentoring1.htm>, hier erhalten Sie auch weitere Informationen zu dem Mentoring Programm.

Anschrift der Autorin:
Tamara Fahry-Seelig
Berufsverband Deutscher Geowissenschaftler (BDG) e.V.
GEOagentur Berlin Brandenburg
Schönhauser Allee 10/11
10119 Berlin

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	13 (2006), 1/2	S. 27-34	6 Abb., 2 Tab., 28 Lit.
------------------------------	--------------	----------------	----------	-------------------------

Die Hirschfelder Heide als typische Niedertaulandschaft des nordöstlichen Barnims (NE-Brandenburg)

The Hirschfelde Heath as a typical deglaciation area on the Northeastern Barnim (Brandenburg, Germany)

SIXTEN BUSSEMER & JÜRGEN MICHEL

Herrn Prof. Dr. Joachim Marcinek (Berlin) zum 75. Geburtstag gewidmet

1. Einleitung

Die naturräumliche Einheit des Barnims kann aus morphologischer Sicht als typische weichselkaltzeitliche Grundmoränenplatte in der Zone der brandenburgischen Platten und Urstromtäler gelten, welcher vor allem im nordöstlichen Teil Endmoränen aufgesetzt sind (KAISER 1972). Nach neueren Strukturanalysen wird das Relief jedoch zumindest an den nordwestlichen Barnimrändern nicht durch großflächige letzkaltzeitliche Geschiebemergel in söhlicher Lagerung bestimmt (CHROBOK & NITZ 1987, SCHLAAK 1993, GÄRTNER 1993). Im Zusammenhang mit diesem offenbar komplizierteren inneren Bau wurde auch der Verlauf der Frankfurter Eisrandlage über den Barnim in Frage gestellt, da ein

durchgehender Endmoränenzug als Rückgrat der glazialen Serie weitgehend fehlt (vgl. BUSSEMER 1994, GÄRTNER et al. 1995).

Angesichts des Fehlens einer morphologischen Eisrandlage bilden glaziale Rinnen das markanteste Reliefelement auf dem Barnim (vgl. LIEDTKE 1957). Sie stellen gleichzeitig mit ihrer toteisgesteuerten Anlage den Prototyp einer Tieftaulandschaft im Sinne von VON BÜLOW (1927) bzw. der unterirdischen Enteisung nach GALON (1971) dar. Deren Alleinstellungsmerkmal ist nach NITZ (1981) eine eigene Tieftauphase, welche am Beispiel des Biesenthaler Beckens belegt wurde. Für die benachbarte Barnimplatte wurden die Besonderheiten der Rinnengenesen und ihrer periglazial/holozänen Überprägung von BUSSEMER (1993a) am Beispiel der Teufelsgründe exemplarisch diskutiert.

Neben diesen eher lokal auftretenden tiefen Hohlformen weisen auch die umliegenden weiten Hochflächenbereiche häufig Abweichungen vom traditionellen Prinzip der Glazialen Serie als Anordnungsmuster des eisrandnahen Formenschatzes auf, wie GÄRTNER (1993, S. 27) für die südliche Umrandung des Biesenthaler Beckens nahe Albertshof belegen konnte. In diesem Wasserscheidenbereich dominieren glazifluviale und glazilimnische Schichtenfolgen, welche von Toteisabschiebungen durchzogen und stellenweise von Ablationsmoränen bedeckt werden.

Nach ersten Beobachtungen zur großflächigen Verbreitung vergleichbarer Reliefelemente und speziell ihrer periglazialen Deckserien auf dem nordöstlichen Barnim (vgl. BUSSEMER 1994, 2003) erfolgte in den letzten Jahren eine Neukartierung unter glazialmorphologischem Aspekt. Deren erste Ergebnisse sollen nachfolgend am Beispiel der Hirschfelder Heide im südlichen Teil des nordöstlichen Barnims, wo

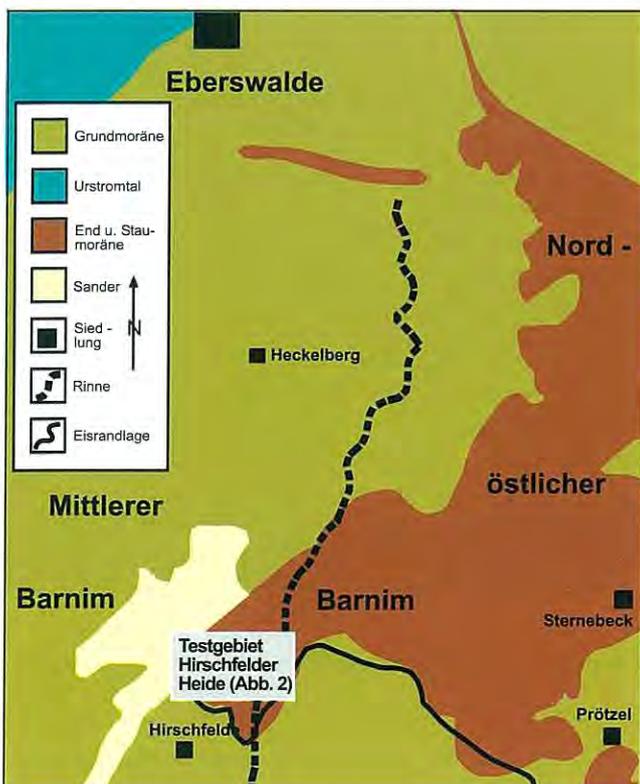


Abb. 1
Geologisch-morphologische Gliederung des weiteren Untersuchungsgebietes nach Lembke (1940)

Fig. 1
Geological-morphological classification of the examination area according to Lembke (1940).

auch traditionell die Frankfurter Eisrandlage vermutet wird (zuletzt BRAMER 1991, S. 565), exemplarisch diskutiert werden.

2. Glazialmorphologischer Kenntnisstand und Untersuchungsansatz

Die relativ hochgelegenen Waldländer des nordöstlichen Barnims heben sich schon morphologisch deutlich von der welligen Grundmoränenplatte des Mittleren Barnims zwischen Werneuchen und Bernau ab. Neben den größeren glazialen Rinnen (z. B. Gamengrund in Abb. 1 und 2) mit ihrem internen Becken-Schwellenrelief ist diese hügelige Landschaft von vielen kleineren abflusslosen Hohlformen durchsetzt (vgl. BUSSEMER, GÄRTNER & THIEKE 2001).

Die ursprüngliche geologische Landesaufnahme (WAHNSCHAFFE 1882, 1891) verzeichnete hier vor allem Diluvialsande (vgl. Abb. 2), deren Geschiebereichtum betont wurde. Aus stratigraphischer Sicht wurden diese als dünner Schleier „Oberer Sande“ über mächtigen „Unteren Sanden“ eingestuft. Vor allem die weitflächige Geschiebeüberkleidung der Vollformen stellt eine regionale Besonderheit dar.

In diesem Zusammenhang wurde auch die Verbreitung diverser Tertiärvorkommen auf dem nordöstlichen Barnim erkannt, welche als Schollenschwarm von den Freienwalder Septarientonen ausgehend bis nah an die Hirschfelder

Heide heranreichen (vgl. HULTZSCH 1994, S. 50). Vor diesem Hintergrund beschrieb LEMBKE (1940) die Gegend als ein tiefgestaffeltes Stauchmoränengebiet, in deren Stirnbereich die Frankfurter Eisrandlage verläuft (vgl. Abb. 1). Durch Kleingeschiebezählungen an den stellenweise durchragenden Geschiebemergeln wies HANNEMANN (1966, 1970) eine ältere, präweichselzeitliche Anlage der Grundstrukturen des Freienwalde–Frankfurter Stauchungszugs nach. Dieses Phänomen wurde inzwischen für den nordöstlichen Barnim vor allem am Beispiel des Profilkomplexes Sternebeck bestätigt (BUSSEMER et al. 1997, BUSSEMER 2002). Diese alten Stauchungskerne sollen als Stropfweiler zu erhöhten Zerrungen mit verstärkter Spaltenbildung und erhöhtem Schmelzwasserausfluß geführt haben (HANNEMANN 1970, S. 115), was die Häufung glazialer Rinnen und die prinzipielle Dominanz sandiger Substrate auf den umgebenden Hochflächen erklärt.

Bezüglich des resultierenden Formenschatzes der Gesamtlandschaft liegen für den nordöstlichen Barnim jedoch nur Einzelbeobachtungen vor. So wies BUSSEMER (2003, S. 92) auf das Vorkommen von Ablations- und Fließmoränen hin, welche in den benachbarten Grundmoränenplatten nicht gefunden wurden. Erste kleinere Grabungen in den unregelmäßigen Hügeln entlang der Chaussee Werftpfuhl–Prötzel lassen einen kamesartigen Charakter vermuten, ohne jedoch die glazialmorphologische Gesamtsituation zu erklären.

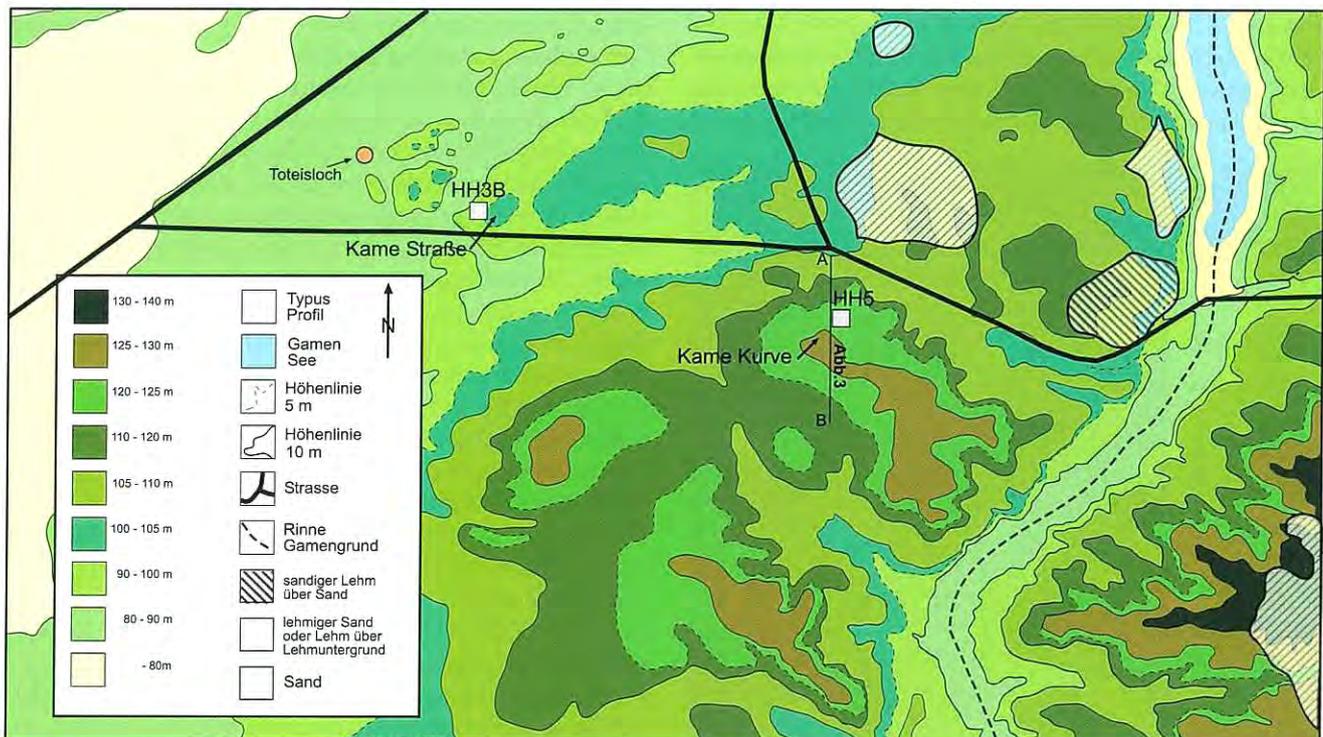


Abb. 2
Höhenschichtenkarte des engeren Untersuchungsgebiets (nach TK 10 000 – Blatt Blatt 3348 NO und 3349 NW) mit Grundeinheiten der geologischen Erstaufnahme von WAHNSCHAFFE (1882, 1891)

Fig. 2
An altimetrical map of the examination area (map TK 10 000 – Map No. 3348 NO and 3349 NW) inclusive elementary findings from the first geological survey carried out by WAHNSCHAFFE (1882, 1891)

In dem aufschlussarmen Gebiet wurden zur weiteren Vertiefung der beschriebenen Problematik Grabungen und Bohrungen angelegt und laboranalytisch durch Korngrößenanalysen (nach KÖHN), Kalkbestimmung (nach SCHEIBLER) sowie Gesamtelementgehalte (RFA) ergänzt. An ausgewählten Proben konnten im LGBR zusätzliche Schwermetall- und Röntgenphasenanalysen durchgeführt werden (LUCKERT & THIEKE 2006).

3. Ergebnisse der Geländearbeiten in der Hirschfelder Heide

3.1 Kames als Kernelemente des Untersuchungsgebiets (bedeckt mit Ablationsmoräne)

Die Höhenschichtenkarte des engeren Testareals lässt eine typische Reliefsituation für den nordöstlichen Barnim erkennen (Abb. 2). Während im Nordwesten die Moränenplatte des mittleren Barnims mit ihren typischen Höhen von 90-100 m gegen den Werneuchener Schlauchsander (80-90 m) abfällt, steigt die Oberfläche zur östlich anschließenden Hirschfelder Heide auf über 140 m an. Auffällig ist dabei die Auflösung des Reliefs in einzelne Vollformen mit einem weitgehend willkürlichen Grundriss. Die darin eingeschaltete Rinne des Gamengrunds befindet sich mit ihren tiefen Seebecken deutlich unter dem genannten Ausgangsniveau bei Werneuchen.

Ein in West-Ost-Richtung durch das Testgebiet gelegtes Transsekt aus Rammkernsondierungen ermöglichte in Kombination mit Grabungen zusätzliche Einblicke in den inneren Bau, welche für die oben genannten markanten Vollformen noch mit Handbohrungen verdichtet wurden. Sie sind größtenteils aus geschichteten und im unteren Abschnitt kalk-

haltigen Schmelzwassersanden aufgebaut. In ihrem Kern wurden keine glazigenen Sedimente erfasst, jedoch konnte mehrmals bei tiefen Bohrungen von der Basisfläche der Vollformen aus eine dünne Grundmoräne durchteuft werden (vgl. Abb. 3). Mit einer lehmigen Grundmatrix, vereinzelt Kies und schwachen bis mittleren Kalkgehalten handelt es sich um einen Geschiebemergel, der offenbar nur lückenhaft erhalten ist. Angesichts dessen und seiner Position unterhalb Kamesbasisfläche besitzt er keinen reliefbildenden Einfluß. Im Liegenden dieser glazigenen Bildung, welche Mächtigkeiten von 1,60 m nicht überschreitet, folgen wiederum Schmelzwasserbildungen. Für ihre Hangendserien kann der in der Kurve der von Werftpfuhl nach Prötzel führenden Chaussee gelegene Hügel als repräsentativ gelten (Kame „Kurve“ in Abb. 2 und 3). In seine gewöhnlich mittel- bis feinsandigen Schmelzwasserserien sind dünne schluffig-tonige Bänder eingearbeitet, welche offenbar limnische Zwischenphasen darstellen. Da sich zwischen ihnen kein horizontaler Bezug herstellen lässt, handelt es sich offenbar um voneinander unabhängige lokale Ereignisse.

Im Hangenden werden die mächtigen Schmelzwasserablagerungen über große Flächen wiederum von einer dünnen Moräne begrenzt. Sie unterscheidet sich von der klassischen Grundmoräne im Liegenden durch einen deutlich höheren Steingehalt sowie ihre Kalkfreiheit und ihren sandigeren Habitus. Mächtigkeiten über 40 cm konnten nur selten beobachtet werden, wobei die stets oberflächennah auftretende Moräne auch nur selten über größere Entfernungen aushält. Obwohl sie häufig durchbrochen auftritt, zieht sie sich jedoch bis in die Kuppenlagen hinauf (vgl. Abb. 3). In ihren Randbereichen stellen sandig-lehmige Braunbänder den Moränen-Stellvertreter dar, welche sich jedoch bei

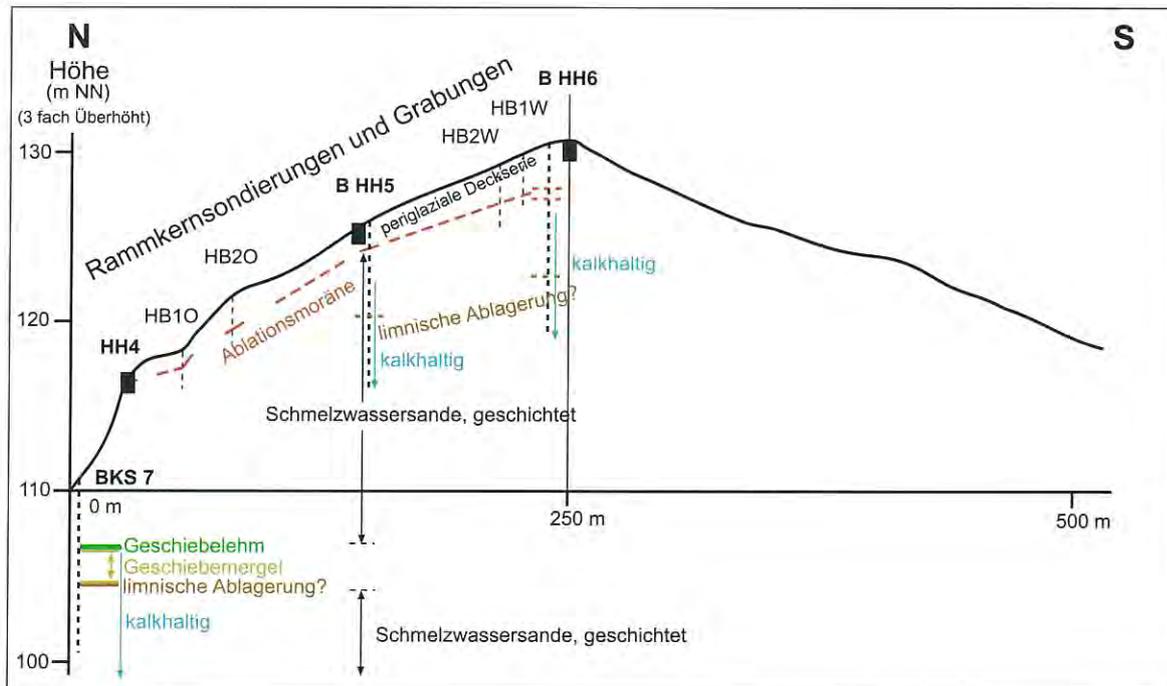
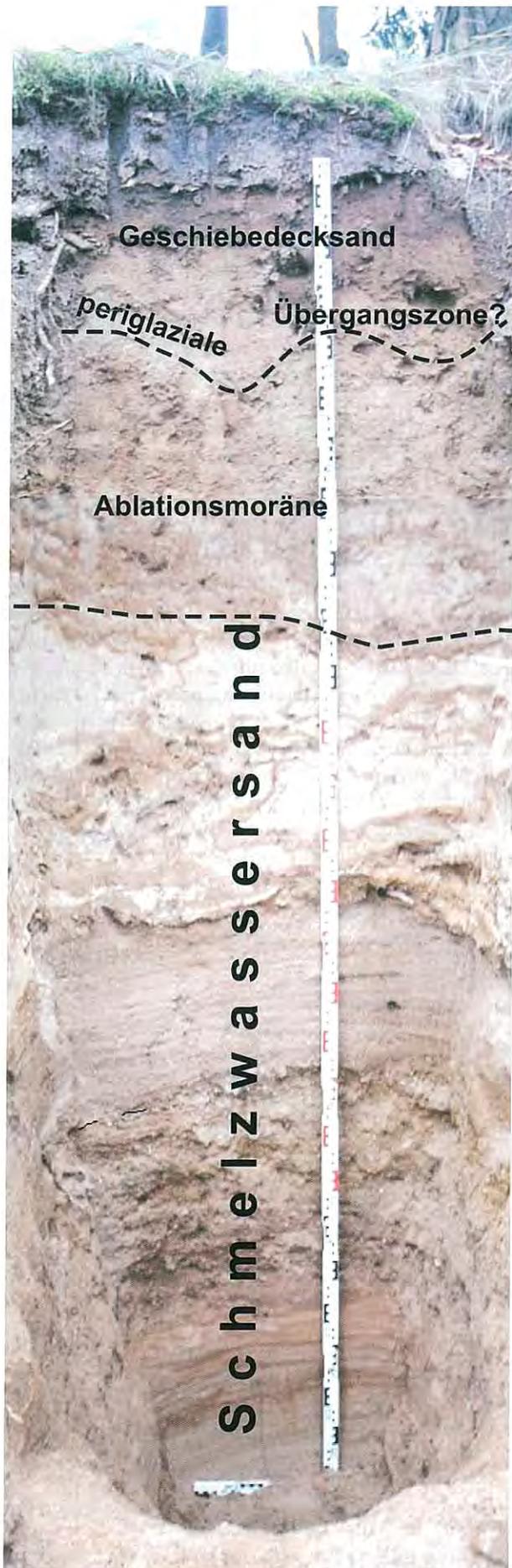


Abb. 3 Schichtenfolge auf der Nordabdachung von Kame „Kurve“ (zur Lage vgl. Abb. 2)

Fig. 3 The stratigraphic sequence of the northern downward slope on kame „bend“ (for position see figure 2)



größeren Lücken ebenfalls verlieren. Sowohl die Sedimentationsposition als auch die makroskopischen Merkmale dieser Schicht sprechen für eine Ablationsmoräne. Im Hangenden wird sie teilweise von nachgeschütteten Schmelzwassersanden (Abb. 5), zwingend aber von periglazialen Deckserien mit einem Geschiebedecksand als Leithorizont abgeschlossen (Abb. 4).

Der geologische Bau dieser relativ flachen Hügel mit ihren unregelmäßigen Grundrissen wird somit fast vollständig von glazifluviatilen Sedimenten, meist wechselkörnigen Sanden, bestimmt. Insofern müssen sie aus glazialmorphologischer Sicht als Kames eingeordnet werden, die offenbar als Schuttablagerungen von Schmelzwasserflüssen in einem zerfallenden Eisfeld entstanden. Nur im Endstadium der glazialen Entwicklung wurde darüber noch weitflächig eine dünne Ablationsmoräne abgelagert. Deren Verbreitung bis auf die zentralen Kuppen hinauf ist wiederum nur durch unmittelbaren Kontakt zum zerfallenden Gletscher zu erklären, möglicherweise sogar als Entstehung in breiten Hohlräumen unter dem Eis. Erstaunlicherweise wurden bisher keine Toteisabschiebungen dokumentiert, was jedoch an den fehlenden Großaufschlüssen liegen kann.

3.2 Begleitformen der zentralen Kames (weitgehend ohne Ablationsmoräne)

Die Oberfläche der Hirschfelder Heide fällt von den zentralen Kameserhebungen zu den großen Abflußbahnen im Osten (Gamengrundrinne) und im Westen (Werneuchener Schlauchsander) hin ungleichmäßig ab. Der steile Abfall zur glazialen Rinne des Gamengrunds geschieht über mehrere Zwischenniveaus, bei denen sich bisher keine Flächenkonstanz beobachten ließ. Den oberen Verebnungen sitzen teilweise noch kleine Kames auf (vgl. Profil HH8 in BUSSEMER 1993b). In diesen Bereichen bei 120 m HN ergaben die Grabungen auch noch ein fleckenhaftes Vorkommen von Ablationsmoränen im Untergrund, während die sich weiter unten anschließenden Terrassen nur noch aus feinen Sanden aufgebaut werden.

Neben einem prinzipiell flacheren Übergang weist die westliche Abdachung zum Werneuchener Sander hin noch weitere Unterschiede zur Gamengrundseite auf. Auch das Topniveau der Kames fällt hier kontinuierlich ab und geht hinter dem Kame „Straße“ (vgl. Abb. 3) in eine weniger zergliederte Fläche über. Diese wird auch noch von flachen Vollformen bedeckt, welche von geschichteten und teilweise sehr groben Schmelzwassersanden gebildet werden. In den Bohrungen konnte hier jedoch keine Ablationsmoräne mehr nachgewiesen werden.

Abb. 4
Schichtenfolge von Profil HH3 B (zur Lage vgl. Abb. 3)

Fig. 4
The stratigraphic sequence for profile HH3 B (for position see Fig. 3)



Abb. 5
Schichtenfolge von Profil HH5
(zur Lage vgl. Abb. 3)

Fig. 5
The stratigraphic sequence for profile HH5
(for position see figure 3)

Neben der erstaunlichen Blockdichte auf der Basisfläche fiel ein etwa 3 m tiefer Toteiskessel mit steilen Hängen auf. Von seiner Sohle aus konnte bei 2-3 m Tiefe ein dünner Geschiebemergel ohne Geschiebelehmauflage erbohrt werden. Die Gesamtheit der Beobachtungen weist darauf hin, dass dieser Bereich genetisch noch zu der vorher beschriebenen Kameslandschaft gehört und somit als weitflächige (obere) Kamesterrasse bezeichnet werden muss.

In diesen Zusammenhang passt auch die Beobachtung, dass das beschriebene Zwischenniveau nach Westen in mehreren Stufen (untere Kamesterrassen) auf den Werneuchener Sander abfällt. Dieser entspricht mit seiner ebenen Oberfläche ohne Vollformen und Toteiskessel sowie mit seinen steinfreien Fein- bis Mittelsanden (vgl. Profil SW1 in BUSSEMER 1993b) einer typischen Schmelzwasserbahn im Norddeutschen Tiefland.

4. Auswertung der Laboranalysen

Der charakteristische Stoffbestand der vorangehend makroskopisch beschriebenen Sedimente soll mit Hilfe von zwei repräsentativen Profilen (Abb. 6 u. 7) auf den Kames „Straße“ und „Kurve“ diskutiert werden (HH3b und HH5, Lage s. Abb. 2).

Profil HH3 B	Teufe	Px	Am	Gr	Ep	M	Zi	Opake	Rel. SM - Geh. (Gew.-%)
Pr. 1	0,25	5	34	30	12	10	9	35	1,7
Pr. 2	0,7	5	45	20	13	8	9	38	1,6
Pr. 3	1,15	5	36	23	14	11	11	38	2,1
Pr. 4	1,6	5	47	16	13	6	13	38	1,6
Profil HH5									
Pr. 1	1,3	6	41	20	11	11	8	34	1,4
Pr. 2	1,6	5	37	24	12	12	9	42	1,2
Pr. 3	2	8	39	20	11	11	8	42	1,8

Tab. 1
Ergebnisse der Schwermineralanalysen der Profile HH3 B und HH5 nach LUCKERT & THIEKE (2006)

Tab. 1
Results of the heavy mineral analysis on profile HH3 B and HH5 after LUCKERT & THIEKE (2006)

Probe	Teufe (m)	Quarz	Kali- Fsp.	Plagioklas	Calcit	Illit*	Amorphe Phase
1	0,25-0,3	84	4	4	-	3	5
2	0,7-0,75	83	6	5	-	6	-
3	1,15-1,2	85	4	4	-	4	3
4	1,6-1,65	82	7	7	0,5	3,5	-

Illit* - z. T. auch Tonminerale mit Wechsellagerungsstruktur vom Typ Illit/Smektit und Chlorit/Vermiculit vorhanden

Tab. 2 Ergebnisse der Röntgenphasenanalysen von Profil HH3 B nach LUCKERT & THIEKE (2006)

Tab. 2 Results of the x-ray phase analysis on Profile HH3 B after LUCKERT & THIEKE (2006)

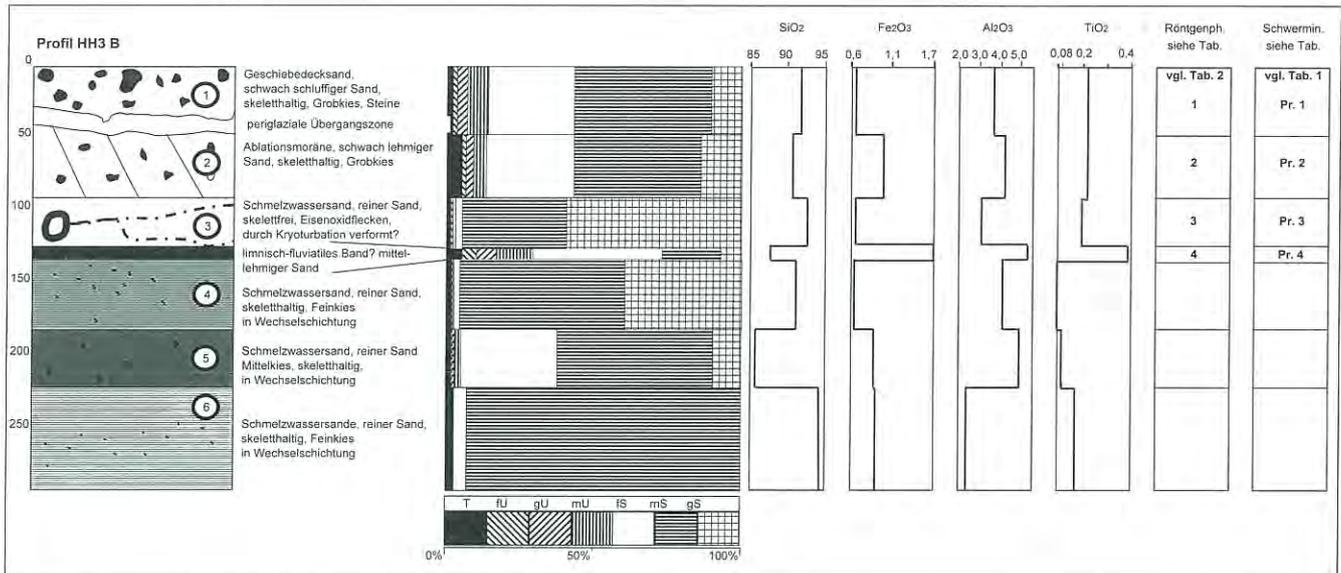


Abb. 6 Profilbeschreibung, Korngrößen und Analytik von Profil HH3 B

Fig. 6 Profile description, grain size analysis and chemical analytics on profile HH3 B

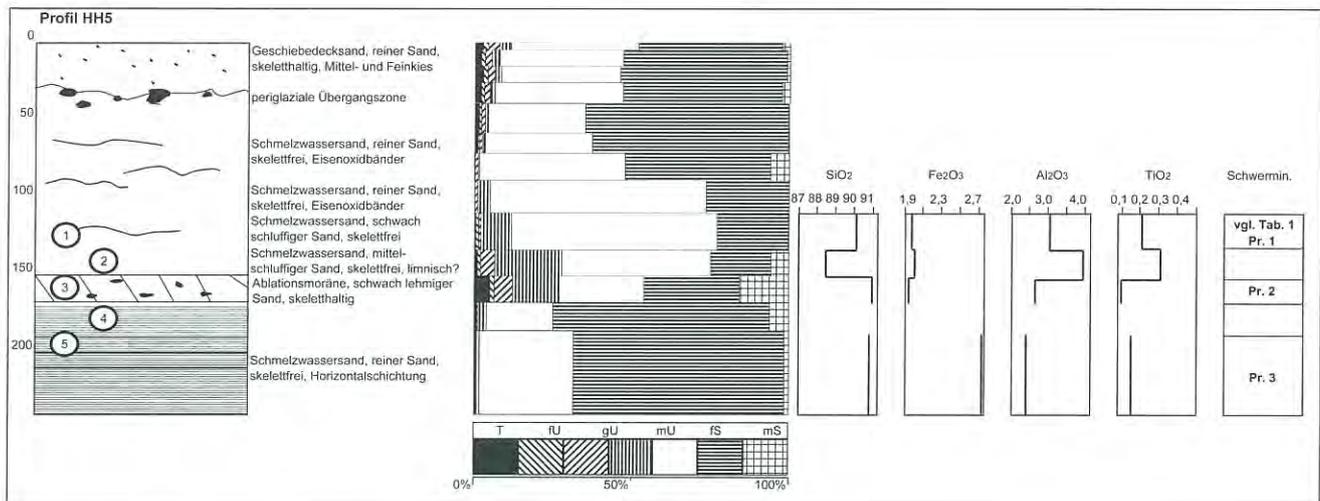


Abb. 7 Profilbeschreibung, Korngrößen und Analytik von Profil HH5

Fig. 7 Profile description, grain size analysis and chemical analytics on Profile HH5

Die Ablationsmoränen zeichnen sich dabei im Vergleich zu den liegenden Schmelzwassersanden und den hangenden periglazialen Deckserien grundsätzlich durch eine deutliche Tonanreicherung und damit durch höhere Anteile im Fein- und Feinstkornbereich aus. Jedoch erreichen sie nicht den Feinheitsgrad von typischen Geschiebelehmern und Geschiebemergeln der Region (vgl. BUSSEMER 1994, S. 84).

Die Tiefenfunktionen der Hauptelementgehalte vermitteln hingegen kein eindeutiges Bild. Während in Profil HH5 die Ablationsmoräne erwartungsgemäß die niedrigsten Si- und höchsten Al- und Fe-gehalte aufweist, verläuft der Kurvenverlauf in Profil HH3 ohne eindeutigen Trend. Besonders im Bereich der liegenden Schmelzwassersande schwanken die Werte intern sehr stark.

Die mineralogischen Untersuchungen von LUCKERT & THIEKE (2006) an ausgewählten Proben stützen diese Beobach-

tung sowohl bezüglich der Schwerminerale (Tab. 1) als auch hinsichtlich des Gesamtmineralbestands (Tab. 2). Die durchgehend hohen Quarzgehalte schwanken im Vertikalprofil von HH3b nur minimal. Auch das Verhältnis instabiler und stabiler Schwerminerale ändert sich in den Ablationsmoränen nicht signifikant gegenüber den umgebenden Schmelzwassersanden. Insofern scheint die Ablationsmoräne aus der Sicht ihres Stoffbestandes stärker den umgebenden Schmelzwassersanden zu ähneln als typischen Grundmoränen (vgl. dazu LUCKERT & THIEKE 2000).

5. Diskussion

Die beschriebenen makroskopischen und analytischen Besonderheiten der Hirschfelder Heide als Ausschnitt des nordöstlichen Barnims bestätigen seine Abweichung vom

Grundkonzept einer Grundmoränenlandschaft mit aufgesetzten Eisrandlagen. Eine Moränenplatte mit mächtigen reliefbildenden Geschiebemergeln existiert hier offenbar nicht.

Die stellenweise erbohrten dünnen Grundmoränen konnten stratigraphisch bisher nicht eingeordnet werden. Da die zugehörige Verwitterungsschicht (Geschiebelehm) gewöhnlich fehlt, können sie als Abtragungsreste der kamesbildenden Schmelzwasserströme gelten und belegen gleichzeitig die Bedeutung der glazifluviatilen Formung für das Untersuchungsgebiet. Sie passen jedoch insgesamt in das allgemeine ostbrandenburgische Schema geringmächtiger und glazitektonisch wenig wirksamer Geschiebemergelbänke des Brandenburger Stadiums der Weichselvergletscherung (vgl. auch BROSE 2003, S. 169; 2005, S. 159). Obwohl diese Detailkartierungen auf der südöstlich anschließenden Hochfläche von Lebus die Frankfurter Eisrandlage bestätigten (BROSE 2005, S. 154), konnten im eigenen Untersuchungsgebiet keine Hinweise auf einen Endmoränenzug gefunden werden.

Die zentralen Höhen der Hirschfelder Heide werden vielmehr von Kames mit Schmelzwasserkernen gebildet. Die dünne Ablationsmoräne in deren Top bildet trotz ihrer durchbrochenen Ausbildung einen echten Leithorizont, welcher auf derartige Reliefpositionen beschränkt bleibt (vgl. auch GÄRTNER 1993). Vermutlich wurde sie wie auch die liegenden Schmelzwassersande noch unter subglazialen Bedingungen des anfänglichen Gletscherzerfalls gebildet, der auf den nur dünn mit Eis bedeckten Höhen begann. Mit einem Fortschreiten des Niedertauprozesses kamen, beginnend mit den Kames, immer größere Flächen unter subaerische Bedingungen. Anschließend entstanden die randlichen Kamesterrassen, nach Westen noch gegen stagnierendes Eis geschüttet. Ihre teilweise Blockbedeckung spricht jedoch für die langandauernde Erhaltung einzelner Eiskörper. Erst danach kam es zu einer Konzentration des Abflusses auf den nun eisfrei gewordenen Werneuchener Sander und möglicherweise auch auf die unteren sandigen Niveaus des Gamengrunds, dessen tiefe Becken vorerst noch toteisblockiert blieben. Die Untersuchungen des Stoffbestands stützen mit ihrer Siliziumdominanz und einem quarzgeprägten Mineralbestand die allgemeine schmelzwasser geprägte Auswaschungstendenz in der Landschaft. Die in glazifluviatilen und glazigenen Sedimenten gleichartigen Gehalte an Leicht- und Schwermineralen weisen auf kurze Transportentfernungen im zerfallenden Eisfeld hin. Damit war der für die Hochflächen formenbildende Niedertauprozess abgeschlossen. Die Tieftauphase betraf hier nur noch die vereinzelt Toteiskessel auf den Kamesterrassen, während die Rinne des Gamengrunds nun erst ihre endgültige Form mit einem Becken-Schwellenrelief erhielt.

Vergleichbare Phänomene des eiszeitlichen Formenschatzes konnten inzwischen in weiteren Teilgebieten des nordöstlichen Barnims beobachtet werden, so dass die geschilderte Niedertaulandschaft hier offenbar regelhaften Charakter aufweist. Über den Barnim hinaus besitzt sie offenbar eine gewisse Ähnlichkeit mit den Kameslandschaften auf den westbrandenburgischen Hochflächen bei

Lehnin (WEISSE 2004). Allerdings scheint die Ablationsmoräne dort als Leithorizont der Kames zu fehlen.

6. Danksagung

Die Autoren danken Frau G. Liebenow und Herrn Dr. J. Eidam (Geologie der Univ. Greifswald) für die RFA-Analysen sowie den Herren Dr. H. U. Thieke und Dipl.-Geol. J. Luckert (LBGR Kleinmachnow) für die mineralogischen Untersuchungen.

Zusammenfassung

Die Hirschfelder Heide auf dem nordöstlichen Barnim stellt eine Sonderform der Deglaziation im Norddeutschen Tiefland dar (*Niedertaulandschaft*). Ältere Stauchmoränen waren für einen schmelzwasser geprägten Eiszerfall in der Weichselvergletscherung verantwortlich. Als dessen charakteristische Oberflächenformen können neben den subglazialen Rinnen auch Kames gelten. Diese weisen eine durchbrochene dünne Hülle aus Ablationsmoränen über den ubiquitären Schmelzwassersanden im Kern auf. Sie sind mit Kamesterrassen in den Randbereichen vergesellschaftet.

Summary

The Hirschfelde Heide, northeast Barnim, represents a special type of deglaciation in the North German lowlands "*Niedertaulandschaft*". Older push moraines are responsible for a Weichselian ice-sheet marginal zone inflicted by influence of fluvio-glacial meltwaters. In addition to the well-known subglacial channels, kames have been identified as characteristic surficial glacial forms. Buried in their core, are fluvio-glacial sands, intermittently covered with thin layers of ablation till. They are accompanied by kames terraces in the border areas.

Literatur

- BRAMER, H. (1991): Das Jungmoränenland. - In: H. BRAMER et al.: Physische Geographie Mecklenburg-Vorpommerns, Brandenburgs, Sachsens-Anhalts, Sachsens und Thüringens. - S. 554-627, Gotha (Haack)
- BROSE, F. (2003): Seelow: Weichselzeitliche Sedimente im Aufschluß nordwestlich der Kläranlage. - In: J. H. SCHROEDER & F. BROSE (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 9, S. 167-169, Berlin
- BROSE, F. (2005): Zur geomorphologischen Entwicklung Brandenburgs. - Brandenburg. geowiss. Beitr. 12, S. 153-163, Kleinmachnow
- BÜLOW, K. VON (1927): Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisrückzug in Norddeutschland. - Z. dt. geol. Ges. 79, S. 273-283, Berlin
- BUSSEMER, S. (1993a): Besonderheiten der Substrat- und Pedogenese in glazialen Rinnen auf dem Barnim – eine Fallstu-

- die am Beispiel der Teufelsgründe. - Berliner geogr. Arb. **78**, S. 54-67, Berlin
- BUSSEMER, S. (1993b): Genese, Verteilungsmuster und Stoffbestand periglaziärer Deckserien auf dem Barnim. - Diss. Math.-Nat. Fakultät der Humboldt-Universität zu Berlin (unveröff.)
- BUSSEMER, S. (1994): Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglaziären Deckserien des Mittleren und Östlichen Barnim. - Berliner geogr. Arb. **80**, S. 1-145, Berlin
- BUSSEMER, S. (2003): Geomorphologie und Bodengeographie des nordöstlichen Barnim. - In: J. H. SCHROEDER (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 9, Oderbruch-Märkische Schweiz-Östlicher Barnim S. 90-93, Berlin
- BUSSEMER, S. (2002): Quartäre Entwicklung und Gliederung der Binnenentwässerungsgebiete auf der Barnimhochfläche (NE-Brandenburg). - Greifswalder geogr. Arb. **26**, S. 23-26, Greifswald
- BUSSEMER, S., P. GÄRTNER & H. U. THIEKE (2001): Jungquartäre Reliefentwicklung auf der Hochfläche des Barnims (NE-Brandenburg). - In: S. BUSSEMER (Hrsg.): Das Erbe der Eiszeit. - S. 135-148, Langenweißbach
- BUSSEMER, S., B. GARBE & K. MÜLLER (1997): Studien zur Bodengenese im Bereich der Tertiärscholle von Sternebeck. - Arbeitsberichte aus dem Geographischen Institut der Humboldt-Universität zu Berlin **12**, S. 1-80, Berlin
- CHROBOK, S. M. & B. NITZ (1987): Die Entwicklung des Gewässernetzes der oberen Finow vom Blankenberg-Interstadial bis heute. - Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-nat. R. **36**, S. 20-27, Greifswald
- GÄRTNER, P. (1993): Beiträge zur Landschaftsgeschichte des Westlichen Barnim. - Berliner geogr. Arb. **77**, S. 1-109, Berlin
- GÄRTNER, P., L. BEHRENDT, S. BUSSEMER, J. MARCINEK, G. MARKUSE & N. SCHLAAK (1995): Quartärmorphologisches Nord-Südprofil durch Brandenburg. - Ber. z. dt. Landeskunde **69**, S. 229-262, Trier
- GALON, R. (1971): Über den Vorgang der zweiphasigen Enteisung im mitteleuropäischen Vereisungsgebiet. - Gött. geogr. Abh., **60** (Poser-Festschrift), S. 141-144, Göttingen
- HANNEMANN, M. (1966): Neue Ergebnisse zur Reliefgestaltung, Stratigraphie und glazigenen Dynamik des Pleistozäns in Ostbrandenburg. - Diss. Fachbereich Geographie der Math.-nat. Fakultät der Humboldt-Universität zu Berlin (unveröff.)
- HANNEMANN, M. (1970): Grundzüge der Reliefentwicklung und der Entstehung von Großformen in Jungmoränengebieten Brandenburgs. - Peterm. geogr. Mitt. **114**, S. 103-116, Gotha
- HULTZSCH, A. (1994): Die Tertiärscholle von Freienwalde. - In: J. H. SCHROEDER (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr.2, Bad Freienwalde – Parsteiner See, S. 46-51, Berlin
- KAISER, K. H. (1972): Zur Quartärgeologie und Geomorphologie des Barnim und seiner Randgebiete. - Heimatbuch Oberbarnim-Eberswalde, **1**, S. 9-33, Hannover
- LIEDTKE, H. (1957): Erdgeschichtliche Entstehung. - In: KRETSCHMANN, K. (Hrsg.): Landschaftsschutzgebiet Gamengrund-Seenrinne. - S. 9-10, Leipzig
- LEMBKE, H. (1940): Deine Deutsche Heimat – Erläuterungen und Deckblätter zur Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000 des Reichsamtes für Landesaufnahme
- LUCKERT, J. & H. U. THIEKE (2000): Der Mineralbestand brandenburgischer Grundmoränen als lithostratigraphischer Indikator – erste Ergebnisse der Röntgenphasenanalyse der Tillmatrix (<63 µm). - Brandenburg. geowiss. Beitr. **7**, 1/2, S. 101-113, Kleinmachnow
- LUCKERT, J. & H. U. THIEKE (2006): Schwermineral- und röntgenphasenanalytische Untersuchungen an brandenburgischen Bodenprofilen (Hirschfelder Heide). - Kurzbericht des LBGR Nr. 1007545 vom 19.05.2006, Kleinmachnow
- NITZ, B. (1981): Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland. - Petermanns geogr. Mitt., **2**, S. 133-142, Gotha
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. - Berliner geogr. Arb. **76**, S. 1-145, Berlin
- WAHNSCHAFFE, F. (1882): Geologische Specialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Blatt 3348 (Werneuchen)
- WAHNSCHAFFE, F. (1891): Geologische Specialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Blatt 3349 (Prötzel)
- WEISSE, R. (2004): Weichselkaltzeitliche Vorstoß- und Deglaziationsformen der Lehniner Umgebung. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **11**, S. 123-136, Kleinmachnow

Anschrift der Autoren:

Prof. Dr. Sixten Bussemer
Dipl.-Geogr. Jürgen Michel

Lehrstuhl Geoökologie
und Bodengeographie
Institut für Geographie
und Geologie
Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald
Friedrich-Ludwig-Jahnstr. 16
17489 Greifswald

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	13 (2006), 1/2	S. 35-47	14 Abb., 28 Lit.
------------------------------	--------------	----------------	----------	------------------

Frostbeeinflusste Sedimentation und Deformation am Beispiel eines Tondiapirs im Vorfeld des Tagebaus Nochten (Freistaat Sachsen)

Kame oder Diapir? – Die Eichbergstruktur von Nochten

Frost influenced sedimentation and deformation shown on a clay diapir in the area of a brown coal open cast mine

Kame or diapir? – The Eichberg structure of Nochten

HEIDRUN DOMKO & MANFRED KUPETZ

1. Einleitung

Eine als Eichberggrücken bekannte unspektakuläre „Kieshügel-Struktur“ (Kame) von etwa 1 100 m Länge, 200 m Breite und 2-7 m Höhe mit mehreren lokalen Kiesentnahmestellen wurde im Zeitraum vom Herbst 2003 bis zum Frühjahr 2004 durch den Braunkohlentagebau Nochten der Vattenfall Europe Mining AG überbaggert. Beim Anschneiden der südlichen Flanke der Struktur durch den Vorschnitbetrieb erschwerte eine große Anzahl von Geschieben in der oberen Abbauscheibe den Produktionsprozess. Im fortschreitenden Tagebau offenbarte sich in der etwa 30 m hohen Vorschnitböschung unter dem Kame ein Tondiapir. Diese einmalige Möglichkeit, den Tiefenbau eines Kames zu beobachten, wurde als Anlass für die nachfolgende Dokumentation genommen.

Die betrachtete Lokalität befindet sich auf der topographischen Karte TK 25 Blatt 4553 Weißwasser bei HW: 57 03 760 und RW: 54 73 360, das heißt etwa 4 km SSW von Weißwasser (Abb. 1). Regionalgeologisch liegt sie am Nordrand des Lausitzer Urstromtals im Übergangsbereich zum Lausitzer Grenzwall (Warthezeitliche Haupteisrandlage). Inzwischen wurde das Gebiet überbaggert. Bezogen auf das unterlagernde Tertiär (Miozän) gehört der Eichberg und seine Umgebung zur Trebendorfer Tertiärhochfläche (ATANASOW et al. 1985), die in Abbildung 1 mit der Verbreitung der Mühlrose-Schichten der Rauno-Formation (so genannter Lausitzer Flaschenton) abgegrenzt ist (stratigraphische Bezeichnungen nach der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002). Das Gebiet um den Eichberg war eine flach in südliche Richtung einfallende, morphologisch kaum strukturierte Ebene in einer Höhe um +140 m HN, die an der Erdoberfläche durch glazifluviatile Sande und

Kiese gebildet wurde. Da detaillierte Altersuntersuchungen des Pleistozäns in der näheren Umgebung bisher nicht durchgeführt wurden, werden sie bis auf Weiteres einem nicht näher bestimmten Zeitabschnitt der Elster- bis Saalekaltzeit zugeordnet. Im NW und NE wird das Glazifluviatil durch Mooregebiete (Altteicher Moor, Hermannsdorfer Moor) und im W und S durch weichsel- bis spätweichselzeitliche Dünen (Parabeldünen; SCHANZE 1968) überlagert. Die glazifluviatile Ebene wird bis zum generellen morphologischen Anstieg zur Trebendorfer Hochfläche durch zwei Vollformen (Kames: Eichberg und eine nördlich gelegene WNW–ESE streichende Struktur) und einen unregelmäßig begrenzten Hügel (Buchberg) gegliedert. Der Buchberg ist im NW morphologisch an die höherliegenden Teile der Trebendorfer Tertiärhochfläche, die mit altpleistozänen Flussschottern bedeckt sind („Bautzener Elbelauf“), angelehnt, das heißt, er ist ein unselbständiger Teil desselben (Abb. 2). Im Folgenden wird der geologische Aufbau des Eichbergs als Kame-/Diapirstruktur beschrieben und interpretiert.

2. Kenntnisse zum Pleistozän im Betrachtungsgebiet

Die Altersstellung des Pleistozäns im Betrachtungsgebiet ist problematisch. Der zentrale Teil der Trebendorfer Tertiärhochfläche ist mit frühpleistozänen Flussschottern des „Bautzener Elbelaufes“ (Tegelen) bedeckt (WOLF & SCHUBERT 1994 u.a.). Im weiteren Umfeld sind glazifluviatile Kiese und Sande weit verbreitet, die genetisch zum großen Teil dem Sander des Muskauer Faltenbogens zuzurechnen sind. Der Faltenbogen ist eine tief erodierte, früh-elster-2-zeitliche Stauchendmoräne (WOLF & SCHUBERT 1994, KUPETZ 1997). Er gehört als geomorphologisch unselbständiger Teil zur jungsaalezeitlichen Haupteisrandlage

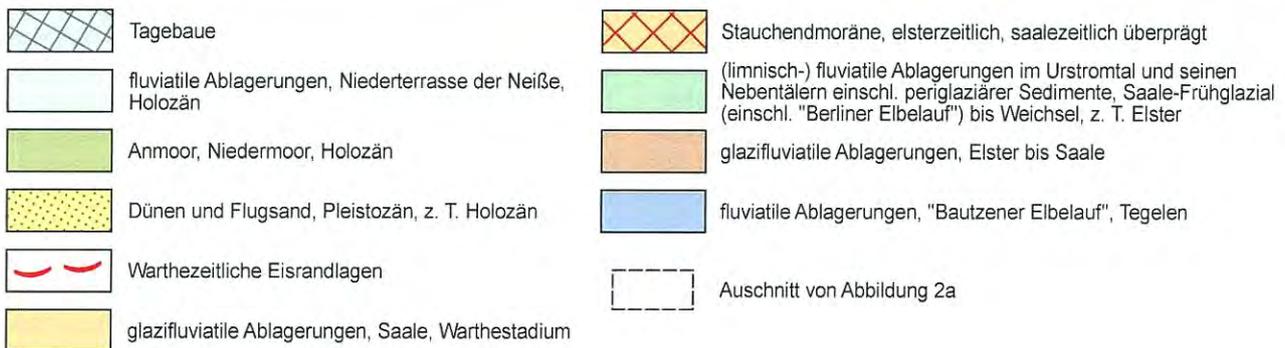
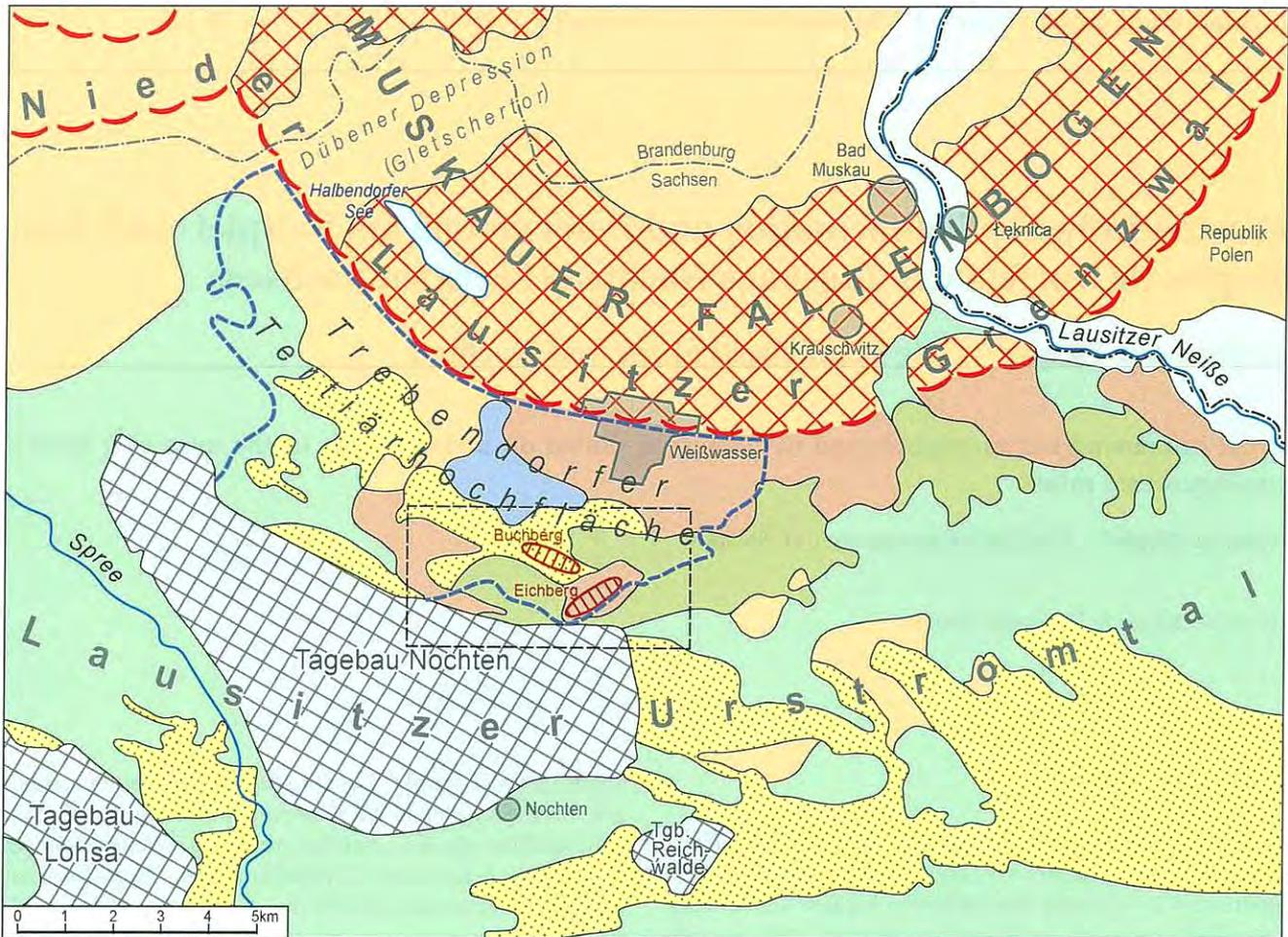


Abb. 1 Lage des Untersuchungsgebietes und lokale geologische Situation (nach LIPPSTREU et al. 2003, vereinfacht und ergänzt)
 1 – Tagebaue; 2 – fluviatile Ablagerungen, Niederterrasse der Neisse; 3 – Anmoor, Niedermoor, Holozän; 4 – Dünen und Flugsand, Pleistozän, z. T. Holozän; 5 – Warthezeitliche Eisrandlagen; 6 – glazifluviatile Ablagerungen, Saale, Warthestadium; 7 – Stauchendmoräne, elsterzeitlich, saalezeitlich überprägt; 8 – (limnisch-)fluviatile Ablagerungen im Urstromtal und seinen Nebentälern einschließlich periglaziärer Sedimente, Saale-Frühglazial, z. T. Elster (einschließlich „Berliner Elbelauf“) bis Weichsel; 9 – glazifluviatile Ablagerungen, Elster, Jüngerer Eisvorstoß; 10 – fluviatile Ablagerungen, „Bautzener Elbelauf“, Tegelen; 11 – Trebendorfer Tertiärhochfläche; 12 – Lage des DTM-Ausschnittes in Abb. 2a

Fig. 1 Location and local geological situation (after LIPPSTREU et al. 2003, simplified and supplemented)
 1 – brown coal open cast mines; 2 – fluvial deposits, lower terrace of river Neisse; 3 – half-bog, fen, Holocene; 4 – dunes and sand drift, Pleistocene, partly Holocene; 5 – ice margin, Warthe stage; 6 – glaciofluvial deposits Saale glaciation, Warthe stage; 7 – push end moraine, Elsterian glaciation, superimposed in Saalian glaciation; 8 – (lacustrine-)fluvial deposits in the ice margin valley and its tributary valleys including periglacial sediments, early Saalian glaciation, partly Elsterian glaciation (including "Berliner Elbelauf") to Weichselian glaciation; 9 – glaciofluvial deposits, Elsterian glaciation, younger stage; 10 – fluvial deposits, "Bautzener Elbelauf", Tegelen; 11 – Trebendorf Tertiary flat upland area; 12 – location of DTM area in fig. 2a

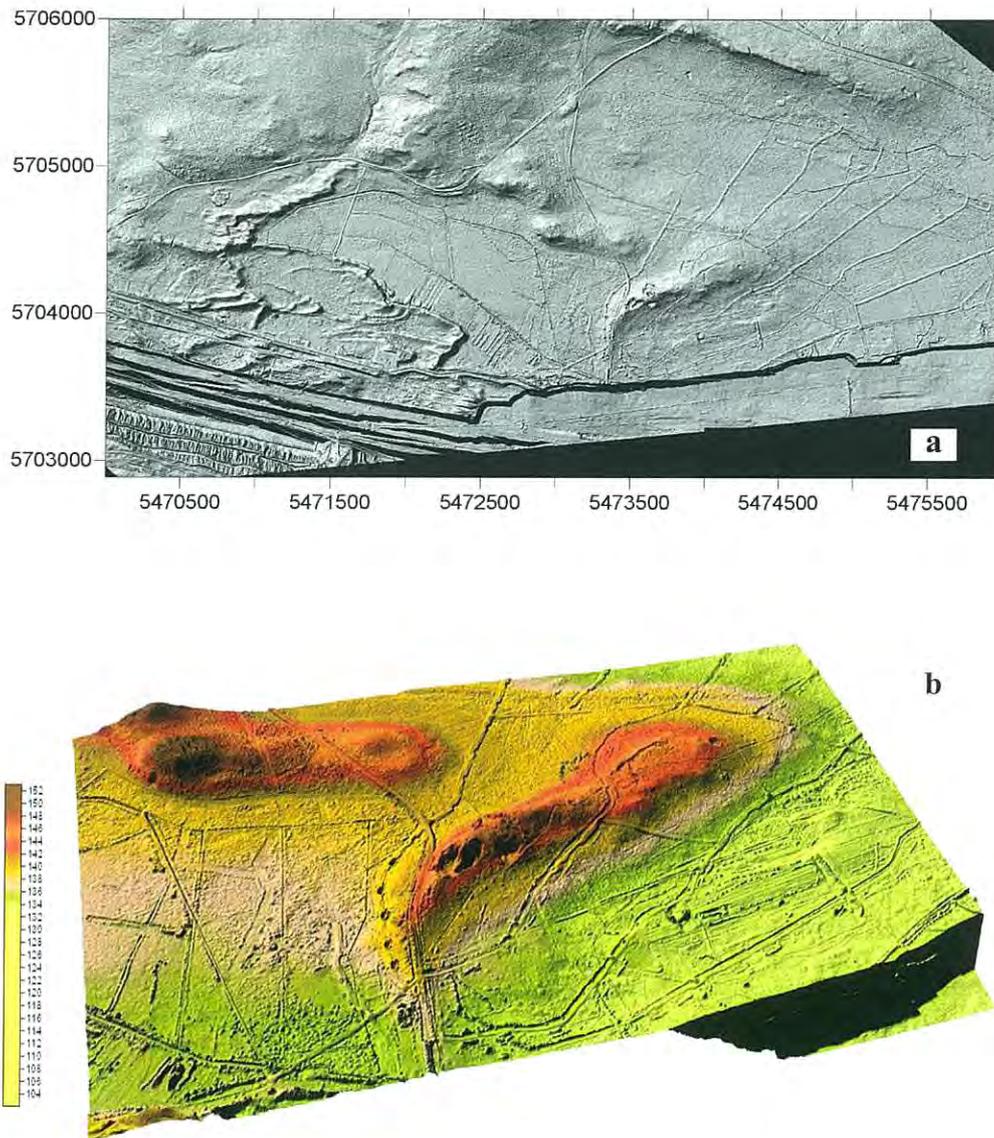


Abb. 2 Die Eichbergstruktur im hochauflösenden digitalen Geländemodell (Digital Terrain Model, DTM) a – Schattenrelief, Bildausschnitt 6,0 x 3,1 km b – räumliche Darstellung, Bildausschnitt 2,0 x 1,5 km, am vorderen rechten Bildrand ist die Tagebaukante sichtbar, 7fach überhöht

Fig. 2 The Eichberg structure in the high-resolution digital terrain model (DTM) a – shadow relief image, display detail 6,0 x 3,1 km b – colour-coded 3D-image, display detail 2,0 x 1,5 km, in front of the right, image border the first cut is to seen, exaggeration 7 x

(Warthe), dem Lausitzer Grenzwall, der wiederum Teil des Südlichen (Märkisch-Schlesischen bzw. Brandenburgisch-Sächsischen) Landrückens ist. Dementsprechend treten mit größter Wahrscheinlichkeit bedeutende Sanderbildungen sowohl elster-2-zeitlichen als auch warthezeitlichen Alters (jüngere Saale) auf (SCHANZE 2005). Hinzu kommt die Existenz von elster-, saale- und weichselzeitlichen fluvialen Ablagerungen (z. B. „Tranitzer Fluvialit“, Diskussion bei LIPPSTREU u. a 1994).

Im Tagebau Nochten wurden darüber hinaus lokal Geschiebelehne, die deutliche Kennzeichen sekundärer Umlagerung aufweisen, bekannt. Sie werden ohne nähere Untersuchungen dem Warthestadium zugeordnet. Die Schmelzwassersande des „Tranitzer Fluvialits“ werden nach regional größerflächig angelegten Untersuchungen frühsaalezeitlich (Prä-Drenthe) eingestuft (LIPPSTREU 2002). Der Übersichtskarte in Abbildung 1 wurde auf Grund des Fehlens detaillierter Untersuchungen die Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000 zu Grunde gelegt (LIPPSTREU et al. 2003). Diese

füßt im Betrachtungsgebiet weitgehend auf den Ergebnissen der quartärgeologischen Erstkartierung für die Lithofazieskarte Quartär (HELLWIG & SCHUBERT 1979). Es ist nicht Ziel dieses Artikels, einen Beitrag zur Alterseinstufung der in Rede stehenden Schichten zu leisten.

Die geologische Bearbeitung für die Erkundung des Tagebaus Nochten erfolgte durch SCHANZE (1972). Der Autor hat bei der Bearbeitung des Quartärs auch die genannten morphologischen Hochlagen untersucht. Am W-Ende des Eichbergs befand sich bereits Ende der 1960er Jahre eine kleine Kiesgrube mit „stark glazigen gestauchtem Material von Sandfraktion bis zu Geschieben“. SCHANZE deutet den Höhenzug am Eichberg als lokale Eisrandlage, als den südlichsten Lobus des Muskauer Faltenbogens. Er bezeichnete ihn vorläufig als Eichberglobus (SCHANZE 1972, S. 113). Diese genetische Interpretation ist entsprechend des damaligen Kenntnisstands folgerichtig; wie die Aufschlüsse im Vorschnitt des Tagebaus Nochten heute zeigen, jedoch nicht zutreffend.

3. Zum Begriff von Kame und Os

Kames und Oser sind nach heutigem Sprachgebrauch hügelbildende, meist geschichtete glazifluviale Sande, Kiese und Schotter (LIEDTKE 1981, HOHL 1989, MURAWSKI & MEYER 1998, Lexikon der Geowissenschaften 2000, u. a.). Der Begriff Kame ist eine umgangssprachliche, schottische Bezeichnung für einen kleinen Hügel, der allmählich einen wissenschaftlichen Inhalt erhalten hat (HOLMES 1947). Erstmals verwendet wurde er 1865 durch T. F. JAMIESEN, eine Definition nahm jedoch erst 1883 bzw. 1884 T. C. CHAMERLIN vor (MURAWSKI & MEYER 1998). Dem Kame steht in gewisser Weise das Os (Ås, Åser, schwedisch: Hügelzug) mit sehr ähnlicher Bedeutung gegenüber. Der Unterschied zwischen beiden ist morphologischer Natur. Oser sind oft 10-20 km lange, sehr schmale, z. T. gratartige Rücken, die künstlich aufgeschütteten Bahndämmen ähneln. Kames hingegen sind breitere und flachere Formen von 3-6 km Länge und 200-500 m Breite, wobei Kleinformen 100 m lang und 30 m breit sein können (KELLER 1952).

Von ursprünglich morphologisch beschreibenden Termini haben sich Kame und Os hin zu genetisch-interpretierenden Bezeichnungen gewandelt. Wichtig für den Kontext des vorliegenden Beitrags ist, dass durch Kiesgrubenaufschlüsse bekannt wurde, dass Kames und Oser z. T. einen Kern aus (bezogen auf die glazifluviatilen Kiese) älteren Schichten (oft Geschiebemergel oder -lehm, Bändertone, andere Tone) besitzen können. Derartige „kernführende“ Strukturen werden Kernkames und Aufpressungsoser genannt (PHILIPP 1914, KELLER 1952, BRAMER 1961 u. a.).

4. Zum Begriff des Diapirs

Der Terminus Diapir (griech: diapeiros – durchstoßen) wurde 1907 durch MRAZEC als beschreibende Bezeichnung für die räumliche Struktur von Salzdomen in die Literatur eingeführt (MURAWSKI & MEYER 1998). Von JACKSON & TALBOT (1991) wird empfohlen, den Diapirbegriff allgemeingültig im Sinne von MRAZEC zu verwenden. Ein Diapir umfasst demnach (S. 7, frei übersetzt)

- (1) eine seitliche oder vertikale Gesteinsintrusionen unabhängig von ihrer Form,
- (2) das Emporquellen intrusionsfähigen oder nicht intrusionsfähigen Gesteins oder
- (3) die Platznahme eines Gesteins in überlagernden, präkinematisch abgelagerten Deckschichten durch passives Durchspießen oder das Aufsteigen an Verwerfungen.

HOHL (1989) zählt zu den Diapiren Vertikalplutone kleinen Durchmessers, besondere Salzstöcke, Tondiapire, Injektionsfalten ..., Ejektivfalten und mantle plumes (Manteldiapire). Aus den praktischen Erfordernissen der Erdölgeologie heraus wurden Salzdiapire von allen Diapirtypen geologisch am intensivsten untersucht. Dabei bildete sich ein relativ eigenständiges Begriffsinventar für ihre Beschrei-

bung und genetische Interpretation heraus, das im „Glossary of Salt Tectonics“ zusammengefasst ist (JACKSON & TALBOT 1991).

5. Beschreibung der Eichberg Kame-/Diapirstruktur

5.1 Überblick

Der Eichberg-Hügel ist geomorphologisch ein Kame (Abb. 2). Die Kiesentnahmestellen (Abb. 3) hatten an vier Lokalisationen hellgraue Tone der Rauno-Formation, die die pleistozäne Schichtenfolge unterlagerten, aufgeschlossen. Strukturgeologisch ist das Kame der Top einer darunter liegenden Diapirstruktur. Sie wird im Folgenden weitgehend mit der Terminologie von JACKSON & TALBOT (1991) beschrieben. Der Begriff „Salz“, z. B. salt wall - Salzmauer wird dabei durch den vorliegenden Tondiapirismus ersetzt, so dass es dann Tonmauer heißt.

Der Eichberg ist ein 100 m langer, leicht sigmoidal gebogener Höhenzug mit örtlich variierender Breite zwischen 70 m und 200 m sowie einer Höhe zwischen 2 m und 7 m. Er hat keine durchgehende Kammlinie. Im WSW ist er sehr flach, im W sind zwei undeutliche, schmale, parallel verlaufende Rücken ausgebildet. Erkennbar wird die Detailmorphologie nur im hochauflösenden digitalen Geländemodell, hier mit einer Lagegenauigkeit von besser als 0,5 m und einer Höhengenaugkeit von besser als 0,15 m (Abb. 2). Das DGM ist ein Digital Terrain Model (DTM), bei dem die tatsächliche Erdoberfläche, nicht die Geländeoberfläche mit der Oberkante der Vegetation, Dachhöhen der Häuser u. ä. abgebildet werden. Die technischen Daten des hier verwendeten Modells beschreiben STACKEBRANDT & JANY (2003).

Die narbige Struktur der Erdoberfläche in der Umrandung des Eichberges ist anthropogenen Ursprungs. Eigentlich müsste hier die Erdoberfläche eben und glatt sein. Das Gebiet war mit Mischwald bewachsen, der im Vorfeld des Tagebaus gefällt wurde. Beim Roden der Wurzeln wurden diese auf 1-2 m hohe Haufen zusammengetragen. Gleichzeitig entstanden Sandhaufen und Sandlöcher von etwa 1 m Höhe. Bedingt durch die hohe Auflösung des DTM werden auch Straßen, Wege, Waldschneisen und Brunnengalerien sichtbar, die das Bild zwar optisch beherrschen, aber für die geologische Interpretation keine Rolle spielen.

Der SW-Teil des Eichbergs wurde durch einen kompliziert gebauten, SW-NE-streichenden Tondiapir von 550-600 m Länge unterlagert. Der mittlere und E-Teil des Eichbergs besteht nur aus glazifluviatilen Sanden und Kiesen, die die morphologische Kamestruktur bilden (Abb. 3).

Der Ton der Rauno-Formation lag mit undeformierter, ebener Hangendfläche außerhalb des Diapirs etwa 10 m unter der Oberfläche der Eichbergumgebung. Durch den hier beschriebenen Teil des Eichberges verläuft im Untergrund in NW-SE-streichender Richtung die NE-Flanke der tektonischen Störungszone „Graben von Nochten“, an der die tertiären Schichten um 5-10 m versetzt sind. Die Graben-

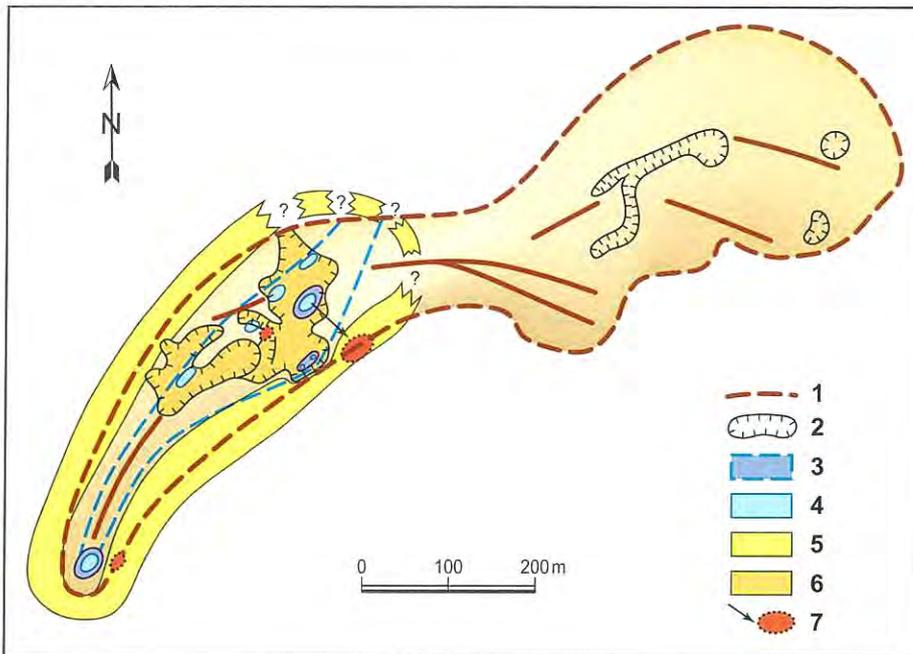


Abb. 3 Strukturskizze der Kame-/Diapirstruktur des Eichbergs bei Nochten

1 – morphologischer Umriss des Eichberges; 2 – Kiesentnahmestellen; 3 – Tonmauer, Diapir der ersten Generation; 4 – Tochterdiapire; 5 – Randsenken der ersten Generation; 6 – Randsenken der zweiten Generation; 7 – wurzellose Tonschollen mit Transportrichtung

Fig. 3 Sketch map of the kame/diapir structure of the Eichberg hill near Nochten

1 – morphological contour of the Eichberg; 2 – gravel pits; 3 – clay wall, diapir of first generation; 4 – daughter diapirs; 5 – rim synclines of first generation; 6 – rim synclines of second generation; 7 – rootless clay rafts with transport direction

tieflage ist ca. 500 m breit. Das Quartär wurde nicht mit verworfen. Lithologisch bestand die Rauno-Formation aus einer Wechsellagerung von hellgrauen bis hellbraunen, plastischen, schichtunglosen Tonen sowie tonigen Kiesen und Grobsanden. Letztere waren in Form von Linsen oder Bänken mit Mächtigkeiten im Meterbereich in den Ton eingeschaltet.

5.2 Der Aufbau des Diapirs

Der Tondiapir wurde durch einen Schaufelradbagger (SRS 6300) im Vorschnittbetrieb des Tagebaues flach unter einem Winkel von 25° angeschnitten und überbaggert (Abb. 2b). Die Böschungshöhe betrug in diesem Bereich 29-32 m; die Höhe der einzelnen Baggerscheiben schwankte zwischen 4-8 m. Für die obere Abbauscheibe wurde technologisch eine Höhe von 6-8 m gewählt. (Abb. 4).



Abb. 4
Vorschnittböschung im Tagebau Nochten, westlich des Eichbergs,
Foto: P. Radke

Fig. 4
First cut carried out by bucket-wheel excavator of open cast mine Nochten
in the Western of the Eichberg hill,
Photo: P. Radke

Die Folge des treppenförmigen Aufschlusses und des flachen Anschnitts waren verzerrende Anschnittseffekte, so dass zwar generell die Diapirstruktur erkennbar war, durch Stoßfotographie oder -kartierung allein aber kein instruktiver geologischer Schnitt erhalten werden konnte. Aus der Summe der Einzelbeobachtungen wurde deshalb ein Blockbild zusammengestellt, das im 90°-Querschnitt zur Struktur den Gesamtüberblick gibt (Abb. 5). Detailfotos dokumentieren geologisch relevante Ausschnitte (Abb. 6 bis 14).

Insgesamt war die Diapirstruktur 550-600 m lang (Abb. 3). Sie war im Ganzen eine Tonmauer von 10 m bis ca. 70 m Breite und durchschnittlich von 5-8 m

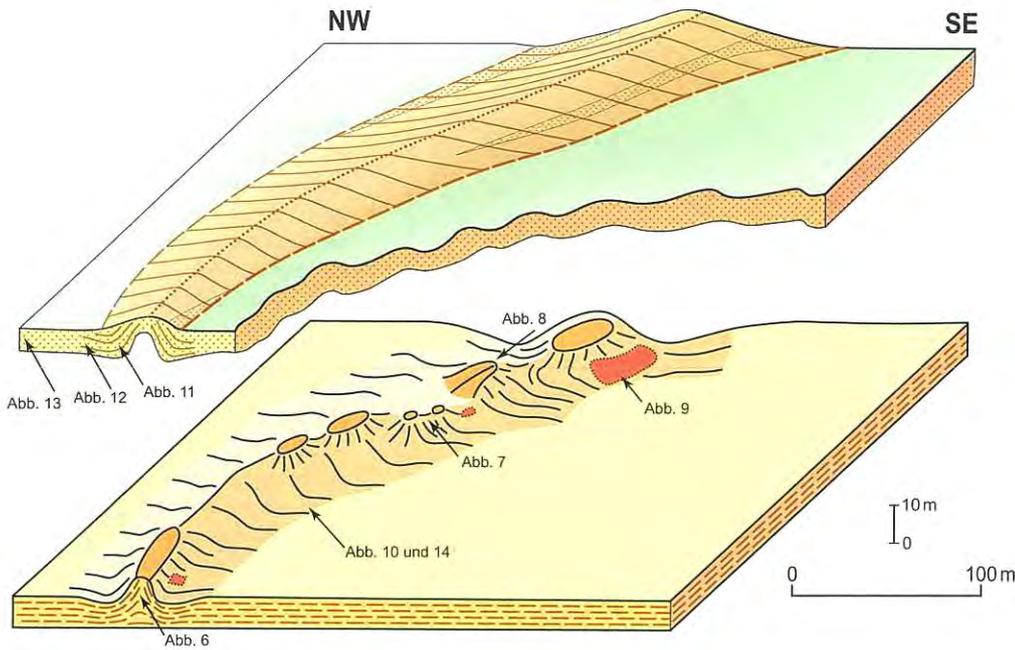


Abb. 5
Blockbild der
Eichberg-Diapir-
/Kamestruktur mit
Lage der Abbildungen 6-14, die Pfeile
bezeichnen die
Blickrichtung

Fig. 5
Block diagram of
the Eichberg kame/
diapir structure, location of figures 6-14,
the arrows show
the view direction

Höhe. Seitlich wurde sie durch zwei trogförmige, gestreckt verlaufende Randsenken begleitet. Im Bereich der drei benachbarten Kiesentnahmestellen (Abb. 2b) verzweigte sich die Tonmauer. Aufgesetzt auf diese Hauptstruktur tra-

ten Tochterdiapire auf. Diese waren flache Beulen in Dekameter-Dimension mit einer Längserstreckung parallel der Tonmauer (Abb. 5), Aufpressungen in Form von spitzen Fließfalten (Knickfalten, Abb. 8) oder daumenartigen

Durchspießungen (Abb. 7) im Dezimeter- bis Meterdurchmesser. Diese sekundären Diapire besaßen eine zweite Generation von Randsenken, die mit ihrer Basis morphologisch etwa 5 m höher lagen als die beiden Randsenken der ersten Generation. Die Randsenken der zweiten Generation umgaben die sekundären Diapire und hatten unregelmäßige Formen. Mitunter hatten sie einen isometrischen Umriss. In den Kiesentnahmestellen wurde die zweite Generation von Randsenken abgebaut. Die Abbaufolgen folgten im Umriss und in der Tiefe diesen Randsenken (Abb. 3). Die Kiese und Schotter der Haupttrandsenken waren der Tonmauer parallel vorgelagert. Sie waren nicht Gegenstand der Kiesgewinnung, weil sie am Außenrand bzw. außerhalb des Kames in einer Tiefe von mehreren Metern unterhalb der Rasenoberkante des Vorlands lagen.

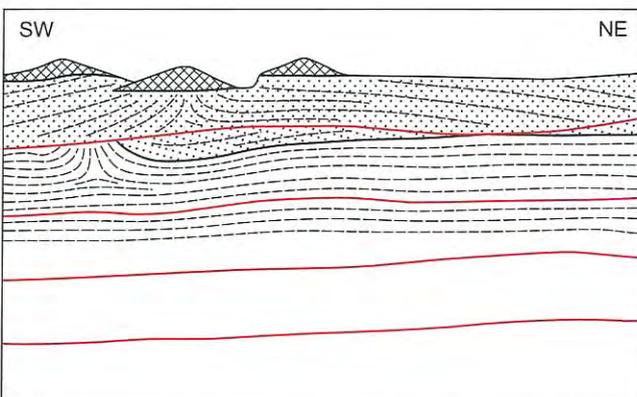


Abb. 6
Top des Tondiapirs
(Rauno-Formation),
Scheibenhöhe ca. 6 m
(die roten Linien markieren die Scheibeneinteilung)

Fig. 6
Top of the clay diapir
(Rauno Formation),
height of the slope (the
red lines mark the
slopes)

An die Erdoberfläche durchgebrogene Diapire bildeten



Abb. 7
Daumenförmige Durchbrüche von zwei Tochterdiapiren. Am Südwestlichen Diapir ist eine Tonzunge ausgebildet, Aufschlusshöhe ca. 5 m

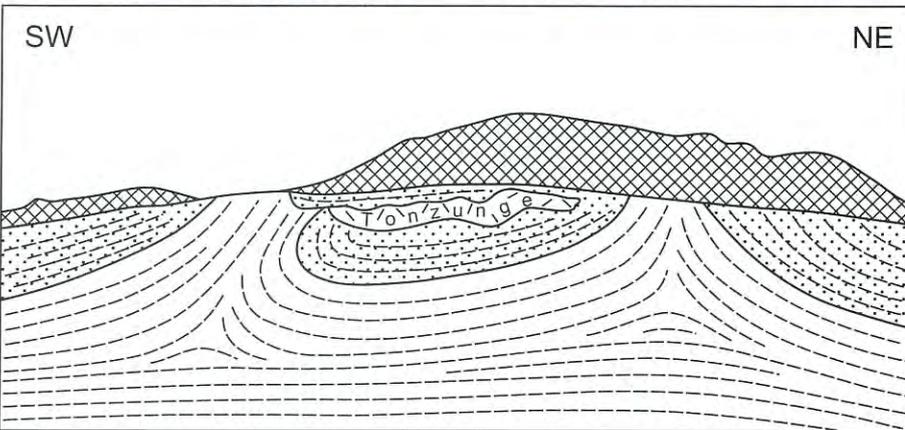


Fig. 7
Thumb shape piercings of two daughter diapirs. At the Southwestern rim of the diapir a clay tongue is developed, height of outcrop approx. 5 m.



Abb. 8
Durchbruch des Diapirs (Tone und Kiese der Rauno-Formation) in Form einer asymmetrischen, geneigten Fließfalte. Die Faltenachse taucht flach in die Bildebene hinein ab. Im Hangenden der Falte ist eine Randsenke aus Kiesen und Schottern ausgebildet, Aufschlusshöhe ca. 4,5 m (Kiesentnahmestelle).

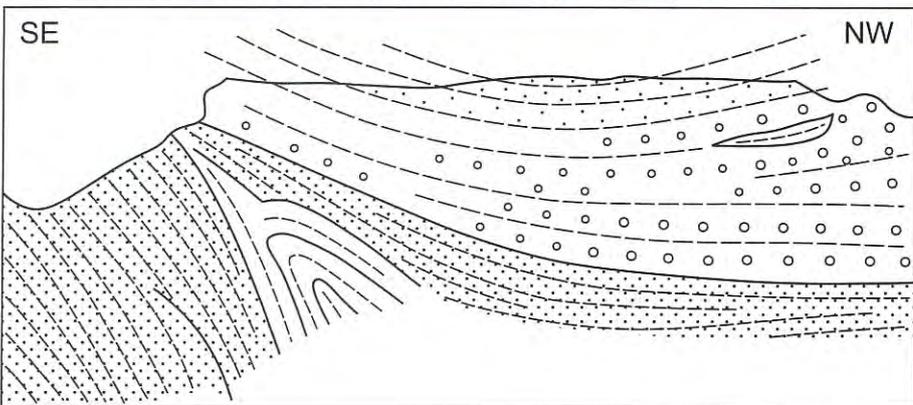


Fig. 8
Diapir piercing (clays and gravels of Rauno Formation) in form of an asymmetric inclined flow fold. The fold axis dips under a flat angle into the image plane. There is a peripheral sink consisting of gravels and boulders developed in the hanging of the fold. Height of outcrop approx. 4,5 m (sandpit).

Tonzungen (Abb. 7). Aus ihnen entwickelten sich durch gravitatives Abgleiten verdriftete, wurzellose Schollen (Abb. 9). Sie schwammen in den glazifluviatilen Sedimenten. Ihre beobachtete Mächtigkeit lag bei einigen Dezimetern

und überschritt 2 m nicht. Ihre Breite (gemessen quer zur Bewegungsrichtung) erreichte mehr als 25 m. Die Länge in Richtung ihrer Bewegung konnte aufschlussbedingt nicht beobachtet werden. Bemerkenswert ist die extreme Ge-



ringmächtigkeit der Schollen im Verhältnis zu ihrer Länge (1 : 10; 1 : 20 oder noch kleiner). Zum Teil wurde der nach oben durchgebrochene Ton auch glazifluviatil aufgearbeitet. Er schwamm in Form von dm-großen Tongeröllen von unregelmäßiger Gestalt in den glazifluviatilen Kiesen und Sanden bzw. dispergierte er und bildete auf meter- bis dekametergroßen Anschnittsflächen ein weißes, toniges Bindemittel in den Sanden und Kiesen.

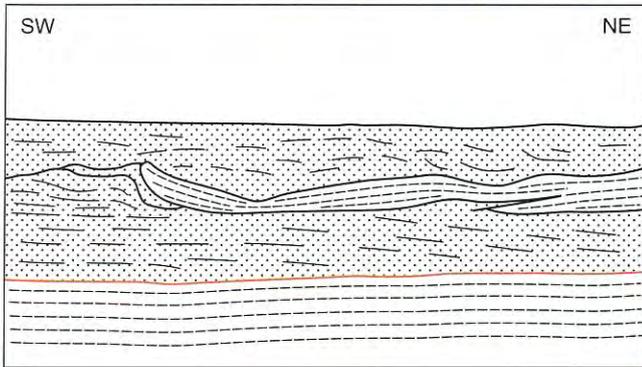


Abb. 9
Gleitscholle von nach oben durchgebrochenem Ton in glazifluviatilen Sanden und Kiesen schwimmend. Die Bildebene steht senkrecht zur Bewegungsrichtung der Scholle, Scheibenhöhe ca. 6 m (die rote Linie markiert die Unterkante der obersten Abbauscheibe).

Fig. 9
Rootless clay raft swimming in glaciofluvial sands and gravels (gravity gliding). The movement direction is perpendicular to the image plane, height of stoep approx. 6 m (the red line marks the lower edge of stoep).



Sehr reine Tone ohne Kieslagen waren gelegentlich druckgeschiefert (dünnplattige Absonderung, z. T. mit Harnischen).

5.3 Aufbau des Kame und der Randsenken

Die beiden parallel zur Tonmauer verlaufenden Randsenken der ersten Generation hatten eine Breite von 20 m bis max. 50 m und waren mit groben glazifluviatilen Schottern, Kiesen und Sanden gefüllt (Abb. 6, 10, 13-14). Ursprünglich hatten sie eine hellgraue Farbe. Verbreitet traten sekundär durch Eisenausfällungen entstandene limonitbraune Farben auf. Bevorzugt wurde die Braunfärbung in groben Schichtpartien (z. B. Abb. 12) oder in unregelmäßiger Verteilung beobachtet. Teilweise waren nicht schichtparallel verlaufende Limonitisierungsfronten ausgebildet. Kiese und Sande mit Bindemittel aus dem Ton der Rauno-Formation hatten generell hellgraue bis weiße Farbe.

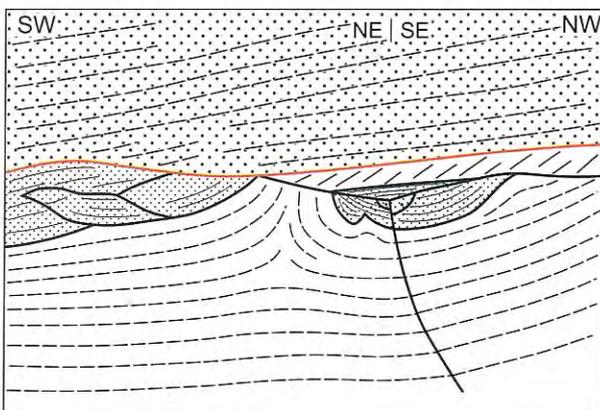


Abb. 10
Tondiapir mit zwei Randsenken aus glazifluviatilen Sanden und Kiesen, Höhe des Diapirs ca. 6 m (die rote Linie markiert die OK der 2. Abbauscheibe)

Fig. 10
Clay diapir with two peripheral sinks consisting of glaciofluvial sands and gravels, height of diapir (lower stoep) approx. 6 m



Aus dem Vorland des Kames kommend bestand die glazifluviatile Schichtenfolge vorwiegend aus parallelgeschichteten Sanden und Kiesen (laminated sand sheets, Abb. 13). Mit dem Übergang in die Randsenken nahm die Mächtigkeit der einzelnen Schichten zu, maximal auf das Doppelte. Verbunden mit der Mächtigkeitszunahme war eine generelle Kornvergrößerung (Schotter und Gerölle) und ein Übergang der Parallelschichtung in eine überwiegende Schrägschichtung (down stream accretion deposit; Abb. 12). An den Flanken des Diapirs waren in den Kiesen und Sanden lokale Winkeldiskordanzen (Schichtcharungen) ausgebildet (Abb. 11). Es wurden maximal drei übereinanderliegende Diskordanzen beobachtet. Örtlich enthielten beide Randsenken linsenförmige Gleitschollen (Phacoide) aus glazifluviatilen Sanden und Kiesen (Abb. 10 und 14).

Abb. 11
Zwei Diskordanzflächen (Schichtcharungen) von glazifluviatilen Sanden und Kiesen in der Randsenke der ersten Generation nordwestlich der Tonmauer, Aufschlusshöhe ca. 5 m

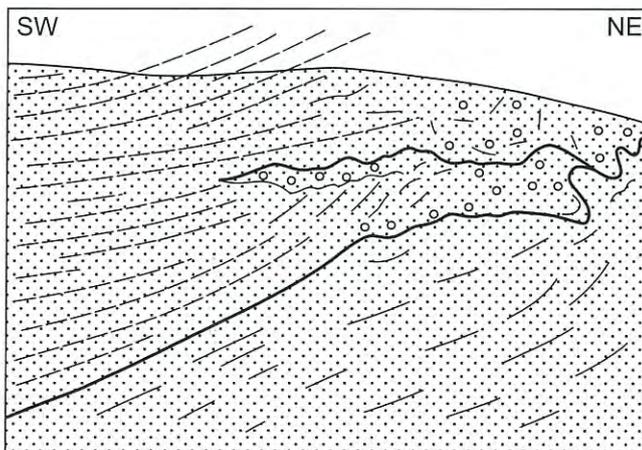


Fig. 11
Two overlaps (angular unconformities) in glaciofluvial sands and gravels in the rim syncline of first generation in the northwestern of the clay wall, height of outcrop approx. 5 m



Abb. 12
Schrägschichtung (down stream accretion deposits) in glazifluviatilen Kiesen der Randsenke aus Abb. 11

Fig. 12
Down stream accretion deposits, in glaciofluvial gravels of the rim syncline, detail from fig. 11



Abb. 13
Vorwiegend Parallelschichtung (laminated sand sheets) in glazifluviatilen Kiesen der Randsenke aus Abb. 11

Fig. 13
Predominantly laminated sand sheets in glaciofluvial gravels in the rim syncline from fig. 11

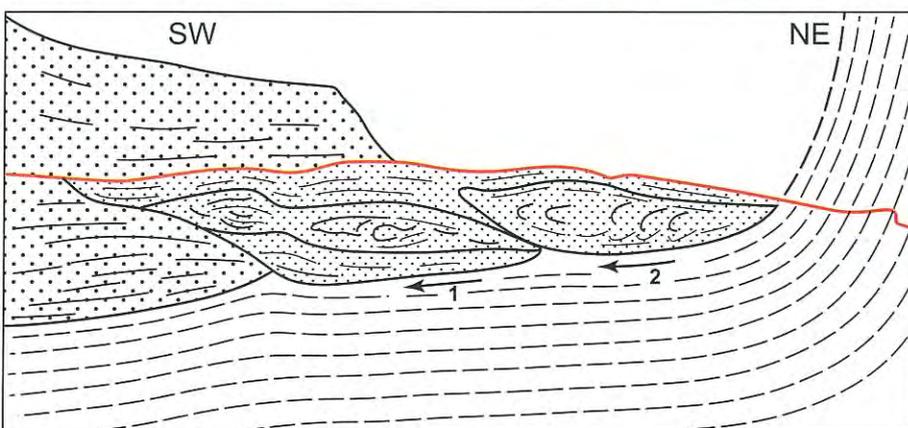


Abb. 14
Gleitschollen (gravity gliding) von höherliegenden Randsenken- oder Deckschichten nordwestlich der Tonmauer (Randsenke der ersten Generation), Aufschlusshöhe ca. 5 m (die rote Linie markiert die Unterkante der oberen Abbauscheibe)

Fig. 14
Rafts (phacoids, gravity gliding) consisting of hanging rim syncline or overburden deposits in the northwestern of the clay wall (rim syncline of first generation), height of outcrop approx. 5 m (the red line marks the lower edge of highest slope)

Die Randsenken der zweiten Generation begleiteten die der Tonmauer aufsitzenden Diapire der zweiten Generation. Entsprechend ihrer kleineren Dimension und ihrer Beulen- oder Daumenform sind die Randsenken stärker gegliedert und flächenhaft kleiner. Es waren mehr oder weniger isometrische Senken mit umlaufendem Streichen. Ihre Füllung war häufig gröber als die der Randsenken der ersten Generation. Es traten verbreitet Kiese und Schotter mit Blöcken bis 0,5 m Durchmesser auf.

Alle Sande und Kiese des Kamelhügels waren geschichtet. Die generelle Kamemorphologie wurde durch die Schichtung in grober Form nachgezeichnet. Der Top wurde später (weichselzeitlich und/oder jünger) äolisch erodiert. Dabei wurde das feine Material ausgeblasen (Dünenfeld von Nochten), und es bildete sich eine flächenhaft verbreitete Bestreuung mit Windkantern. Im Ergebnis dessen wurde hier die glazifluviatile Schichtung diskordant durch die Erdoberfläche abgeschnitten (Abb. 8 und 11).

Weitere Bestandteile der Randsenken beider Generationen waren lokale Tonzungen, Tonschollen sowie toniges Bindemittel aus dispergiertem, durchgebrochenem Ton (s. Pkt. 5.2).

6. Interpretation

Unter dem Kame des Eichbergs befand sich ein komplex aufgebauter Tondiapir, der sich in einer ersten Etappe als flache Tonmauer entwickelte. Syngenetisch senkten sich parallel zur Tonmauer zwei Randsenken ein. Schichtmächtigkeitserhöhungen und Kornvergrößerungen in den Randsenkensedimenten sind die Belege für die gleichzeitige Diapir- und Randsenkenbildung. Die Winkeldiskordanzen am Diapirrand zeigen an, dass seine Heraushebung schubweise er-

folgte. Mit dem Aufdringen des Diapirs hat sich auch die morphologische Kamestruktur entwickelt. Zunehmende Reliefenergie führte zur Entstehung von gravitativen Gleitschollen.

In einer zweiten Entwicklungsetappe wurden dem Tonwall als Diapir der ersten Generation mehrere beulen- und daumenförmige Tochterdiapire (Diapire der zweiten Generation) aufgesetzt.

Tonzungen und wurzellose Tonschollen dokumentieren den Durchbruch von Diapirmassen an die Erdoberfläche. Es kann nicht im Einzelnen nachvollzogen werden, ob nur die Tochterdiapire durchgebrochen sind oder örtlich auch der Tonwall. Beim Durchbrechen des Diapirs sind blattförmig dünne Tonmassen ausgepresst worden. Entsprechend der syngenetischen Ablagerung der Randsenkensedimente sind die Tonmassen in Schmelzwässern extrudiert worden. Hier wurden sie durch die hohe Strömungsenergie des Wassers zu Tongeröllen aufgearbeitet oder vollständig dispergiert und als Bindemittel in glazifluviatilen Sedimenten wieder abgelagert. Unter weniger hochenergetischen Bedingungen bildeten sich Tonzungen und aus diesen wurzellosen Schollen. Die geringe Mächtigkeit der wurzellosen Schollen im Verhältnis zu ihrer Längserstreckung kann dadurch erklärt werden, dass sie durch das subaquatische Austreten in das Schmelzwasser einen starken Auftrieb erhielten und gleichzeitig mit sehr geringer Reibung gravitativ am Kamehang abrutschten. Auf diese Weise waren sie nur einer relativ geringen mechanischen Zerstörung ausgesetzt.

Im Sinne von LIEDTKE (1981, S. 80) sind Kames als Sonderformen von Sandern aufzufassen. Übereinstimmend damit entspricht die vom Eichberg beschriebene Art der Sedimente und ihre Schichtung der von Sandern. Abgesehen von kleineren, lokalen Vergenzen (z. B. Abb. 8) ist die Gesamtstruktur im Wesentlichen vertikalsymmetrisch aufgebaut. Damit kommt als deformierende Kraft nur eine vertikal wirkende in Betracht. Ferner setzt das plastische Fließen des Tons ungefrorene Bodenverhältnisse und Wassersättigung voraus. Diese sind in Auftauböden nach dem Eiszerfall gegeben. Damit ergibt sich als Kraftquelle der vertikale Belastungsdruck sich nicht mehr bewegend, abschmelzenden Eises, wobei das Kame in einer eisfreien Zone zwischen Toteisblöcken entstand. Die quer zum Streichen des Tondiapirs weit auslaufenden glazifluviatilen Schichtpakete erfordern eine eisfreie Zone von mindestens 300 m, vielleicht sogar 500 m Breite. Der das Kame sedimentierende Schmelzwasserfluss muss dementsprechend groß dimensioniert gewesen sein.

Der Eichberg ist morphologisch zweifelsfrei ein Kame. Als Struktur des „Tiefenbaus“ bildet ein Tondiapir seinen Kern. Da die beiden Begriffe auf seine geologische Beschreibung zutreffen, aber unterschiedliche Aspekte betrachten (Geomorphologie, struktureller Tiefenbau), wird der Eichberg als Kame-/Diapirstruktur bezeichnet. „Kerne“ in Kames und Osern sind seit langem bekannt (siehe Punkt 3), aber

die Präfixe „Kern“ und „Aufpressung“ werden dem geologischen Phänomen nicht hinreichend gerecht. „Kern“ ist zu allgemein und „Aufpressung“ (Kernkame, Aufpressungskame) bezieht sich auf einen unscharf wiedergegebenen genetischen Prozess.

Die Eichbergstruktur ist ein instruktives Beispiel für Prozesse der frostbedingten Sedimentation und Schichtdeformation am Rande einer zerfallenden Inlandeisbedeckung über tieferreichendem Lockergesteinsuntergrund. Es belegt ein weiteres Mal die Bedeutung solikinetischer Prozesse in der 10 m bis 100 m-Dimension. Auf die grundsätzliche Bedeutung der Vorgänge des Bodenfließens im Zusammenhang mit dem Zerfall von Dauerfrostböden haben RUCHHOLZ (1977, Pelitokinese) und EISSMANN (1978, Mollisoldiapirismus) hingewiesen. Die flächenhafte Verbreitung derartiger Strukturen hat BANKWITZ (1982, S. 78) durch Satellitenbilddauswertungen in Mecklenburg-Vorpommern unter der Bezeichnung „Blumenkohlstrukturen“ exemplarisch dargestellt. Zur Beschreibung und Interpretation dieser Deformationen ist die Anwendung strukturgeologischer Arbeitsmethoden und des dazugehörigen Begriffsinventars zielführend. Die Anwendung strukturgeologischer Arbeitsmethoden in der Glazialtektonik hat im deutschsprachigen Raum bereits MÖBUS akzentuiert vertreten und praktiziert (MÖBUS 1984 u. a.).

Zusammenfassung

Es wird der geologische Aufbau eines Kames (Eichberg bei Nochten) mit einem darunter liegenden Diapir als Kame-/Diapirstruktur beschrieben. Das Kame liegt auf der Trebendorfer Tertiärhochfläche im Übergangsbereich zwischen dem (Nieder-)Lausitzer Grenzwall und dem Lausitzer Urstromtal (Warthezeitliche Haupteisrandlage, Saaleglazial) im Niederlausitzer Braunkohlenrevier in Nordsachsen. Es wurde durch den Vorschnitt des Braunkohlentagebaus Nochten überbaggert. Dabei bestand die einzigartige Gelegenheit, unter dem 2-7 m hohen Kamehügel einen kompliziert aufgebauten Tondiapir (Tone und Kiese der Rauno-Formation, Miozän) zu beobachten und zu dokumentieren. Unter dem Kame war eine Tonmauer als Diapir der ersten Generation ausgebildet. Ihm saßen als Diapire einer zweiten Generation beulen- und daumenförmige Tochterdiapire auf. Beiderseits der Tonmauer sowie um die Tochterdiapire herum waren synkinetische Randsenken mit Mächtigkeits erhöhungen der Randsenkensedimente, gravitative Gleitkörper der Diapirrand- bzw. -hangensedimente, Schicht-scharungen an den Diapirkörpern (Winkeldiskordanzen) und wurzellose Tonschollen des an die Oberfläche durchgebrochenen Diapirs aufgeschlossen, die synsedimentär in die Randsenken hinein geglitten sind. Entsprechend dieser Beobachtungen entstand die Kameform an der Erdoberfläche unter glazifluviatilen Bedingungen in der Phase des Eiszerfallsprozesses. Es wird auf die grundsätzliche Bedeutung der frostbedingten Sedimentation und Schichtdeformation am Rande des zerfallenden Inlandeises sowie die Zweckmäßigkeit der Anwendung strukturgeologischer

Arbeitsmethoden und des in der Strukturgeologie üblichen Begriffsinventars bei der Beschreibung der Deformationen hingewiesen.

Summary

The geological structure of a kame (near the village Nochten) connected with an underlying diapir as kame/ diapir structure is described. The kame is located on the Trebendorf Tertiary flat upland area in the boundary zone between the (Nieder-)Lausitzer Grenzwall (main endmoraine of the Warthe stage, younger Saale glaciation) and the Lausitzer Urstromtal (ice marginal valley of the Warthe stage) in the Lausitzer brown coal mining district in Northern Saxony. The structure had been excavated during the mining process. Thereby, the authors had the unique opportunity to observe and to document a complicated clay diapir underlying the 2-7 m high kame hill. The diapir consists of clays and gravels of the Rauno Formation (Miocene). Below the structure a clay wall was developed as the first diapir generation. On the clay wall there were daughter diapirs in form of bulbs and thumbs as second diapir generation. At the rims of the clay wall as well as surrounding the daughter diapirs were found synkinematic rim synclines with sediment thickening in the peripheral sink, gravity gliding structures, overlaps (angular unconformities) and rootless clay rafts. Concerning these observations the kame hill was caused under glaciofluvial conditions in the phase of deglaciation. This article points to the general meaning of frost influenced sedimentation and deformation at the rim of melting inland ice caps as well as suitability of the tectonic methods and technical terms to describe and interpret soft sediment deformations.

Danksagung

Die Vattenfall Europe Mining AG ermöglichte und unterstützte die Geländeuntersuchungen der Eichbergstruktur in großzügiger Weise. Das Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg sowie das Landesamt für Umwelt und Geologie Sachsen, Bereich Boden und Geologie, Freiberg ermöglichten die Nutzung ihrer Bibliotheken und Archive. Herr Peter Suhr, LfUG Sachsen, Freiberg förderte die Untersuchung durch zahlreiche Diskussionen und Hinweise zum Manuskript. Herr Peter Radke fertigte das Hub-schrauberfoto der Vorschnittböschung an, Herr Sven Jany, MILAN-Flug GmbH und Herr Reinhard Birk, Cottbus waren uns bei technischen Fragen der Bildbearbeitung behilflich. Herr Detlef Mehla, LBGR Brandenburg, Kleinmachnow fertigte die Reinzeichnungen der Abbildungen an. Allen Genannten möchten wir vielmals danken.

Literatur

ATANASOW, O., SEIBEL, O. & H. PETRICK (1985): Neue Erkenntnisse zur Gliederung der Raunoer Folge im Bereich der Trebendorfer Hochfläche - Lausitzer Braunkohlenrevier. - Poster zum Berg- und Hüttenmännischer Tag, Freiberg

BANKWITZ, P. (1982): In: SAGDEJEW, R. S., SALISTSCHEW, K. A. & H. KAUTZLEBEN (Hrsg.): Atlas zur Interpretation aerokosmischer Multispektralaufnahmen. Methodik und Ergebnisse. - 83 S., Berlin (Akademie-Verlag) / Moskau (Verlag Nauka)

BRAMER, H. (1961): Bemerkungen zum Problem der Aufpressungs-Oser. - *Geologie*, **10**, S. 480-492, Berlin

Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002

EISSMANN, L. (1978): Mollisoldiapirismus. - *Z. f. angew. Geol.* **24**, 6, S. 130-138, Berlin

GEIKIE, J. (1894): The great ice age and its relation to the antiquity of man. - Third edition, London (Edward Stanford)

JACKSON, M. P.A. & C. J. TALBOT (1991): A glossary of salt tectonics. - *Geological Circular* **91**, 4, Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, 44 S., Austin, Texas

HOHL, R. (1989): Die Entwicklungsgeschichte der Erde, Brockhaus Nachschlagewerk Geologie. - 7. Aufl., 703 S. - Leipzig (VEB F. A. Brockhaus Verlag)

KOCH, E. & W. ALEXOWSKI (1999): Geologische Karte der eiszeitlich bedeckten Gebiete von Sachsen 1 : 50 000 (GK 50). - Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Blatt Weißwasser, Freiberg

HELLWIG, D. & G. SCHUBERT (1979): Lithofazieskarte Quartär 1 : 50 000 (LHQ), Blatt Weißwasser 2470. - Zentrales Geologisches Institut, Berlin

HOLMES, C. D. (1947): Kames. - *Am. J. Sc.* **245**, 4, S. 240-249, Stuttgart

KELLER, K. (1952): Beitrag zur Frage Oser oder Kames. - *Eiszeitalter und Gegenwart* **2**, S. 127-132, Öhringen

KUPETZ, M. (1997): Geologischer Bau und Genese der Stau-chendmoräne Muskauer Faltenbogen. - *Brandenburg. geowiss. Beitr.* **4**, 2, S. 1-20, Kleinmachnow

Lexikon der Geowissenschaften in sechs Bänden (2000). - Spektrum, Landscape GmbH (Red.), Heidelberg, Berlin (Akademischer Verl.)

LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. - *Forschungen zur deutschen Landeskunde*, 204, 2. erw. Aufl., 307 S., Trier

LIPPSTREU, L. (2002): In: Atlas zur Geologie von Brandenburg im Maßstab 1 : 1 000 000. - Landesamt für Geowis-

- senschaften und Rohstoffe Brandenburg, 2. Aufl., S. 120, Kleinmachnow
- LIPPSTREU, L., HERMSDORF, N., SONNTAG, A. & H. U. THIEKE (1994): Zur Gliederung der quartären Sedimentabfolgen im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Jänschwalde und in seinem Umfeld – Ein Beitrag zur Gliederung der Saale-Kaltzeit in Brandenburg. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **1**, 1, S. 15-35, Kleinmachnow
- LIPPSTREU, L. et al. (2003): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt CC 4750 Cottbus. - Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover
- MÖBUS, G. (1984): Strukturtektonische Arbeitsmethoden in der Glazialtektonik. - Z. geol. Wiss. **12**, 3, S. 335-347, Berlin
- MURAWSKI, H. & MEYER, W. (1998): Geologisches Wörterbuch. - 10. Aufl., 278 S., Stuttgart (Enke)
- PHILIPP, H. (1914): Zur Theorie der Os-Entstehung. - Zentralbl. für Mineral., S. 221-222, Stuttgart
- RUCHHOLZ, K. (1977): Zur Genese gravitativer Schicht- und Sedimentkörper-Deformationen in Vereisungsgebieten. - Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, **XVII**, Mat.-nat. R. Nr. 12, S. 49-57, Greifswald
- SCHANZE, W. (1968): Binnendünenbildungen südlich von Weißwasser. - Geologie **17**, S. 473-474, Berlin
- SCHANZE, W. (1972): Ergebnisbericht Braunkohle Nochten – 1965 bis 1969. - VEB Geologische Erkundung Freiberg, 217 S., Freiberg (unveröff.)
- SCHANZE, W. (2005): Der Kiessandtagebau Kromlau – ein geologischer Aufschluß im Muskauer Faltenbogen. - Ber. Naturforsch. Ges. Oberlausitz **13**, S. 151-156, Görlitz
- SCHUBERT, G. (1978): Aufschlußbefunde zu einer jungpleistozänen Laufverlegung der Neiße (Nochtener Neißelauf) und zur Terrassengliederung. - Z. Geol. Wiss. **7**, S. 463-477, Berlin
- STACKEBRANDT, W. & S. JANY (2003): Airborne Laserscanning für geologische Detailuntersuchungen und Abwehr bergbaubedingter Gefahren im Muskauer Faltenbogen; Südost-Brandenburg. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **10**, 1/2, S. 1-6, Kleinmachnow
- WOLF, L. & G. SCHUBERT (1994): Die spättertiären bis elstereiszeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elsterkaltzeit in Sachsen. - Geoprofil **4**, S. 1-43, Freiberg
- Anschrift der Autoren:
Dipl.-Geoln. (FH) Heidrun Domko
heidrun.domko@vattenfall.de
Vattenfall Europe Mining AG
An der Heide
03139 Spremberg - Schwarze Pumpe
- Dr. Manfred Kupetz
manfred.kupetz@t.online.de
Schulweg 1 a
03055 Cottbus

Nachruf für Professor Dr. Hans-Joachim Bautsch

Am 22. Juni 2005 verstarb Professor Dr. habil. rer. nat. Hans-Joachim Bautsch plötzlich im Alter von 75 Jahren in Berlin. Fassungslos und voller Trauer haben seine Familie sowie Freunde und Kollegen von ihm Abschied genommen. Die Berliner Mineralogie verlor einen ihrer profiliertesten Hochschullehrer und Petrologen der Nachkriegsgeneration, die sich um den Wiederaufbau der geowissenschaftlichen Forschung in der DDR verdient gemacht hat.

Hans-Joachim Bautsch wurde am 20. September 1929 in Samswegen, Kreis Wolmirstedt, geboren und verbrachte in der ländlichen Umgebung eine unbeschwernte Kindheit und seine frühe Jugend. Diese wurde jäh beendet, als er noch kurz vor dem Kriegsende als Flakhelfer dienstverpflichtet wurde. Seine traumatischen Kriegserlebnisse – nur mit knapper Not entging er der Erschießung durch die Feldgendarmarie – haben seine Pazifismus nahe Grundeinstellung geprägt, die er seinen engsten Schülern nicht vorenthielt.

Nach dem Krieg legte Hans-Joachim Bautsch 1949 an der Oberschule in Haldensleben sein Abitur ab und beschrift einen beruflichen Werdegang, der für die Jahre des Neuanfangs im Osten Deutschlands typisch war. Er arbeitete zwei Jahre im Stahlwerk Hennigsdorf und wurde 1951 an der Berliner Humboldt-Universität für das Fach Mineralogie immatrikuliert. Das Studium schloß er 1956 als Diplom-Mineraloge ab und promovierte 1960 über basische feuerfeste Baustoffe in der Stahlindustrie. Mit seinem Gespür für Defizite in der Industrieforschung wirkte Hans-Joachim Bautsch bereits sehr zeitig und erfolgreich auf dem Gebiet der technischen Mineralogie – ein Tätigkeitsfeld, dem er zeitlebens eng verbunden blieb.

Von 1956 und 1968 arbeitete Hans-Joachim Bautsch als Assistent und später als Oberassistent unter Will Kleber am Mineralogischen Institut der Berliner Humboldt-Universität. Zwischenzeitlich hatte er sich bereits 1966 mit einem Thema über Metabasite des Sächsischen Erz- und Granulitgebirges habilitiert – eine Region, die ihn und seine Schüler durch seine unorthodoxe Sichtweise petrologisch faszinierte und ihn nie los liess. 1968 bewarb er sich erfolgreich um die Dozentur für Mineralogie und Petrologie an der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald. Nach kurzer und intensiver Schwerpunktverlagerung in die Sedimentpetrologie erhielt er in Nachfolge von Will Kleber 1970 den Ruf als Ordentlicher Professor für Kristallographie an die Humboldt-Universität zu Berlin.

In jenen Jahren vollzogen sich an der Berliner Humboldt-Universität tiefgreifende strukturelle Veränderungen. Dem Halbleiterboom geschuldet, wurde unter anderem die Kristallographie in den Fachbereich Festkörperphysik überführt. Um so schwieriger war es in dieser Situation, die klassischen mineralogisch-petrographischen Forschungs- und Ausbildungsfelder zu behaupten und weiter zu entwickeln. Der fachlichen Integrität von Hans-Joachim Bautsch ist es zu verdanken, dass ihm dies gelang und er 1984 als Ordentlicher Professor für Mineralogie und Petrographie berufen wurde, die Nachfolge des Emeritus Günter Hoppe antrat und die Funktion des Direktors des Mineralogischen Museums am Museum für Naturkunde der Humboldt-Universität übernahm. Beides füllte er bis zu seiner Emeritierung 1993 erfolgreich und mit ganzer Kraft aus.

Als engagierter und von den Studenten geschätzter Hochschullehrer legte Hans-Joachim Bautsch großen Wert auf eine Ausbildung, die mineralogisch-diagnostische Fähigkeiten im Labor und im Gelände in den Vordergrund stellte und damit den Absolventen ein breites Einsatzspektrum sowohl in der Industrie als auch in der akademischen Forschung ermöglichte. Neben einer intensiven Lehrtätigkeit zur Lagerstättenkunde, Speziellen Mineralogie, Petrographie und Erzmikroskopie sind die von ihm geführten Exkursionen unvergesslich. Die beruflichen Erfolge und Dankbarkeit seiner Schüler sind ein Reflex auf seinen praxisnahen charismatischen Lehr- und Forschungsstil.

Hans-Joachim Bautsch übernahm mehrere ihm angetragene Funktionen in nationalen und internationalen Fachgremien, wie z. B. in der Gesell-



Prof. H.-J. Bautsch
und A. P. Meyer
im Findlingsgarten
Seddiner See
(Foto: N. Schlaak,
April 2005)

schaft für Kristallographie und in der International Mineralogical Association (IMA). Von 1986 bis 1990 wirkte er als Vorsitzender der Gesellschaft für Geowissenschaften der DDR und legte in den Zeiten des politischen Umbruchs mit Umsicht und Verantwortungsbewußtsein einen Grundstein für die nunmehr vereinigte DGG.

Die Forschungstätigkeit Hans-Joachim Bautschs war sehr facettenreich. Im Mittelpunkt stand dabei stets die mineralogisch-kristallographische Diagnostik mit dem Durch- und Auflichtmikroskop, die er mit allen ihm zur Verfügung stehenden technisch-analytischen Mitteln ergänzte. Der Variabilität von Ultra- und Metabasiten sowie die petrogenetischen Ableitungen aus kristallchemischen Untersuchungen von Granaten und Pyroxenen aus dem tiefsten sächsischen Kristallinstockwerk bildeten zeitlebens seinen Forschungsschwerpunkt. Daraus resultierten mehr als 70 national und international beachtete Publikationen. An der mineralogischen Diagnostik von Mondproben dreier Luna-Missionen war er maßgeblich beteiligt.

Nach seiner Emeritierung widmete er sich als freier Mitarbeiter rastlos zahlreichen begonnenen Projekten von der Medikamentenforschung bis zur Diamant-Diagnose, von quartärgeologischen Gutachten bis zur Feuerfestforschung. Vieles davon konnte er vollenden, einiges noch auf den Weg bringen. Seine lebhaften Vorträge im Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg waren für alle ein Gewinn. Die öffentlichkeitswirksame Popularisierung mineralogischer Kenntnisse ist durch seine jahrzehntelange erfolgreiche Fachgruppen-Arbeit im Kulturbund untrennbar mit Hans-Joachim Bautsch verbunden. Viele junge Menschen verdanken seiner naturwissenschaftlichen Begeisterungsfähigkeit Einblicke, wenn nicht sogar den Zugang zu den Geowissenschaften. So ist es nur selbstverständlich, dass er den Findlingsgarten Seddiner See als ein Beispiel unter mehreren mit sichtlichem Vergnügen bis zu seinem allzu frühen Tod konzeptionell und praktisch betreute.

Hans-Joachim Bautsch war eine starke, geradlinige Persönlichkeit, die sich durch scharfen Sachverstand sowie persönliche Bescheidenheit und Toleranz auszeichnete. Mit der ihm eigenen zuversichtlichen Lebenseinstellung und seiner Ausstrahlung hatte er die seltene Gabe, sich selbst, seine Mitarbeiter und Schüler zu motivieren. Möge diese Ausstrahlung noch möglichst lange bei den Jüngeren fortwirken.

Jürgen Kopp
Hans Ulrich Thieke

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	13 (2006), 1/2	S. 49-61	6 Abb., 1 Tab., 36 Lit.
------------------------------	--------------	----------------	----------	-------------------------

Zum Problem der so genannten Uecker-Warmzeit (Intra-Saale) – Untersuchungen an neuen Bohrkernen aus dem Raum Prenzlau

To the problem of the so called Uecker-interglacial – studies on new drill cores from the Prenzlau area

NORBERT HERMSDORF & JAQUELINE STRAHL

Einleitung

Warmzeitliche Ablagerungen im Rückland der Pommerschen Randlage der Uckermark sind bisher lediglich von Röporsdorf bei Prenzlau (CEPEK et al. 1967, CEPEK et al. 1975a, CEPEK et al. 1975b, ERD 1987) und von Potzlow (CEPEK et al. 1975b) beschrieben worden. Beide Vorkommen erfuhren zunächst eine aus heutiger Sicht problematische stratigraphische Einstufung in den Intra-Saale-Komplex, das Potzlower Vorkommen wurde letztlich doch als eem-warmzeitlich interpretiert (ERD 1978).

1966 beschrieb MARKUSE eine seinerzeit an einem Hohlweg bei Röporsdorf an einer Sandgrube aufgeschlossene limnische Sedimentfolge, die er aufgrund ihrer geomorphologischen Position als ein Weichsel-Interstadial deutete, obwohl eine von KRILLE (1965) durchgeführte paläon-

tologische Untersuchung neben Decapodenresten lediglich eine artenarme Molluskenfauna ohne stratigraphische Aussagekraft lieferte.

Das mittels der Bohrung Röporsdorf 1/68 ergänzte Profil wurde nachfolgend in CEPEK et al. 1975a, b als ein zwischen zwei Grundmoränen liegendes Warmzeitvorkommen veröffentlicht. Der hangende Geschiebemergel wurde anhand der durchgeführten Kleingeschiebeanalysen als Weichsel2-Grundmoräne (Pommersches Stadium der Weichsel-Kaltzeit), der liegende unter Vorbehalt als Elster2-Grundmoräne angesprochen.

Die palynologische Erstbeschreibung der warmzeitlichen Ablagerungen von Röporsdorf geht auf ERD (1970) zurück. Aufgrund seiner Vegetationsentwicklung wurde das Vorkommen ursprünglich als eine dem Eem sehr ähnliche, aber von diesem in bestimmten Zügen abweichende Warmzeit gedeutet. Dies betrifft u. a. eine frühe Linden (*Tilia*)-, Eiben (*Taxus*)- und Erlen (*Alnus*)- vor der Hasel (*Corylus*)- Ausbreitung sowie einen Einzelfund des Großen Algenfarns (*Azolla filiculoides*).

Da die vorgefundene Vegetationsabfolge letztlich keinem der bekannten Warmzeiten eindeutig zugeordnet werden konnte, ließ ERD (1970) die stratigraphische Einstufung zunächst offen.

Bei der Veröffentlichung dieser Ergebnisse führte ERD (1987) mehrere Glochidien-Funde des (in der ursprünglichen Bearbeitung bis auf den Einzelfund eines *Massulae*-Bruchstücks fehlenden!) Großen Algenfarns an.

PIETRZENIUK (1987) wies in den Röporsdorfer Schichten eine Ostrakodenfauna nach, die u. a. *Scottia tumida* und *Scottia browniana* beinhaltete. Beide Formen waren bis dahin nur aus holsteinzeitlichen und älteren Ablagerungen bekannt und gaben den Ausschlag für die Einstufung des Warmzeitvorkommens in den Intra-Saale-Komplex.

Letztendlich führte ERD (1987) für die Röporsdorfer Schichten den Begriff „Uecker-Warmzeit“ ein, die stratigraphisch zwischen die als autonom geltenden Vereisungen Saale I und Saale II eingeordnet wurde. Auf die Unzulässigkeit der Einführung dieses Stratotyps verwies zuletzt LITT (1994). Hier insbesondere wegen des neben dem Kärlich-Interglazial (URBAN 1983, BITTMANN 1992) vorgenomme-

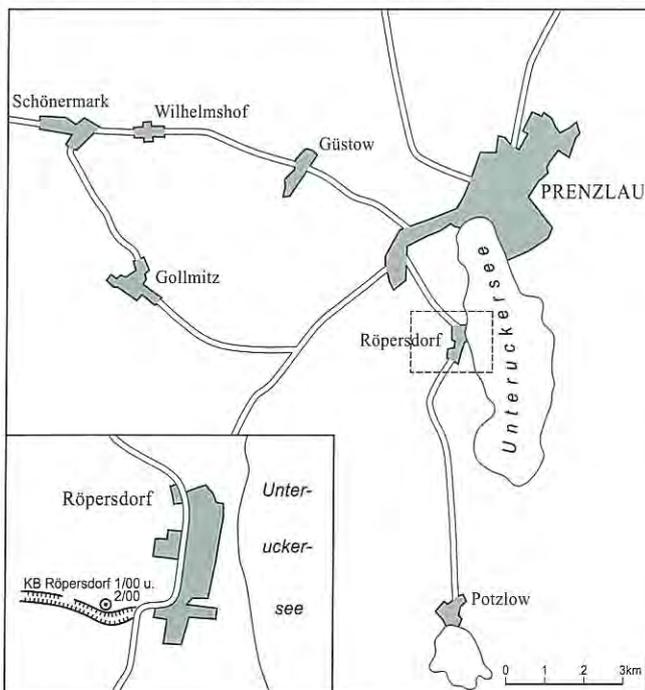


Abb. 1 Lageskizze

Fig. 1 Overview map

nen fragwürdigen überregionalen Vergleichs mit der nach SATKUNAS (unveröff. Ref. SEQS-Symposium „The cold Warta-Stage“ 11.-15.10.1994 Łódź) und BALTRŪNAS (1997) ebenfalls lithostratigraphisch als nicht abgesichert geltenden Snaigupėlė-Warmzeit in Litauen (KONDRATIENE 1973, 1996). Nach den Befunden von BALTRŪNAS (1997) wurden als der Snaigupėlė-Warmzeit zugehörig interpretierte Sedimente am „Locus typicus“ jeweils zwischen unterschiedlichen Geschiebemergeln nachgewiesen. Diese entsprechen zumindest in einer der untersuchten Bohrungen mit Sicherheit nicht denen der Saale-Kaltzeit und indizieren im anderen Fall anhand des Bohrungs- und Aufschlussbefunds eine nicht „in situ“-Position. LIIVRAND (1997) unterstreicht zudem wiederholt die auch für Snaigupėlė vorliegenden großen floristischen Ähnlichkeiten mit der Eem-Warmzeit, die ursprünglich auch ERD (1970) zu einer zeitlichen Korrelation der Vorkommen von Röpersdorf und Snaigupėlė mit dem Eem veranlassten.

Die umstrittene stratigraphische Position der warmzeitlichen Ablagerungen von Röpersdorf war der Anlass für die Niederbringung zweier neuer Kernbohrungen (KB Röpersdorf 1/00 und 2/00) in unmittelbarer Nähe der Bohrung Röpersdorf 1/68 (Mtbl. 2749, R: 4622730, H: 5906770, siehe auch Abb. 1).

Geologische Befunde

Die KB Röpersdorf 1/00 wurde bis 11 m gekernt und bis 13 m mittels Schnecke niedergebracht.

Die KB Röpersdorf 2/00 wurde ca. 5 m östlich davon bis auf die Endteufe von 9 m gekernt. Folgende Profile wurden erbohrt:

Bohrung KB Röpersdorf 1/00

Teufe in m	Lithologie
0,00-1,00	Feinsand, ockerbraun, stark schluffig, sehr schwach kiesig, schwach humos, durchsetzt mit Siedlungsmüll = Aufschüttung
1,00-1,58	Tonmudde, graubraun, schluffig, schwach kalkhaltig, geklüftet, Kluffflächen mit Kalk- und Eisenoxidbelägen
1,58-1,67	Torf, schwarz, sehr stark zersetzt, schwach tonig bis schluffig, roststreifig
1,67-2,15	Kalkmudde gelbgrau, stark kalkhaltig, stark bröckelig
bei 2,15	Lage von Tonmudde, graubraun, kalkhaltig
2,15-2,25	Feinsand, bräunlichgrau, schluffig, z. T. eisenfleckig, kalkhaltig
2,25-4,70	Kalkmudde, rostbraun, tonig, stark kalkhaltig, stark bröckelig, oxidiert
4,70-4,95	Schluffmudde, blaugrau, tonig, sehr schwach kalkhaltig bis kalkfrei, zwischen 4,70-4,90 m Gipskristalle
4,95-5,00	Schluffmudde, blaugrau, kalkhaltig
5,00-5,95	Schluffmudde, blaugrau, tonig, roststreifig,

geklüftet, insbesondere auf Kluffflächen kalkhaltig, zwischen 5,56-5,71 m Harnischfläche mit ca. 3 cm mächtigem, rostbraun verfärbtem Horizont, dito zwischen 5,71-5,95 m, jedoch nicht so stark zerstörter Schichtverband (Diskordanz)

5,95-6,10	Feinsand, hellgelbbraun, sehr schwach mittelsandig, schwach grobsandig, schluffig verbacken, kalkhaltig
6,10-6,30	Feinsand, weißgrau, sehr gleichkörnig, rote Späte, kalkhaltig
6,30-6,60	Feinsand, hellgrau, mit dünnen Geschiebemergellagen, kalkhaltig
6,60-6,90	Geschiebemergel, ockerbraun: Feinsand, schluffig bis stark schluffig, sehr schwach mittelsandig bis grobkiesig, undeutliches Lagengefüge, Kristallin zergrust, kalkhaltig
6,90-8,15	Mittelsand, hellgrau, stark feinsandig sehr schwach grobsandig und feinkiesig, mit Lagen und Schmitzen von Geschiebemergel, kalkhaltig
8,15-13,00	Geschiebemergel, ockerbraun bis rostbraun: Feinsand, stark schluffig, schwach mittelsandig, schwach kiesig, mit Sandschmitzen und -lagen, auf Kluffflächen Eisenoxidbeläge, kalkhaltig

Bohrung KB Röpersdorf 2/00

Teufe in m	Lithologie
0,00-2,50	Feinsand, ockerbraun, stark schluffig, sehr schwach kiesig, schwach humos, vereinzelt Siedlungsmüll = Aufschüttung, ab 1 m kalkhaltig
2,50-2,60	Feinsand, dunkelbraun, schluffig, mittelsandig, schwach kiesig, stark humos, schwach durchwurzelt, vereinzelt Schneckengehäuse (<i>Helicella</i>), kalkhaltig = A-Horizont
2,60-2,75	Mittelsand, hellgraubraun, feinsandig, schwach schluffig, sehr schwach grobsandig bis grobkiesig, rote Späte, mehrere Gehäuse von <i>Helicella</i> , kalkhaltig
2,75-3,09	Feinsand, ockerbraun, stark schluffig, sehr schwach kiesig, schwach humos, vereinzelt Siedlungsmüll = Aufschüttung
3,09-3,41	Feinsand, gelb, mittelsandig, z. T. schluffig bis tonig, schwach kalkhaltig, zum Liegenden zunehmend roststreifig, gelegentlich Pflanzenreste, schwarz, Aststück bei 3,13 m, Durchmesser 0,5 cm, zwischen 3,21-3,22 m und 3,33-3,36 m in Lagen Tonmudde, braun, stark tonig, kalkfrei
3,41-4,48	Tonmudde, braun, stark tonig, schluffig, schwach kalkhaltig, starke horizontale und vertikale Klüftung, Gipsausblühungen auf den Kluffflächen, oxidiert, Schrägstellung 45°
4,48-4,62	Torf, schwarz, sehr stark zersetzt, schwach

	tonig bis schluffig, durchgehend Gipsausblühungen, zwischen 4,48-4,53 m roststreifig auf Klüften, oxidiert
4,62-4,82	Kalkmudde, rostbraun, schluffig, rostfleckig, stark geklüftet, auf Klüftflächen Manganausscheidungen, oxidiert
4,82-7,00	Kalkmudde wie zuvor, jedoch gelblich, zwischen 6,48-7,00 m deutlich bindiger werdend
7,00-7,70	Kalkmudde, braungrau, schluffig bis tonig, stark geklüftet, manganführend, oxidiert
7,70-8,00	Kalkmudde wie zuvor, jedoch frisch gelborange, dunkelrostbraun anlaufend, stark geklüftet, oxidiert, Schrägstellung 45°
8,00-8,46	Schluffmudde, blaugrau, stark tonig, sehr schwach kalkhaltig bis kalkfrei, nicht mehr so stark geklüftet
8,46-9,00	Schluffmudde wie zuvor, jedoch kalkhaltig

Die KB Röporsdorf 1/00 durchteufte unter einem 1 m mächtigen fließerdeähnlichen Diamikt die von MARKUSE (1966) u. ff. beschriebene Abfolge limnischer warmzeitlicher Sedimente sowie den liegenden Geschiebemergel, dessen Basis nicht erreicht wurde. In der KB Röporsdorf 2/00 setzten die warmzeitlichen Ablagerungen gut 3 m unter GOK ein, der liegende Geschiebemergel wurde nicht erreicht. Das hangende Diamikt ist vom Substrat und vom Gefüge her zwar Geschiebemergel-ähnlich, jedoch belegt der in ihm enthaltene Siedlungsabfall eine anthropogene Beeinflussung. Darauf weisen auch die im und unter dem A-Horizont (in 2,50-2,75 m Teufe) nachgewiesenen *Helicella itala*-Gehäuse hin. *Helicella* soll aus dem mediterranen Raum, u. a. durch Saatgut, in unseren Raum eingeschleppt worden sein. Aus diesen Gründen dürfte es sich bei den Hangendsedimenten ausschließlich um anthropogene Aufschüttungen handeln. Zu einer ähnlichen Schlussfolgerung kam MARKUSE (in CEPEK et al. 1967), wonach diese Ablagerungen aufgrund eines Scherbenfundes als holozän verlagter Geschiebemergel gedeutet wurden.

In beiden Bohrungen folgt unterhalb einer Tonmudde ein gut identifizierbarer, ca. 10 cm mächtiger Torfhorizont (Abb. 2), der in der KB Röporsdorf 1/00 bei 1,6 m unter GOK und in der KB Röporsdorf 2/00 bei 4,5 m unter GOK liegt. Dies entspricht einem Einfallen in östliche Richtungen von etwa 25-30°. Ein gleiches Einfallen ist für die gesamte Warmzeitfolge belegbar.

Sowohl die Tonmudden im Hangenden des Torfs als auch die darunter liegenden Kalkmudden zeichnen sich durch einen hohen Zerklüftungsgrad aus. Die Klüftflächen sind zumeist mit Kalk-, Gips- oder Eisenoxidbelägen überzogen. Gips konnte auch in kleinen Kristallen, insbesondere in den Tonmudden nachgewiesen werden. In den Kalkmudden wurden vereinzelt Konkretionen beobachtet. Der Übergang von den Kalkmudden zu den liegenden Schluffmudden erfolgt ziemlich scharf. Die Schluffmudden selbst zeigen keine so starke Klüftigkeit, in ihnen sind jedoch einige Scherbahnen (Harnischflächen) entwickelt.

In den Kalkmudden konnten des Weiteren partienweise Mollusken- und Fischreste nachgewiesen werden. Die-



se lagen bereits in situ fast ausschließlich fragmentiert vor, so dass nach dem Ausschlämmen lediglich Schalenbruch zurückblieb. Lediglich einige kleine Valvaten, Deckel von *Bithynia* sowie Schlundzähne von Fischen blieben erhalten.

An Ostrakoden konnten bisher nur einzelne Exemplare in der KB Röporsdorf 2/00 (im Teufenbereich von 4,80 m bis 4,90 m) nachgewiesen werden. Offensichtlich führte die sekundäre Oxidation mit Gipsbildung, verbunden mit der starken Zerrüttung des ursprünglichen Sedimentgefüges zu einer weitestgehenden Zerstörung des ursprünglichen Fossilinhalts.

Aus der KB Röporsdorf 1/00 wurden aus der liegenden Grundmoräne sowohl aus dem Kernmaterial als auch aus dem bei der Bohrlöcherweiterung und -vertiefung mittels Schnecke gewonnenen Bohrguts Probefür Kleingeschiebeanalysen entnommen.

Abb. 2
Kern 2 (1-2 m Teufe)
der KB Röporsdorf
1/00: geklüftete Ton-
mudde über Torf, dar-
unter mit deutlicher
Grenze Kalkmudde

Fig. 2
core 2 (1-2 m depth)
of the KB Röporsdorf
1/00: strong clefted
silty mud above peat
with sharp boundary
to the underlying
calcareous mud

Tab. 1

Ergebnisse geschiebeanalytischer Untersuchungen

NK nordisches Kristallin; PK paläozoische Kalke; PS paläozoische Schiefer; D Dolomite; MK mesozoische Kalke; S paläozoische und ältere Sandsteine; F Feuerstein; Q Quarz

Tab. 1

Results of pebble analysis

NK nordic crystalline; PK Palaeozoic lime stone; PS Palaeozoic schists; D dolomites; MK Mesozoic lime stones; S Palaeozoic and older sand stones; F flint; Q quartz

Probe	NK in %	PK in %	PS in %	D in %	F in %	MK in %	S in %	Q in %
Kern 8,5 - 9 m	32,37	16,18	3,73	0	19,92	12,86	9,13	5,81
Kern 9 - 9,5 m	34	21,71	1,43	0	23,43	6,29	6	7,14
9 - 9,5 m	23,53	16,34	1,74	0,44	38,56	8,5	8,28	2,61
Kern 10,6 - 11 m	44,44	21,94	1,71	0,28	13,11	8,26	5,7	4,56
10 - 10,8 m	36,02	25,28	2,01	0,22	17	6,26	8,95	4,03
11 - 11,5 m	42,18	26,26	4,24	0,8	12,73	2,12	9,28	2,39
11,5 - 12 m	54,5	2,72	0,34	0	17,49	1,19	11,71	12,05
12 - 13 m	51,52	1,26	0,76	0	25	2,53	7,32	11,26

Die Analyse des Geschiebebestands (Tab. 1) erfolgte nach TGL 25 232, um die Vergleichbarkeit mit vorhandenen Altdaten zu gewährleisten.

Auffällig ist der insgesamt sehr hohe bis zu hohe Gehalt an Feuersteinen (F, max. 38,56%), wie er formal für elsterkaltzeitliche Grundmoränen charakteristisch ist. Allerdings zeigt auch die Gruppe der mesozoischen Kalksteine (MK), hier ausschließlich durch Kreide vertreten, erhöhte Werte. Dies deutet darauf hin, dass in die Grundmoräne verstärkt feuersteinführende Schreibkreide aufgenommen wurde (vgl. auch CEPEK et al. 1975b).

Die bereichsweise nachgewiesenen Quarzgehalte (Q) von deutlich über 5% (max. 12%) weisen zusätzlich auf einen erhöhten Anteil von aufgenommenem Lokalmaterial hin, wodurch der ursprüngliche Gehalt ferntransportierter Geschiebe verfälscht werden kann.

Bemerkenswert sind außerdem starke Verwitterungsercheinungen in den liegenden Profiltteilen (Teufenbereich von 11,5-13 m), charakterisiert durch zergroßtes Kristallin (NK) und eine extreme Armut an paläozoischen Kalken (PK), die deutlich angeätzt erscheinen. Im gleichen Teufenbereich weisen die Proben zudem mit 99 bzw. 168 sehr

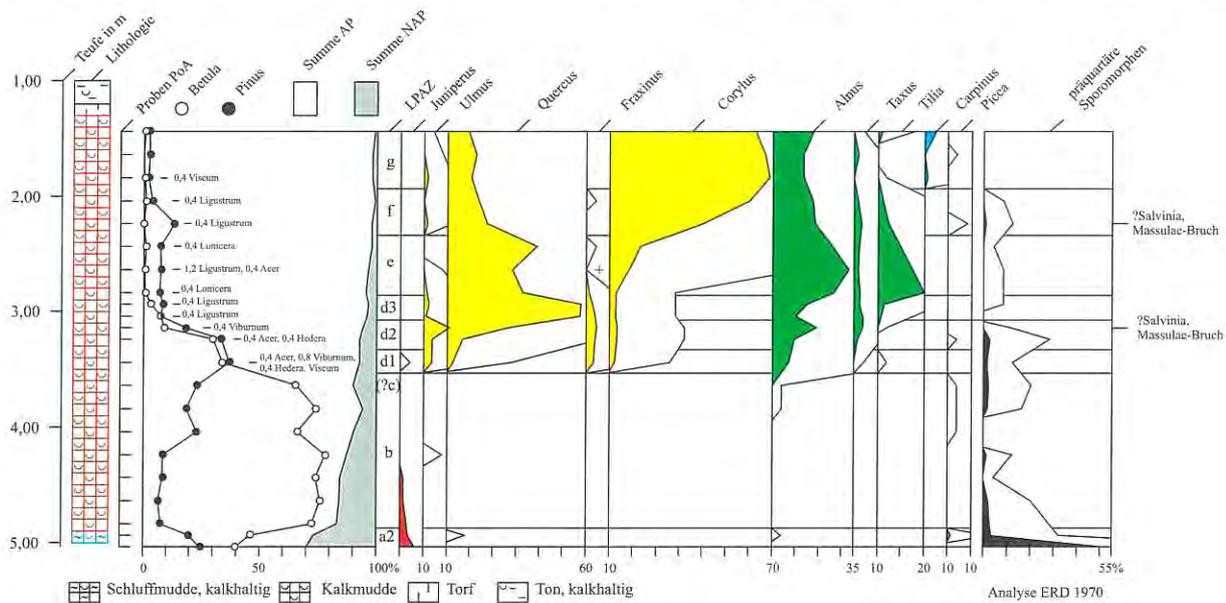


Abb. 3

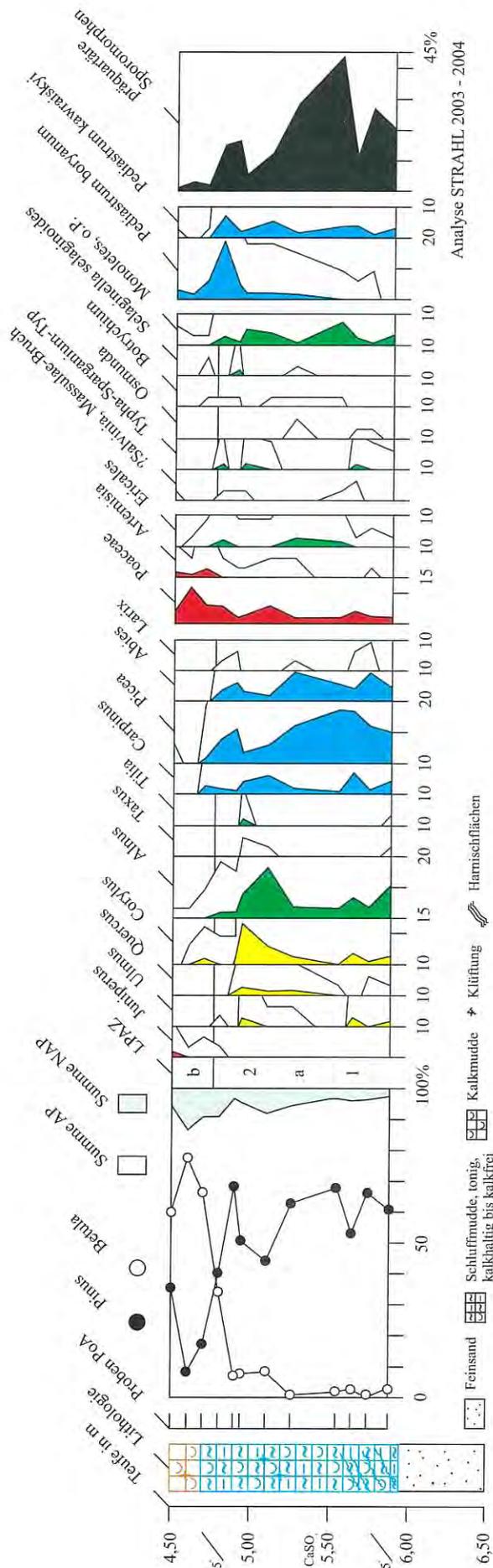
Pollendiagramm der Bohrung Röpersdorf 1/68 (ausgewählte Taxa), so genannte „Normalabfolge“, umgezeichnet nach Originalzählungen von ERD (1970)

Grundsumme = AP+NAP = 100%, exkl. Sumpf- und Wasserpflanzen, Farne, Algen u. a. Mikroreste, Werte <1% zehnfach überhöht

Fig. 3

Pollen diagram of borehole Röpersdorf 1/68 (selected Taxa), so called “normal profile”, changed after original countings by ERD (1970)

basis sum arboreal pollen + nonarboreal pollen = AP + NAP = 100%, excl. swamp- and waterplants, sporae, algae and other micro remains, values < 1% with tenfold exaggeration, + = out of basis sum



hohe G/kg-Quotienten (Geschiebe/kg), für normale Geschiebemergel untypisch, auf. Diese Einschränkungen vermindern die lithostratigraphische Aussagekraft der vorhandenen Geschiebeanalysen, so dass nach jetzigem Kenntnisstand keine belastbaren Angaben zum Alter des Geschiebemergels gemacht werden können.

Pollenanalytische Befunde

Bei der Beprobung der KB Röpersdorf 1/00 und 2/00 erwies sich die KB Röpersdorf 2/00 aufgrund der höheren Mächtigkeit der erbohrten Kalkmudden als die geeignetere für die geplante pollenanalytische Untersuchung. Sie erreichte jedoch nicht die in der KB Röpersdorf 1/00 erfassten liegenden Sande. Aus diesem Grunde wurde zusätzlich aus dieser Bohrung der Teufenbereich 4,00-6,00 m überlappend zur KB Röpersdorf 2/00 beprobt. Die aus beiden Bohrungen ermittelten zusammenhängenden Vegetationsabfolgen (Abb. 4-5) erbrachten grundsätzlich eine Übereinstimmung mit der von ERD (1970, 1987, Abb. 3) vorliegenden. Jedoch sind die neuen Abfolgen bezüglich des Untersuchungsumfangs der liegenden Schluffmudde und der oberhalb des Torfs in der KB Röpersdorf 2/00 erfassten Tonmudde deutlich vollständiger und damit aussagekräftiger.

Da prinzipiell vom Vorliegen gestörter Lagerungsverhältnisse ausgegangen werden muss (siehe oben), erfolgt die Beschreibung der Vegetationssukzession zunächst anhand so genannter Lokaler Pollenzonen (=Local Pollen Assemblage Zones = LPAZ), die im Anschluss hinsichtlich einer möglichen stratigraphischen Zuordnung zu einer der Warmzeiten des Alt- bis Jungpleistozäns diskutiert werden. Des Weiteren wurden für einen zweifelsfreien Vergleich der Profile untereinander die von ERD (1970, 1987) beschriebenen Pollenzonen (PZ) in ihren Bezeichnungen denen der für die KB Röpersdorf 1/00 und 2/00 gewählten LPAZ angepasst.

Abb. 4
Pollen diagram of the KB Röpersdorf 1/00 (selected taxa), so called "normal profile"
Grundsomme = AP+NAP = 100%, excl. Sumpf- und Wasserpflanzen, Farne, Algen u. a. Mikroreste,
Werte <1% zehnfach überhöht

fig. 4
Pollen diagram of borehole Röpersdorf 1/00 (selected taxa), so called "normal profile"
basis sum arboreal pollen + nonarboreal pollen = AP + NAP = 100%, excl. swamp- and waterplants, spora, algae and other micro remains, values < 1% with tenfold exaggeration, + = out of basis sum

LPAZ a [*Pinus-Picea-Abies-Carpinus*-(Präquartär)-NAP] Die LPAZ a reflektiert in beiden Pollendiagrammen (Abb. 4 u. 5) einen Vegetationsabschnitt, der neben der Kiefer (*Pinus*) vor allem durch so genannte Schatthölzer, wie die Hainbuche (*Carpinus*), Fichte (*Picea*) und Tanne (*Abies*) charakterisiert ist. Diese prägten im Allgemeinen die Wälder am Ende der mittel- bis jungpleistozänen Warmzeiten, in Brandenburg insbesondere in der Holstein- und der Eem-Warmzeit.

Dementsprechend als nur noch untergeordnet am Waldaufbau beteiligt wären Hasel (*Corylus*), Erle (*Alnus*) sowie Ulme (*Ulmus*), Eiche (*Quercus*) und Linde (*Tilia*) anzusehen. Dieser durch ERD (1970, 1987) an der Basis der Bohrung Röpersdorf 1/68 nur fragmentarisch erfasste Zeitraum (Abb. 3) lässt sich hier aufgrund der scheinbaren Zunahme der zuvor genannten Edellaubhölzer im oberen Teil der LPAZ a in die Unterabschnitte a1 und a2 untergliedern.

Auffällig ist die Beteiligung eines gewissen Anteils an Offenlandelementen, so von Süßgräsern (Poaceae), Beifuß (*Artemisia*) und in geringerem Maße auch von Wacholder (*Juniperus*), Sonnenröschen (*Helianthemum*), Korbblütlern (Tubuliflorae), Gänsefußgewächsen (Chenopodiaceae), Knöterich (*Polygonum* sp.) und Ebensträußigem Gipskraut (*Gypsophila fastigiata*).

Dass die beschriebene Pollen- und Sporenvergesellschaftung einer Aufarbeitung unterlag, unterstreichen die ebenfalls mit hohen Prozentsätzen beobachteten präquartären Sporomorphen (max. 45 bzw. 50%). Ebenso sprechen die Lagerungsverhältnisse durch den Nachweis von Harnischflächen an der Basis der diskordant auf einen kalkfreien Feinsand folgenden Schluffmudde im Profil der KB Röpersdorf 1/00 für einen gestörten Schichtverband.

Das unmittelbare Standortumfeld wurde auf feuchten Arealen durch monolete Farne sowie Röhrichte [Rohr- oder Igelkolben (*Typha-Sparganium*-Typ)] beherrscht. Die offenen Wasserbereiche waren Lebensraum insbesondere verschiedener Grünalgen, so von *Pediastrum kawraiskyi* und im Übergang zur LPAZ b vor allem von *Pediastrum boryanum*.

LPAZ b (*Betula*)

Es schließt sich eine Phase mit einer ausgesprochenen Birken (*Betula*)-Dominanz an. In diesem auch durch ERD (1970, 1987, Abb. 3) erfassten, im Pollendiagramm der Bohrung Röpersdorf 1/68 sehr gleichförmig verlaufenden Vegetationsabschnitt, setzen die Kurven sämtlicher zuvor vertretener Gehölze schlagartig aus. Ebenso ist ein drastischer Rückgang präquartärer Sporomorphen und der Offenlandflora festzustellen. Diese krasse Änderung fällt in allen drei Bohrungen mit einem lithologischen Wechsel von kalkarmen bis kalkfreien, nicht oxidierten (!) Schluffmudden zu stark oxidierten, steilgestellten diatomeenreichen Kalkmudden zusammen.

LPAZ c (*Betula-Pinus*)

Die LPAZ c ist im Pollendiagramm der KB Röpersdorf 2/00 durch die Etablierung von Birken-Kiefern-Wäldern gekennzeichnet, in die scheinbar allmählich Ulme, Hasel,

Erle und Tanne einwanderten. Insbesondere das frühe Auftreten der Tanne am Beginn einer Warmzeit ist jedoch ungewöhnlich. Dieser Abschnitt ist im Pollendiagramm der Bohrung Röpersdorf 1/68 (Abb. 3) möglicherweise im oberen Teil der LPAZ b undeutlich abgebildet.

Die Lokalfloora wurde ausschließlich durch monolete Farne gebildet, deren widerstandsfähige perisporlose Sporen wegen der durchgehend beobachteten, oxidationsbedingten erheblichen Korrosion des Pollen- und Sporeninventars jedoch zusätzlich angereichert sein dürften. Offene Wasserbereiche wurden nach wie vor durch eine reiche Diatomeenflora dominiert, deren Schalen sich ebenfalls stark angelöst zeigen.

LPAZ d (*Betula-Pinus-Ulmus-Quercus-Alnus-Fraxinus-Corylus-Taxus*)

Dieser Vegetationsabschnitt ist im Gegensatz zum Profil Röpersdorf 1/68, wo sich eine weitere Unterteilung in die Unterabschnitte d1-d3 vornehmen lässt (Abb. 3), im Pollendiagramm der KB Röpersdorf 2/00 (Abb. 5) offensichtlich nur in seinem untersten Teil mit der LPAZ d1 überliefert.

In diesem Unterabschnitt bleibt abweichend zur Bohrung Röpersdorf 1/68 zunächst die Vorherrschaft der Birke bestehen, jedoch unter zunehmender Beteiligung von Ulme, Hasel und Erle. Am Ausgang dieses Abschnitts erfolgt eine nochmalige Ausbreitung der Kiefer, die bezüglich der Befunde für die Bohrung Röpersdorf 1/68 durch die scheinbar starke Ausbreitung thermophiler Gehölze in den LPAZ d2 [Ulmen-, Eiben (*Taxus*)- und erstes Erlen-Maximum] und LPAZ d3 (Eichen-Maximum) ebenso wie die Birke verdrängt wird. Vergleichsweise ähnlich hohe Pollenfrequenzen der Eiche wie in Röpersdorf (max. 58%) konnten u. a. auch für das Eem-Vorkommen Vevais (STRAHL 2005b) beobachtet werden.

Insbesondere das Fehlen der sehr hohen Eichen-Werte vor den in der LPAZ e schlagartig ansteigenden Linden-Werten lassen auf eine Sedimentationslücke in der KB Röpersdorf 2/00 schließen. Auffällig ist dabei auch der Wiederanstieg der Kurve der resedimentierten präquartären Sporomorphen (max. 10%), unter denen insbesondere marine Dinozysten hervortreten.

LPAZ e (*Tilia-Alnus-Quercus-Ulmus-Corylus-Taxus*)

Die markantesten Gehölze in der LPAZ e sind ohne Zweifel die Linde und die Erle, deren Kurven abrupt auch im Pollendiagramm der KB Röpersdorf 2/00 (Abb. 5) vor der Hasel zu Maximal-Werten ansteigen (Linden-Maximum 32%). Neben den gegenüber der Bohrung Röpersdorf 1/68 (Abb. 3) deutlich niedrigeren bzw. nur sporadischen Eiben-Nachweisen finden sich hier aber auch erste (?) Belege für die Hainbuche und die Fichte, die im Gegensatz zu Vevais zwar regelmäßig nachzuweisen sind, aber überhaupt keine Ausbreitung erfuhren bzw. diese sich bezüglich der Ergebnisse zur Bohrung Röpersdorf 1/68 erst (?) in der LPAZ g (Abb. 3) gerade nur andeutet. Der Schlüssel für die erhebliche Anreicherung der Linde und die nur untergeordnete Anwesenheit der Eibe wird, ähnlich wie für das Eem von Vevais angenommen (hier absolutes Linden-Maximum in

der PZ 6 liegend!), vor allem in der noch stärker als zuvor in Erscheinung tretenden Korrosion vermutet. Da die entomophile Linde ein entsprechend schwacher Pollenproduzent ist, dessen Pollen auch besonders schlecht verbreitet wird, muss zudem von einem sehr standortnahen Vorkommen ausgegangen werden. Diese Vermutung stützt sich zumindest in Vevais auf den Nachweis von Samensteinkernen durch Herrn Dr. F. Brose (mdl. Mitt.). Die schon wegen ihrer größeren Korrosionsbeständigkeit angereicherten Pollenkörner erscheinen somit noch erheblich stärker überrepräsentiert.

Zur Eibe ist anzumerken, dass sie auch in dem nicht durch Korrosion beeinflussten Profil Hinterste Mühle bei Neubrandenburg (Mecklenburg-Vorpommern, STRAHL 2000) deutlich unterrepräsentiert erscheint und damit hier eventuell eine östliche Verbreitungsgrenze aufgrund des schon kontinentaleren Klimas markiert wird.

Die neben der Linde auch sehr hohen Erlen-Werte lassen sich zwanglos mit einem Vorkommen auf Feuchtstandorten in der Umgebung des warmzeitlichen Gewässers erklären, wobei hier insbesondere Gemeinschaften mit dem Gemeinen Sumpffarn (*Thelypteris palustris*) als Bestandteil der in Größenordnung nachgewiesenen Gruppe der monoleten Farne in Frage kämen. Außer dem waldbewohnenden bzw. gebüschbildenden kalkholden Liguster (*Ligustrum*) erschien als ein weiteres atlantisches Element im standortnahen Bereich der kalkmeidende Königsfarn (*Osmunda*). Des Weiteren breiteten sich Röhrlichtgesellschaften (Rohr- oder Igelkolben) aus.

Neben der Etablierung wärmeliebender Gehölze ist das Auftreten des vermutlich Gemeinen Schwimmfarns (*Salvinia natans*), der ein sommerwarmes Klima bevorzugt, hervorzuheben. Die Belege von ausschließlich Massulae-Bruchstücken fallen hier umfangreicher als bei ERD (1970, 1987) beschrieben aus. Der Nachweis von Glochidien als artspezifisches Merkmal des Großen Algenfarns als Indikator für ein möglicherweise prä-eemzeitliches Alter der Ablagerungen konnte, trotz gezielter Suche, nicht erbracht werden. Ebenso blieb die dahingehende Überprüfung der Altrpräparate der Bohrung Röporsdorf 1/68 erfolglos. Angesichts der großen Zahl der beobachteten Massulae-Bruchstücke müssten jedoch, würde es sich um den Großen Algenfarn handeln, Glochidien trotz der angeführten Korrosion zu erwarten sein. Daher wird angenommen, dass die Funde wohl eher auf den Gemeinen Schwimmfarn zurückgehen, der insbesondere in den nährstoffreichen Stillgewässern der Eem-Warmzeit und des Holozäns häufig verbreitet war/ist [z. B. Hinterste Mühle, Vevais, Nedlitz (STRAHL 2001), Klinge (STRAHL 2004a), Rehnsdorf und Wolkenberg (STRAHL 2005c), Oderbruch (SCHLAAK et al. 2003 und rezent)]. In Mecklenburg-Vorpommern ist er heute erloschen.

LPAZ f (*Corylus-Tilia-Alnus-Quercus-Ulmus-Taxus*)

Der Übergang in die LPAZ f ist durch den Steilanstieg der Hasel-Kurve charakterisiert. Bedingt durch ihre vermeintliche Massenausbreitung werden Linde, Eiche, Ulme und auch die Erle zurückgedrängt. Neben dem Liguster er-

scheint die Mistel (*Viscum*) sowie in diesem Abschnitt am häufigsten die Eibe.

Seitens der standörtlichen Flora sind gegenüber der LPAZ e keine auffälligen Änderungen feststellbar.

LPAZ g (*Corylus-Tilia-Alnus-Quercus-Ulmus-Taxus*)

Dieser Abschnitt präsentiert sich im Pollendiagramm der Bohrung Röporsdorf 2/00 (Abb. 5) ebenso wie in dem der Bohrung Röporsdorf 1/68 (Abb. 3) als Zeitraum einer ausgesprochenen Hasel-Vorherrschaft (max. 84%) in den warmzeitlichen Wäldern. Neben der an Feuchtstandorte gebundenen Erle bleibt nur die Eiche erwähnenswert, ohne jedoch weiterhin als signifikante Gehölzart in Erscheinung zu treten (<10%, HUNTLEY & BIRKS 1983). Die hier durch die Hasel erreichten Pollenfrequenzen entsprechen durchaus denen für die Eem-Warmzeit typischen.

Bei der standörtlich gebundenen Flora ist ein merklicher Rückgang der Farne (konform zu den Erlen-Werten) und der Röhrlichtbildner zu beobachten. Der Anteil umgelagerter präquartärer Sporomorphen sinkt unter 1%.

Durch die extreme korrosionsbedingte Zersetzungsanalyse war eine pollenanalytische Auswertung des Topbereiches der Kalkmudde sowie des darüber folgenden Torfs und der daran anschließenden Tonmudde (Abb. 5) nicht möglich, so dass eine Information über die weitere Gehölzsukzession am Standort fehlt. Erst aus dem Teufenbereich oberhalb 4,00 m liegen wieder statistisch auswertbare Spektren vor.

LPAZ h (*Pinus-NAP*)

Die aus dem oberen Teil der in der KB Röporsdorf 2/00 erbohrten Tonmudde stammenden Pollenspektren reflektieren die Etablierung lichter Kiefern-Bestände (Abb. 5). Unter den nun wieder häufigeren Kräutern (nonarboreal pollen = NAP) sind vor allem Süßgräser und Beifuß erwähnenswert. Wegen der auch hier erheblichen Korrosionserscheinungen ist nicht klar, in wie weit die Nachweise insbesondere der Hasel, der Erle und der Fichte autochthonen Ursprungs sind. Ein Vergleich mit der Bohrung 1/68 ist wegen ebenfalls korrosionsbedingt fehlender Pollenspektren (ERD 1970, 1987) nicht möglich.

Für den unmittelbaren Standortbereich ist ein massenhaftes Auftreten der Süßwasseralgen *Pediastrum boryanum* und insbesondere der kühlezeigenden *P. boryanum* var. *longicornis* und *P. kawraiskyi* hervorhebenswert. Ebenso so häufig sind monoleten Farne.

LPAZ i (NAP)

Die nur durch eine Probe belegte LPAZ i ist durch die starke Ausbreitung von Süßgräsern, die durchaus auch aus dem engeren Standortbereich (Kleinröhrlichte) stammen könnten, charakterisiert. Die Gehölze treten stark zurück, etwas höhere Werte weisen lediglich Kiefer, Birke und Erle auf. Des Weiteren setzt die Kurve präquartärer Sporomorphen wieder ein. Bezüglich der Vegetationszusammensetzung wird von stadialen Bedingungen ausgegangen.

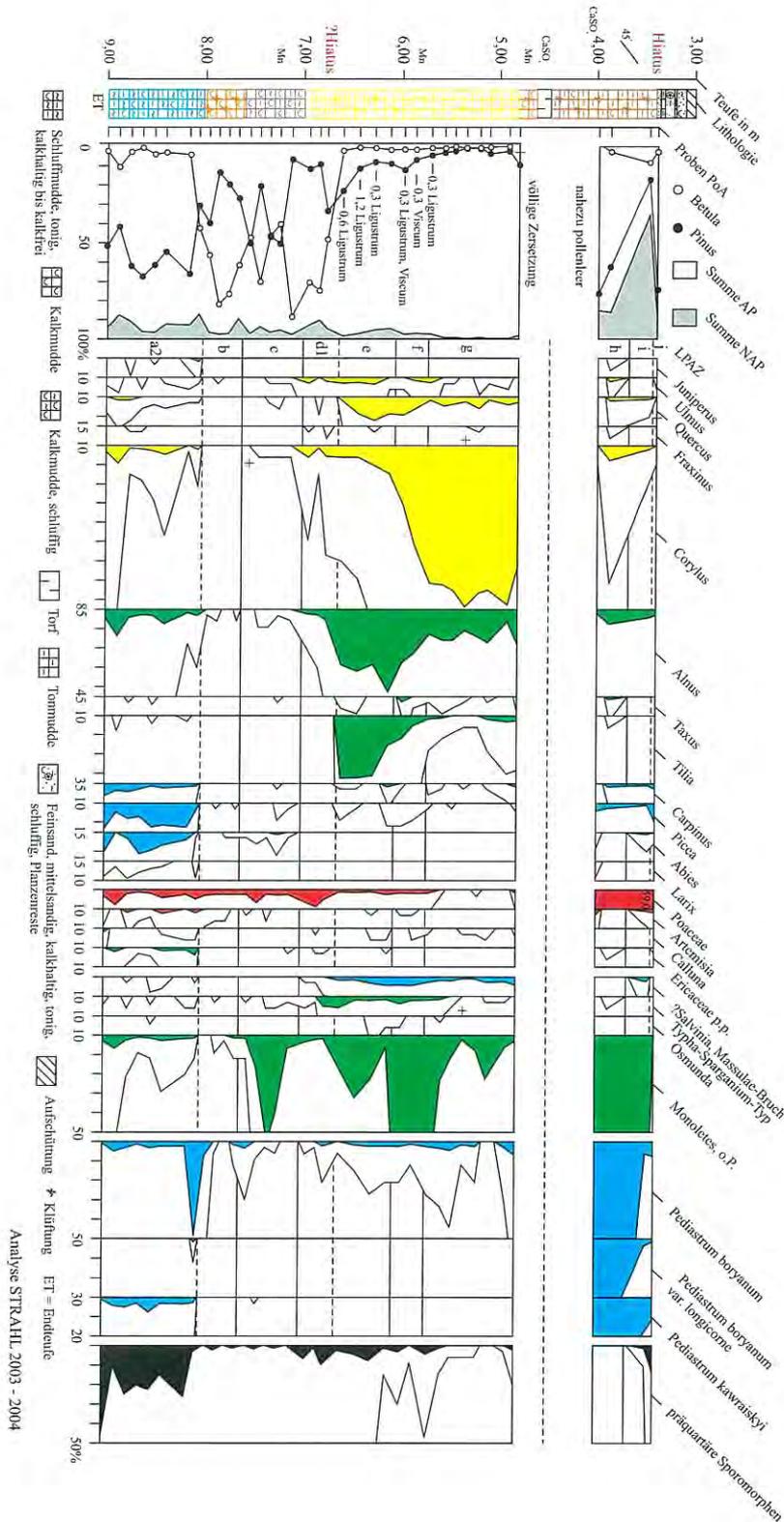


Abb. 5
 Pollendiagramm der KB Röpersdorf 2/00 (ausgewählte Taxa), so genannte „Normalabfolge“
 Grundsumme = AP+NAP = 100%,
 exkl. Sumpf- und Wasserpflanzen, Farne, Algen u. a. Mikroreste, Werte <1% zehnfach überhöht
 Fig. 5
 Pollen diagram of borehole Röpersdorf 2/00 (selected Taxa), so called “normal profile”
 basis sum arboreal pollen + nonarboreal pollen = AP + NAP = 100%,
 excl. swamp- and waterplants, sporae, algae and other micro remains, values < 1% with tenfold exaggeration, + = out of basis sum

LPAZ j (*Pinus*-NAP)

Das einzige für diese LPAZ ermittelte Pollenspektrum (Abb. 5) stammt aus einem Tonmuddelagen-führenden Feinsand, der diskordant über der zuvor beschriebenen Kalkmudde-Tonmudde-Sequenz folgt. Es handelt sich hier um überwiegend zusammenschwemmtes Sediment, in dem ältere Pollenfloren, vorrangig mit Kiefer, Süßgräsern, Bei-

fuß und präquartären Sporomorphen, aufgearbeitet wurden.

Diskussion der Ergebnisse

In einer von MARKUSE (in CEPEK et al. 1967) erstellten Aufschlusskizze werden die Warmzeitsedimente von Röpers-

dorf von Feinsanden und einem Geschiebemergel unterlagert. Im Hangenden folgen miozäne Quarzsande. Diese Abfolge fällt mit ca. 25-30 ° nach ENE ein und wird diskordant von einem fließerdeähnlichen Diamikt überdeckt, welches aufgrund eines Scherbenfunds als holozän verlagter Geschiebemergel gedeutet wurde. Eine hangende Weichsel2-Grundmoräne ist weder im Aufschluss, noch in den Bohrungen Röpersdorf 1/68, KB Röpersdorf 1/00 und 2/00 nachgewiesen worden. Sie erscheint lediglich in dem von CEPEK et al. (1975a, b) rekonstruierten Gesamtprofil.

Die liegende Grundmoräne wurde von CEPEK unter Vorbehalt als Elster2-Grundmoräne angesprochen. Diese Vorbehalte wurden durch die neuen Untersuchungen noch verstärkt.

Somit kann weder die Überdeckung des Röpersdorfer Warmzeit-Vorkommens durch eine Weichsel-Grundmoräne, noch die Unterlagerung durch eine Elster-Grundmoräne zweifelsfrei bestätigt werden.

Die von MARKUSE beschriebene Abfolge Geschiebemergel - Feinsand - Mude - miozäner Quarzsand belegt eindeutig gestörte Lagerungsverhältnisse. CEPEK et al. 1975a weisen ausdrücklich auf einen nach NE fallenden Schuppenbau hin! Leider fand dieser Hinweis in späteren Arbeiten keine Erwähnung mehr.

Mehrere kleinräumige Miozänvorkommen (Schollen?) sind im Raum Röpersdorf bereits in der geologischen Spezialkartierung ausgewiesen worden. In einer ca. 800 m südlich des Hohlwegs befindlichen auflässigen Sandgrube werden pleistozäne Schmelzwassersande ebenfalls von aufgeschobenem Miozän überlagert.

Auch in den KB Röpersdorf 1/00 und 2/00 konnte das deutliche Einfallen der Schichten nach Osten belegt werden. Gleichzeitig weisen die starke Klüftung und das Auftreten von Scherbahnen in den Mudden deutlich auf glazitektonische Beanspruchung hin. Für die wenige Kilometer südlich erbohrten Warmzeitalagerungen von Potzlow konnte ebenfalls ein Einfallen in östliche Richtungen nachgewiesen werden.

Die in den Mudden belegte Fauna lässt keine stratigraphische Aussage zu. Ostrakoden konnten in den gestörten Profilen nur in einem Falle nachgewiesen werden. Allerdings muss in diesem Zusammenhang die Bewertung der Ostrakodenfunde von PIETRZENIUK (1987) relativiert werden. Nach heutigem Kenntnisstand ist die stratigraphische Reichweite von *Scottia browniana* im britischen Raum bis in die Weichsel-Kaltzeit, von *Scottia tumida* bis in das Eem belegt (GRIFFITH 1995). *Scottia browniana* ist ebenfalls im Eem Mecklenburg-Vorpommerns nachgewiesen (FRENZEL & VIEHBERG 2004), *Scottia tumida* wurde von DIEBEL & PIETRZENIUK (1975) aus molluskenführenden Mudden aus Bornim bei Potsdam beschrieben, die nach pollenanalytischen Befunden von STRAHL (2004c, 2005a) ebenfalls ins Eem zu stellen sind. Somit entfällt auch das gewichtige Argument der *Scottia*-Funde von Röpersdorf als Beleg für ein präeemzeitliches Alter.

Die ausschlaggebenden pollenanalytischen Kriterien für die Aufstellung eines eigenständigen Warmzeittyps durch ERD (1987) für das Vorkommen von Röpersdorf waren in Abweichung zum zunächst vermuteten eemwarmzeitlichen Alter der organogenen Ablagerungen (Abb. 3):

- das Linden- vor dem Hasel-Maximum
- die Erlen- und Eiben-Ausbreitung gemeinsam mit der Eiche vor der Hasel
- und der Nachweis des Großen Algenfarns (*Azolla filiculoides*)

Daneben wurde auf einige weitere pollenfloristische Problematika eingegangen, die hier kurz zusammengefasst wiedergegeben und diskutiert seien.

So besteht in der LPAZ a (Abb. 5) nach Meinung von ERD (1970, 1987) u. a. auch ein Problem in den festgestellten hohen Kiefern-Gehalten in diesem Abschnitt. Diese wären nur deutbar, wenn eine Etablierung der Moor-Kiefer (*Pinus mugo*) vorausgesetzt würde, ansonsten wäre eine nachfolgende Verdrängung der Kiefer durch die Birke, deren Ausbreitung den Beginn der nachfolgenden Warmzeit charakterisiert, nicht zu erklären. Fasst man diesen Abschnitt, wie durch ERD (1970) ursprünglich angenommen, als tatsächlich spätsaalezeitlich auf, bestünden große Übereinstimmungen beispielsweise zu den Ablagerungen von Hinterste Mühle, Klinge (SEIFERT 1992, 1993, STRAHL 2004a) und Rehnsdorf. All diesen Profilen fehlt jedoch der in der KB Röpersdorf 2/00 festgestellte hohe Anteil an Hainbuche, Fichte und Tanne.

In den LPAZ b-d erfolgt scheinbar adäquat dem Eem die Ausbreitung erst der Birke, dann der Kiefer und anschließend der Ulme und Eiche. Abweichend von der eemwarmzeitlichen Gehölzeinwanderung ist jedoch die ebenfalls stattfindende, zu frühe Erlen-Ausbreitung. Seitens der Befunde zur KB Röpersdorf 2/00 ist nicht nur die frühe Erlen-Einwanderung ein grundsätzliches Problem, sondern auch die „frühe“ Anwesenheit der Tanne und, wenn hier auch nur untergeordnet, der Hainbuche und der Fichte. Ebenso erscheint das „zeitgleiche“ Einsetzen von Ulme, Hasel und Erle in der KB Röpersdorf 2/00 sowie auch der Eiche in der Bohrung Röpersdorf 1/68 problematisch.

Im Übrigen wird die schon durch ERD (1970, 1987) vermutete standörtliche Förderung der Birke als Erklärung ihrer z. T. langanhaltenden Dominanz als plausibel angesehen, die sich ebenfalls in etwa gleicher Weise in dem genetisch sehr ähnlichen Profil Vevais äußert.

Neben der in den LPAZ e-g erfolgenden, bereits ausführlich beschriebenen Umkehrung der vermuteten regulären Eem-Normalabfolge, bestehend in der Hauptausbreitung der Eiche in der PZ 3, der Hasel in der PZ 4, der Eibe in der PZ 5a, der Linde in der PZ 5b und der Hainbuche in der PZ 6 und sich hier abweichend in einem Linden- und Erlen- vor dem Haselmaximum zeigend, fassen sowohl ERD (1970, 1987) und bezüglich der Snaigupêlê-Warmzeit auch KONDRATIENE (1973) die erreichten Pollenfrequenzen der beiden Gehölze als ungewöhnlich auf. Zu den möglichen Ursachen, wie den Auswirkungen selektiver Korrosion und

einer standörtlichen Förderung beider sei hier auf die vorangegangenen sowie auf die dahingehend gleichlautenden Ausführungen von LIIVRAND (1997) verwiesen.

Bezüglich der möglichen Einstufung in eine der altpleistozänen Warmzeiten kann auch hier das bereits von ERD (1970, 1987) als Gegenargument angeführte Fehlen von so genannten Tertiärrelikten, und zwar Gehölzen, die aufgrund ihrer höheren klimatischen Ansprüche aus dem nördlichen Mitteleuropa im Verlauf des Alt- und Mittelpleistozäns verdrängt wurden, bestätigt werden. Dazu gehören beispielsweise die heute hauptsächlich in China beheimatete Eucommie (*Eucommia*) oder die in Nordamerika heimischen Hemlocktanne (*Tsuga*) und Hickorynuss (*Carya*) sowie noch bis in die Holstein-Warmzeit reichende mediterrane Gehölze, wie die Flügelnuss (*Pterocarya*) und der Zürgelbaum (*Celtis*).

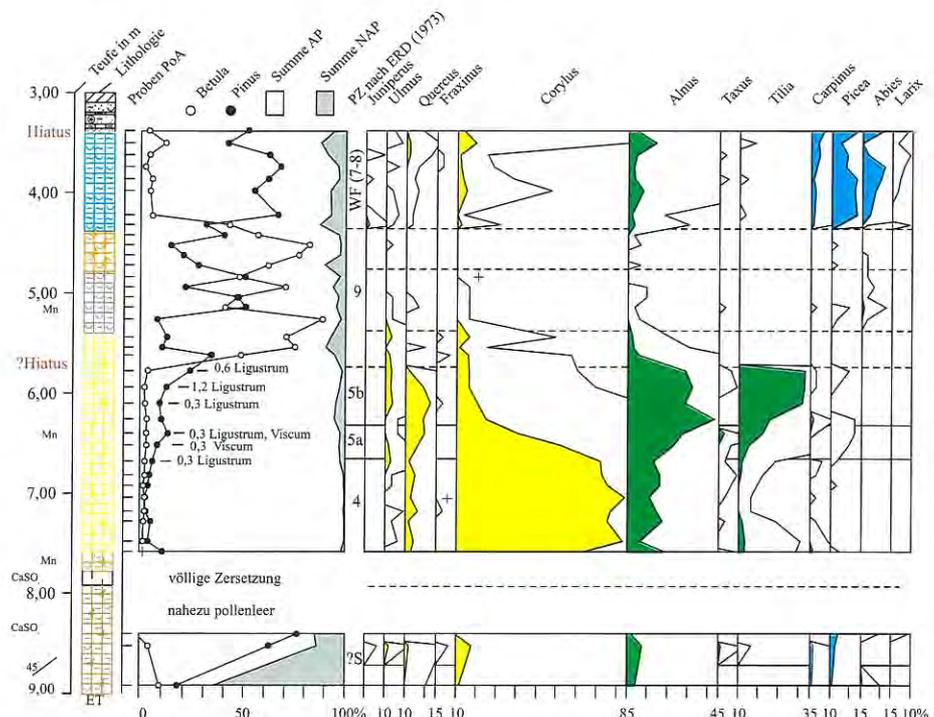
Zu den Argumenten gegen ein cromerzeitliches Alter der Sedimente ist anzumerken, dass lediglich die als zu hoch bewerteten Hasel-Anteile stichhaltig sind, da sich diese nach den bisherigen Erfahrungen schwerpunktmäßig nur auf eemwarmzeitliche Ablagerungen zu konzentrieren scheinen. Nicht zu halten ist jedoch die Begründung der für Röpersdorf zu niedrig ausfallenden Ulmen-Werte. Die Untersuchungen an den holsteinzeitlichen Ablagerungen von Morsleben in Sachsen-Anhalt (STRAHL 1997) zeigten bereits, dass hohe Ulmen-Anteile kein alleiniges Charakteristikum cromerzeitlicher Ablagerungen sein müssen. Zu einer möglichen Einstufung der Sedimente in die mittelpleistozänen Warmzeiten Holstein oder Dömnitz ist Folgendes zu bemerken: Die vorliegende Vegetationsfolge ist weder in „Normalposition“ befindlich, noch bei angenommenen inversen Lagerungsverhältnissen nach Drehung eindeutig mit einer der beiden Warmzeiten vergleichbar. Gegen ein holsteinzeitliches Alter spricht beispielsweise die zur

Erlen-Ausbreitung fehlende frühe Fichten-Ausbreitung. Vielmehr erscheint hier die Tanne, die sowohl im Holstein als auch im Eem erst in der so genannten Schattholzphase typisch ist. Für das Dömnitz können dahingehend keine Aussagen getroffen werden, da der obere Teil dieser Warmzeit bisher nicht beschrieben worden ist. Als weitere prä-eemzeitliche Warmzeit zeigt dafür die bezüglich ihres höheren Teils vollständigere Reinsdorf-Warmzeit (URBAN 1995) an ihrem Ende ebenfalls eine Vergesellschaftung von Hainbuche, Fichte und Tanne. Beiden prä-drenthezeitlichen Warmzeittypen fehlen aber die in Röpersdorf festgestellten hohen Hasel- und mit Einschränkung auch Linden-Werte. Zur Wertigkeit hoher Erlenpollenfrequenzen sei hier nochmals auf das indifferente Verhalten der Erle bei unterschiedlichem Feuchtigkeitsangebot verwiesen. Ebenso kann das für ein prä-eemzeitliches Alter als absoluter Beweis angeführte Vorkommen des Großen Algenfarns nicht so verifiziert werden, wie durch ERD insbesondere 1987 beschrieben. Sämtliche Funde in den KB Röpersdorf 1/00 und 2/00 gehen, wie beschrieben, ausschließlich auf *Massulae*-Bruchstücke zurück.

Ausgehend von der generellen Einwanderungsfolge der Gehölze im Eem und der dazu in den Bohrungen von Röpersdorf festgestellten, in Teilen widersprüchlichen Vegetationsentwicklung sowie den dort gestörten Lagerungsverhältnissen stellt sich nun die Frage, ob hier tatsächlich eine „normale“, also ungestörte Vegetationssukzession vorliegt. Bei einer vermuteten inversen Lagerung des Vorkommens, ließe sich zumindest ein Teil der scheinbaren Widersprüche zu einer Einstufung in die Eem-Warmzeit entkräften. So entstünde bei einer Drehung des Profils (Abb. 6) ein Bild, das nicht die Einwanderung von Gehölzen, sondern z. T. vielmehr ihr klimabedingtes Verlassen des Untersuchungsgebiets veranschaulicht.

Abb. 6
Pollendiagramm der Bohrung RKS Röpersdorf 2/00, Baumpollenanteil, 180° gedrehte sogenannte „Normalabfolge“, inklusive stratigraphischer Deutung, Legende vgl. Abb. 5

Fig. 6
Pollen diagram of borehole Röpersdorf 2/00 (arboreal pollen), so called "normal profile" rotated 180° including stratigraphy, legend see fig. 5



Somit entspräche der Topbereich des Profils der KB Röporsdorf 2/00 mit den LPAZ h-i in realer Normalposition möglicherweise dem Saalespätglazial, hier mit dem NAP-reichen Abschnitt SII (ERD 1973) bzw. Saale B (MENKE & TYNNI 1984) und dem kiefernreichen Abschnitt SIV bzw. Saale C entsprechend den Vorkommen von Klinge und Rehnsdorf bzw. von Hinterste Mühle. Die, allerdings für ein Saalespätglazial ungewöhnlich hohen, *Pediastrum*-Gehalte sprechen für ein insgesamt noch sehr flaches Ablagerungsmilieu. Extrem niedrige Wasserstände vermitteln dann die Akkumulation von Torf.

Angesichts der scharfen Grenze zu den darauf folgenden Kalkmudden und der weiteren Gehölzsukzession ist eine längere Stagnationsphase anzunehmen, da die LPAZ g mit ihren sehr hohen Haselwerten bei Gleichsetzung mit der PZ 4 der Eem-Warmzeit bereits als Warmzeitoptimum aufzufassen ist. D. h., die Warmzeit-einleitende Birken- und Kiefernausbreitung einschließlich der Etablierung von Eiche und Ulme vor der Haselausbreitung ist hier gar nicht erfasst. Wie weit zurück die Warmzeitentwicklung wirklich ging, entzieht sich wegen der korrosiven Zerstörung des Pollen- und Sporeninventars im Torf und im unteren Teil der Kalkmudde unserer Kenntnis.

Es folgen mit der, wenn auch nur schwachen, Eiben- sowie der durch die Korrosion bzw. die Standortnähe verstärkten Lindenausbreitung die PZ 5a (LPAZ f) und 5b (LPAZ e) der Eem-Warmzeit. Der durch ERD (1970, 1987) als früh anwesendes submediterranes Element angeführte Liguster erschien somit folgerichtig vielmehr erst im höheren Teil der Warmzeit, wie z. B. auch in den Vorkommen von Rehnsdorf (PZ 5a), Vevais (PZ 6/7) und Tschernitz (PZ 5-7, STRAHL 2004b).

Ein möglicherweise weiterer Hiatus erstreckt sich über den Zeitraum der PZ 6-8, in denen normalerweise die Hauptausbreitung von Hainbuche, Fichte und Tanne hätte erfolgen müssen. Bezüglich der Hainbuche deutet sich nur eine beginnende Ausbreitung schon während der Haselhauptverbreitung an. Inwieweit hier ein tatsächlicher Hiatus in der Sedimentation oder glazialtektonische Vorgänge (Schuppung und Ausquetschung) als Ursache für das Fehlen in Frage kommen, lässt sich derzeit nicht zweifelsfrei klären. Einen Hinweis auf die ursprüngliche Verbreitung von Hainbuchen-Fichten-Tannen-Wäldern vermittelt lediglich die LPAZ a (PZ WF in Abb. 6). Diese Zone ist problemlos vergleichbar mit den weichselfrühglazialen Ablagerungen von Schönermark (STRAHL 2006a), Potzlow (STRAHL 2006b), Hinterste Mühle und Klinge, in denen vor allem eemzeitliche Sedimente aufgearbeitet wurden. Bei Annahme eines autochthonen Auftretens wäre damit das in der LPAZ a (Abb. 3) von ERD (1970, 1987) als Rückgang gedeutete Verhalten der Offenlandelemente faktisch eine Wiederausbreitung, hier mit Süßgräsern, Beifuß und den weiteren, unter der LPAZ a beschriebenen Elementen. Außerdem treten in Röporsdorf in größerem Maße präquartäre Sporomorphem hinzu.

Die LPAZ b-dI wären demnach keine Warmzeit-einleitenden Vegetationsabschnitte, sondern stünden am Ende

der hier vermuteten Eem-Warmzeit (PZ 9), wo sich wieder verstärkt Birken (standörtliche Förderung) und Kiefern ausbreiteten. Dafür spricht auch das Ausklingen der thermophilen Gehölze und der in den LPAZ b-c zu verfolgenden Tanne. Die bereits oben als weichselfrühglazial diskutierten Ablagerungen der LPAZ a folgen diskordant auf die warmzeitlichen Kalkmudden, d. h. das eigentliche Ende der Warmzeit ist wie vielerorts (Vevais, Hinterste Mühle, Schönermark, Potzlow, Klinge) frühweichselzeitlich gekappt.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die warmzeitlichen Ablagerungen von Röporsdorf pollenfloristisch die größte Ähnlichkeit mit der Eem-Warmzeit besitzen, insbesondere wenn von inversen Lagerungsbedingungen im Vergleich mit dem ungestörten Profil Schönermark und dem vermutlich ebenfalls lagerungsgestörten Profil Potzlow in der näheren Nachbarschaft ausgegangen wird.

Hinsichtlich der Genese und Ausbildung besteht des Weiteren eine große Ähnlichkeit mit dem Profil von Vevais am Oderbruchrand. Ebenso werden die gleichen Verhältnisse im Übergang zum Weichselfrühglazial mit einer überwiegenden Aufarbeitung eemwarmzeitlicher Ablagerungen wie in den benachbarten Vorkommen von Potzlow, Schönermark und Hinterste Mühle reflektiert.

Zusammenfassung

Die Ergebnisse der geologischen und pollenanalytischen Untersuchungen an den KB Röporsdorf 1/00 und 2/00 sprechen für das Vorliegen inverser Lagerungsverhältnisse. Sowohl die eemzeitlich aufgefassten Ablagerungen von Röporsdorf als auch von Potzlow sind Bestandteil stark lagerungsgestörter Abfolgen am Westrand des Uckerseenbeckens. Sie sind in die Stauchungen involviert worden und untermauern die Aktivitäten des weichselzeitlichen Inlandsees.

Auch die pollenanalytischen Befunde deuten auf eine verfälschte Vegetationsabfolge eines wahrscheinlich unvollständig erhaltenen, dem Eem aber sehr ähnlichen Warmzeit-Vorkommens in Röporsdorf hin. Der Große Algenfarn (*Azolla filiculoides*) als Indikator für ein prä-eemzeitliches Alter, konnte in keinem der Profile mit Sicherheit belegt werden. Die zahlreich nachgewiesenen *Massulae*-Bruchstücke scheinen vielmehr ausschließlich vom Gemeinen Schwimmfarn (*Salvinia natans*) zu stammen. Ebenso besitzen die Ostrakoden *Scottia tumida* und *S. browniana* wegen ihrer inzwischen nachgewiesenen deutlich höheren stratigraphischen Reichweite keinen Indikatorwert mehr. Aufgrund der nachgewiesenen Lagerungsstörungen ist die Ausweisung des Röporsdorfer Profils als „Locus typicus“ eines neuen Warmzeittyps abzulehnen.

Summary

Geological and pollen analytical data from the drill cores Röporsdorf 1/00 and 2/00 let assume disturbed bedding conditions for the investigation area. Both, Eemian interpreted sediment layers from Röporsdorf and Potzlow are

part of strong disturbed Quaternary sequences at the western margin of the Ucker-lake-basin. They were involved into glacetectonic deformation and so emphasised activities of the Weichselian ice advance.

Also pollen analytical data from Röpersdorf suggest a falsified vegetation succession of a probably non complete interglacial being very similar to the Eemian. *Azolla filiculoides* as an indicator of pre-Eemian age was not found. Over a wide range observed remains of massulae presumably belong to *Salvinia natans*. Because of the now higher stratigraphical range up to the Eemian respectively to the Weichselian just as well the ostracodes *Scottia tumida* and *S. browniana* lost their value as pre-Eemian indicators.

Due to the disturbed bedding conditions in Röpersdorf the definition of a "Locus typicus" of any interglacial is to be refused.

Literatur

- BALTRŪNAS, V. (1997): Geology of Druskininkai environs and position of occurrence of sediments of the Snaigupelė interglacial. - Abstract Volume and Excursion Guide of INQUA-SEQS Symposium '97, S. 73, Vilnius
- BITTMANN, F. (1992): The Kärlich Interglacial, Middle Rhine region, Germany: vegetation history and stratigraphic position. - Vegetation History and Archaeobotany **1**, S. 243-258, Berlin
- CEPEK, A. G., HULTZSCH, A., GRUNERT, F., MARKUSE, G., MATECKI, J. & H. J. TESCH (1967): Exkursion III, Quartärforschung und angewandte Geologie im Raum Berlin und in der Uckermark. - Kurzf. und Exkursionsf. - Dt. Gesellsch. Geol. Wiss., S. 87-119, Berlin
- CEPEK, A. G., DIEBEL, K. & K. ERD (1975a): Zur Stratigraphie der warmzeitlichen Schichten von Röpersdorf bei Prenzlau (Vorläufige Mitteilung). - Wiss. Zeitschrift EMAU Greifswald **XXIV**, math.-nat. R. 3/4, S. 199-200, Greifswald
- CEPEK, A. G., HELLWIG, D., LIPPSTREU, L., LOHDE, H., ZIERMANN, H. & R. ZWIRNER (1975b): Zum Stand der Gliederung des Saale-Komplexes im mittleren Teil der DDR. - Z. geol. Wiss. **3**, 8, S. 1049-1075, Berlin
- DIEBEL, K. & E. PIETRZENIUK (1975): Mittel- und jungpleistozäne Ostracodenfaunen des Raums Potsdam - Brandenburg - Rathenow in stratigraphischer und ökologischer Sicht. - Z. geol. Wiss. **3** (9), S. 1197-1233, Berlin
- ERD, K. (1970): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Röpersdorf 1/68. - Unveröff. Ber. ZGI Berlin vom 23.12.1970, 23 S., 1 Anl., Berlin
- ERD, K. (1978): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Hy Potzlow 1/73. - Unveröff. Ber. ZGI Berlin vom 26.05.1978, 6 S., 1 Tab., 1 Anl., Berlin
- ERD, K. (1987): Die Uecker-Warmzeit von Röpersdorf bei Prenzlau als neuer Interglazialtyp im Saale-Komplex der DDR. - Z. geol. Wiss., **15**, S. 297-313, Berlin
- Fachbereichsstandard Geologie – Stratigraphie, Stratigraphische Skala der DDR, TGL 25 234/07 vom Januar 1981, ZGI Berlin, 17 S., Berlin
- FRENZEL, P. & F. A. VIEHBERG (2004): Checklist of recent and quaternary ostracods (Crustacea) from freshwater, brackish and marine environments in Mecklenburg-Vorpommern, NE Germany. - Revista Espanola de Micro-paleontologia **36**, 1, S. 29-55, Madrid
- GRIFFITH, H. I. (1995): European Quaternary Freshwater Ostracoda: a biostratigraphic and palaeobiogeographic primer. - Scopelia **34**, 1-168, Ljubljana
- HUNTLEY, J. B. & H. J. B. BIRKS (1983): An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0 - 13 000 years ago. - 667 S.; Cambridge: Cambridge (University Press)
- KONDRATIENE, O. (1973): O tipach pyl'cevych diagramm mjar-kinskogo (mikulinskogo, riss-wjurmckogo) mezlednikov'ja Litvy i vopros ich odnovrastnosti. - Palinologia plejstocena i pliocena, S. 44-48, Moskau
- KONDRATIENE, O. (1996): Stratigraphie und Paläogeographie des Quartärs Litauens auf der Grundlage paläobotanischer Untersuchungen. - 212 S., Akademie Vilnius
- KRILLE, H. (1965): Bericht zur makropaläontologischen Bearbeitung von Proben aus einem Aufschluss am Wegeschnitt westlich von Röpersdorf. - Unveröff. Ber. VEB Geol. Erkund Nord vom 06.09.1965, 2 S., Schwerin
- LITT, T. (1994): Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland unter besonderer Berücksichtigung des Elbe-Saale-Gebietes. - Dissertationes Botanicae **227**, S. 70-74, Berlin, Stuttgart
- LIIVRAND, E. (1997): Problematic Snaigupelė interglacial as misleading factor in stratigraphical reconstructions in Estonia. - Abstract Volume and Excursion Guide of INQUA-SEQS Symposium '97, S. 32-33, Vilnius
- MARKUSE, G. (1966): Geomorphologische Untersuchungen im Bereich des Ucker-Zungenbeckens und seiner Umrandung. - Unveröff. Diss. Humboldt-Universität, Berlin
- MENKE, B. & R. TYNNI. (1984): Das Eem-Interglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. - Geol. Jb., **A 76**, 120 S., Hannover
- PIETRZENIUK, E. (1987): Süßwasser-Ostrakoden aus pleistozänen Ablagerungen von Röpersdorf bei Prenzlau. - Z. geol. Wiss. **15** (3), S. 315-325, Berlin

- SCHLAAK, N., KAHL, J. & J. STRAHL (2003): Sedimentologische und stratigraphische Befunde aus Uferwall und Aue. - In: SCHROEDER, J. H. & F. BROSE (Hrsg.) (2003): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 9: Oderbruch - Märkische Schweiz - Barnim. - S. 71-78, Berlin
- SEIFERT, M. (1992): Vorläufige Mitteilung über die pollenanalytischen Untersuchungen des Profils D der Älteren Dominalgrube von Klinge. - Unveröff. Bericht LfUG Sachsen
- SEIFERT, M. (1993): Pollenanalyse und Vegetationsentwicklung des Profils C, Objekt „Eem – Klinge“. - Unveröff. Bericht LfUG Sachsen
- STRAHL, J. (1997): Zusammenfassender Bericht zur pollenanalytischen Untersuchung von 20 Bohrungen aus dem Erkundungsprogramm Endlager Morsleben. - Unveröff. Bericht BGR Hannover vom 31.08.1997, 192 S., Hannover
- STRAHL, J. (2000): Detailergebnisse pollenanalytischer Untersuchungen an saalespätglazialen bis weichselfrühglazialen Sedimenten aus dem Kiestagebau Hinterste Mühle bei Neubrandenburg (Mecklenburg-Vorpommern). - Brandenburg. geowiss. Beitr. 7, 1/2, S. 29-40, Kleinmachnow
- STRAHL, J. (2001): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung von 38 Proben aus der Bohrung Hy Nedlitz 1/92 (PNz 101/92), Land Brandenburg. - Unveröff. Ber. LBGR vom 08.02.2001, 30 S., Kleinmachnow
- STRAHL, J. (2004a): Das Geotop Klinge – pollenanalytische Untersuchungen an den saalespätglazialen bis weichselfrühglazialen Ablagerungen der ehemaligen Dominalgrube von Klinge, Tagebau Jänschwalde. - Brandenburg. geowiss. Beiträge 11, 1/2, S. 111-121, Kleinmachnow
- STRAHL, J. (2004b): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Kernbohrungen Ww 3/03 (KB Tschernitz SN-3/2003) und Ww 5/03 (KB Tschernitz SN-5/2003), (Land Brandenburg). - Unveröff. Ber. LBGR vom 15.10.2004, 22 S., Kleinmachnow
- STRAHL, J. (2005a): Bericht zur pollenanalytischen Untersuchung der Bohrung HB Bornim 1/2004 (Land Brandenburg). - Unveröff. Ber. LBGR vom 14.03.2005, 2 S., Kleinmachnow
- STRAHL, J. (2005b): Bericht zur pollenanalytischen Untersuchung des Aufschlusses Vevais in Vorbereitung der Unterschutzstellung (Land Brandenburg). - Unveröff. Ber. LBGR vom 14.09.2005, 9 S., Kleinmachnow
- STRAHL, J. (2005c): Bericht zur pollenanalytischen Untersuchung der Eemvorkommen von Rehnsdorf, Wolkenberg und Wolkenberg I, Tagebau Welzow-Süd (Land Brandenburg). - Unveröff. Ber. LBGR vom 10.11.2005, 16 S., Kleinmachnow
- STRAHL, J. (2006a): Bericht zur pollenanalytischen Untersuchung der Bohrung KB Schönermark 1/02 (Land Brandenburg). - Unveröff. Ber. LBGR vom 01.03.2006, 4 S., Kleinmachnow
- STRAHL, J. (2006b): Bericht zur pollenanalytischen Untersuchung der Bohrung KB Potzlow2000 (Land Brandenburg). - Unveröff. Ber. LBGR vom 01.03.2006, 6 S., Kleinmachnow
- URBAN, B. (1983): Biostratigraphic correlation of the Kärlich Interglacial, Northwestern Germany. - *Boreas* 12, S. 83-90, Oslo
- URBAN, B. (1995): Palynological evidence of younger Middle Pleistocene Interglacials (Holsteinian, Reinsdorf and Schöningen) in the Schöningen open cast lignite mine (eastern Lower Saxony, Germany). - *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 52, 175-185, Amsterdam

Anschrift der Autoren:
Dipl.-Geol. Norbert Hermsdorf
Dr. Jaqueline Strahl
Landesamt für Bergbau, Geologie
und Rohstoffe
Bereich Geologie
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Mitteilung aus dem Landesamt No. 205

Kurzmitteilung

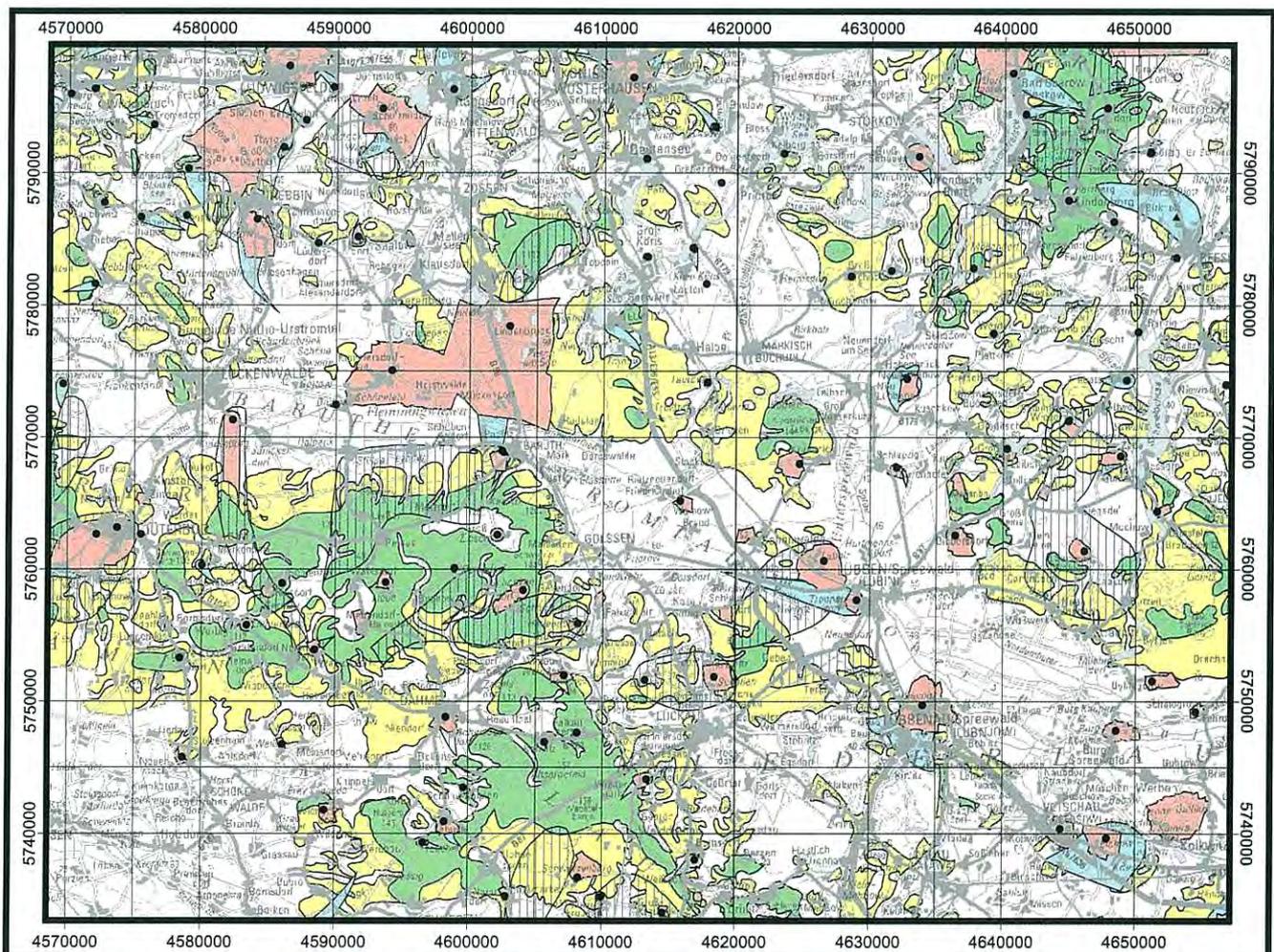
Standorte für Wasenplätze im Land Brandenburg

ANGELA HERMSDORF, NORBERT HERMSDORF & JÖRG-UWE SCHMIDT

Mit dem Auftreten der Vogelgrippe in Norddeutschland zu Beginn des Jahres 2006 trat ein Zustand ein, der die Umweltbehörden zum Handeln aufforderte. Es musste Vorsorge

dafür geschaffen werden, dass das Risiko des Übergreifens der Vogelgrippe auf Massentierhaltungsanlagen und andere Nutztierbestände möglichst gering gehalten werden konnte. Gleichzeitig musste man auf den möglichen Katastrophenfall des massenhaften Anfalls von Tierkadavern vorbereitet sein. Da in einem solchen Falle die vorhandenen Tierkörperbeseitigungsanlagen überfordert wären, entschied man sich für die Entsorgung durch Vergraben der Tierkadaver an so genannten Wasenplätzen.

Das Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg wurde vom Ministerium für Ländliche Entwicklung, Umwelt und Verbraucherschutz Brandenburg beauftragt, kurzfristig eine Karte zu möglichen Standorten von Wasenplätzen im Land Brandenburg zu erarbeiten. Die dafür mit dem Erlass Nr. 22/2006 vom 02.03.2006 vorgegebenen Standortkriterien waren u. a.:



- Aktive Wasserwerke
 - ▲ Mineralwasserförderung
 - Wasserschutzgebiete
 - Hydraulische Einzugsgebiete von genutzten Grundwasservorräten
 - ||| Hydraulische Einzugsgebiete von perspektivischen Grundwasservorräten
- Standorte für Wasenplätze
- Standort auszuschließen Flurabstand < 5 Meter
 - Standort bedingt möglich Flurabstand 5 bis 10 Meter
 - Standort möglich Flurabstand > 10 Meter

Ausschnitt aus der Standortkarte für Wasenplätze im Land Brandenburg

1. an der Oberfläche anstehende rollige Substrate sowie grundwasserferne Standorte mit Flurabständen > 10 m
2. an der Oberfläche anstehende rollige Substrate über bindigen Horizonten (Geschiebemergel/Schluffe) mit Flurabständen > 5 m

Diese geologischen Voraussetzungen sollen einerseits den natürlichen Verrottungsprozess der Tierkadaver forcieren und andererseits ein Eindringen von Schadstoffen (u. a. Verbindungen von Stickstoff, Schwefel, Phosphor) in den wassererfüllten Grundwasserleiter ausschließen oder zumindest minimieren.

Die Erarbeitung der Karte erfolgte aus Gründen der landeseinheitlichen Bewertung und unter dem gegebenen Zeitdruck im Landesmaßstab 1 : 300 000, zur besseren Orientierung wurde sie im Ausgabemaßstab 1 : 100 000 den Landkreisen zur Verfügung gestellt.

Die fachliche Grundlage bildeten die digitalen Daten der Geologischen Übersichtskarte von Brandenburg i. M. 1 : 300 000, der Hydro-Isohypsen sowie der Wasserschutzgebiete von Wasserwerken und der hydraulischen unterirdischen Einzugsgebiete ungenutzter Grundwasserlagerstätten.

Im Ergebnis des Verschneidens der geologischen und hydrogeologischen Informationen wurden drei Kategorien zu möglichen Standorten von Wasenplätzen ausgehalten und entsprechend einer Ampelkarte farblich gekennzeichnet: „**Standort ist auszuschließen**“ (rot), „**Standort bedingt möglich**“ (gelb) bzw. „**Standort möglich**“ (grün).

- Die grün dargestellten Flächen besitzen Flurabstände von > 10 m, in weiten Teilen auch von > 20 m bei vorherrschend sandigen Oberflächensubstraten.
- Die gelb dargestellten Flächen besitzen Flurabstände von < 10 m, aber von > 5 m bei vorherrschend sandigen Oberflächensubstraten über bindigen Horizonten.
- Die blassrot dargestellten Flächen sind sowohl Gebiete mit geringen Flurabständen in den Tälern und Niederungen als auch Gebiete mit vorwiegend bindigen Oberflächensubstraten in den Hochflächen.

Zusätzlich zur klassischen Ampeldarstellung wurden Flächen eingearbeitet, die ebenfalls als Wasenplatzstandorte auszuschließen sind (rot und blau). Dies sind Gebiete, die dem unmittelbaren Schutz des nutzbaren Grundwasserleiters (Wasserschutzgebiete) dienen, hydraulische Einzugsgebiete von Wasserwerken und prognostische Grundwasservorräte.

Bedingt durch den Arbeitsmaßstab 1 : 300 000 konnten kleinräumige Areale nicht dargestellt werden. Da die verfügbaren Daten sowohl in ihrer Quantität als auch ihrer Qualität sehr heterogen sind, ist die Aussagegenauigkeit regional unterschiedlich zu bewerten. Insbesondere für ehemalige und aktuelle Truppenübungsplätze ist sie problematisch.

Insgesamt ist diese Karte als Planungshilfe für die Landkreise zu betrachten, die es in einer ersten Orientierung er-

möglicht, grundsätzlich Standortbereiche zur Anlage von Wasenplätzen auszuweisen. Allerdings erlaubt es die vorgegebene naturräumliche Ausstattung des Landes Brandenburg nicht, aus hydrogeologischer Sicht absolut risikofreie Standorte zu benennen. Vor diesem Hintergrund wurde, vor allem für die als bedingt geeigneten Flächen, empfohlen, auf jeden Fall Einzelfallprüfungen anhand vorhandener bzw. niederzubringender Bohrungen vorzunehmen.

Anschrift der Autoren:
Dipl.-Geol. Norbert Hermsdorf
Dipl.-Geoln. Angela Hermsdorf
Dipl.-Geol. Jörg-Uwe Schmidt
Landesamt für Bergbau, Geologie
und Rohstoffe Brandenburg
Bereich Geologie
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Mitteilung aus dem Landesamt No. 206

10 Jahre Bohrkern- und Probenarchiv in Wünsdorf

JÜRGEN KOPP

1. Einleitung

Am 11. April 2006 fand im Bereich Geologie des Landesamtes für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg (LBGR) in Kleinmachnow eine Vortragsveranstaltung anlässlich des zehnjährigen Bestehens des Bohrkern- und Probenarchivs in Wünsdorf statt.

Etwa 70 Gäste, darunter aus Wirtschaft, Wissenschaft, der Landesverwaltung sowie geologischen Partneereinrichtungen wurden durch den Präsidenten des LBGR, Herrn Dr. Klaus Freytag und seinen Stellvertreter und Leiter der Ab-

teilung Geologie, Herrn Dr. Werner Stackebrandt willkommen heißen.

Im Anschluß daran wiesen im Verlauf von fünf Vorträgen Vertreter von Firmen, der TU Bergakademie Freiberg, des GeoForschungsZentrums Potsdam und des LBGR auf die enorme Bedeutung der archivierten Bohrkern für Brandenburg als modernen Wirtschafts- und Energiestandort hin. Eine positive Resonanz fand diese Veranstaltung u. a. in einem Artikel in der Märkischen Allgemeinen Zeitung vom 14 Juni, in dem journalistisch gut aufbereitet die breite Öffentlichkeit über die Bedeutung dieser Einrichtung informiert wurde.

Die Bestände an erbohrten Gesteinen und sonstigen geologischen Proben des Bohrkern- und Probenarchivs des LBGR repräsentieren in diesem Sinne die Lithothek des Landes Brandenburg und dienen der Erschließung der Geopotenziale des tiefen Untergrunds und der Daseinsvorsorge.

Im Anschluß an die Vorträge fand ein Besuch im ca. 30 km südöstlich Berlins gelegenen Bohrkern- und Probenarchiv statt. Das Archiv im Verwaltungszentrums Wünsdorf bietet in vier Hallen mehr als 150 000 Kernkisten Platz. Sie befinden sich in den bis zu 120 m langen und 24 m breiten Gebäuden auf etwa 1 600 Paletten, zweietagig in Schwerlastregale eingeordnet. Im Verwaltungsteil sind Räume für unmittelbare Bohrkern-Untersuchungen und zur Gesteinsbearbeitung eingerichtet. (Abb. 1).



Abb. 1
In Paletten gestapelte Bohrkern als durchgängiges Archivierungsprinzip



Abb. 2
Rotliegendes Sedimente aus Tiefbohrungen

2. Bohrkern-Bestände

Brandenburg liegt mit dem weitaus größten Teil seines Landesgebiets im Bereich der Norddeutsch-Polnischen Senke, einem bereits im Unterkarbon angelegten Sedimentbecken, das im Rotliegend seine größte Ausdehnung erreichte. Seine Füllung besteht dementsprechend überwiegend aus mächtigen permischen klastischen und salinaren Sedimenten sowie aus vulkanischen und pyroklastischen Gesteinsserien. Darüber wurden mesozoische bis känozoische Sedimente von ebenfalls erheblicher Mächtigkeit abgelagert. Lediglich im Süden begrenzen die NW – SE streichenden Mitteldeutschen Hauptabbrüche die austreichenden mesozoischen Sedimente gegen die kristallinen Gesteine der Lausitz. Derartige Sedimentbecken stellen weltweit – wie auch in Brandenburg – die größten Rohstoffreservoirs der Menschheit dar. Aus ihnen sind nicht nur Rohstoffe wie Kohlenwasserstoffe, Salze, Erze und Braunkohle gewinnbar, sondern sie bieten auch Möglichkeiten zur Anlage von Kavernen für die Speicherung von Erdgas und weiteren Nutzstoffen. Insbesondere aber ist aus derartigen Becken Erdwärme auf unterschiedliche Weise gewinnbar. Die Bohrkernbestände aus Tiefbohrungen, die dieses Becken geologisch erschlossen haben, bilden zweifellos den Hauptschwerpunkt des Archivs. Dabei haben 71 Bohrun-



Abb. 3
Wismut-Bohrung (Granodiorit mit zahlreichen mafischen Xenolithen)

gen ihre Bohrsohle zwischen 3 000 m und 6 000 m Tiefe und etwa 250 weitere Bohrungen zwischen > 1 000 und < 3 000 m. Die Sohle der tiefsten Bohrung Brandenburgs liegt bei 7 008 m und gehört damit zu den tiefsten in der Welt. Geologische Proben derartigen Umfangs und Charakters sind allein aus Kostengründen nicht wieder beschaffbar und stellen außerdem noch einen sehr hohen materiellen, wissenschaftlichen Wert dar (Abb.2).

Einen zweiten Schwerpunkt bilden Kupferschieferbohrungen aus Süd- und Mittelbrandenburg. Viele der bis zu 1 400 m tiefen Bohrungen sind komplett erhalten. Sie dokumentieren einerseits den geologischen Aufbau des Südost-Randes des Zechsteinmeeres und andererseits die im europäischen Maßstab bedeutende Kupferlagerstätte Spremberg-Graustein.

Im Zuge des Rüstungswettlaufs zwischen Ost und West wurden nach dem 2. Weltkrieg in der damaligen Sowjetischen Besatzungszone und der DDR geologisch-lagerstättenkundliche Suchprogramme auf Uranerze durchgeführt. Träger dieser Untersuchungen war die SAG-Wismut bzw. die spätere SDAG-Wismut. In diese Untersuchungen sind auch Teile Südbrandenburgs einbezogen worden. Sie betreffen insbesondere die Plutonite der Mitteldeutschen Kristallzone und die Rothsteiner Schichten. Letztere befinden sich überwiegend in den Randbereichen des Torgau-Doberluger Synklinoriums. Sie sind stratigraphisch zusammen mit den Lausitzer Grauwacken ins Präkambrium zu stellen und dürften damit die geologisch ältesten Gesteinsfolgen Brandenburgs repräsentieren. Später sind die Randbereiche der Granitoidplutone dort, wo sie an kambrische Schichten grenzen, durch die Wismut-AG auf Wolfram-Vererzungen untersucht worden.

Von den zahlreichen niedergebrachten Bohrungen sind nur wenige erhalten geblieben (Abb. 3). Es konnten jedoch einige tiefe Bohrungen vollständig übernommen werden.

Einen weiteren Schwerpunkt bilden die etwa 180 Bohrungen zur Erkundung der Anthrazit-Lagerstätte Doberlug-Kirchhain mit ihren berühmten Visé-Floren. Von den nahezu 180 Bohrungen, die zwischen 1938 und 1960 bis zu 500 m tief niedergebracht wurden ist ein Teil erhalten geblieben. Diese Bohrungen erschlossen Schichtenfolgen des Unterkarbons (Viseum) und des Unterkambriums. Letzteres unterlagert hier im Bereich des Torgau-Doberluger Synklinoriums das Unterkarbon nahezu unbeanspruch. Eine reiche Fauna und Flora ermöglichte die stratigraphische Einstufung.

Weitere umfangreiche Bestände bilden die Kerne der wichtigen Kartierungsbohrungen der 60er Jahre, zur Eisenerzkundung in der Prignitz sowie zur Braunkohle- und Hartgesteinerkundung. In letzter Zeit kamen insbesondere Bohrkernbestände aus der geothermischen Exploration und Kavernenanlage in Nordbrandenburg hinzu.

3. Wie geht es weiter?

Neben den wirtschaftlichen und wissenschaftlichen Gesichtspunkten haben erst die Tiefbohrungen das Wissen

über den geologischen Untergrund Brandenburgs, den noch 1951 der bedeutende deutsche Geologe HANS STILLE als „Terra incognita“ bezeichnete zutage gebracht und fundiert. Die Bohrungen stellen deshalb für Brandenburg ein erstrangiges Kultur- und Wissenschaftsgut dar, das für zukünftige geowissenschaftliche und wirtschaftliche Fragestellungen, die wir heute noch nicht kennen, unbedingt erhalten werden muß.

Ein gegenwärtig und zukünftig brisanter Themenkreis betrifft die Rohstoffsicherung. Die Situation auf den Rohstoffmärkten ist nicht nur für Öl und Gas extrem angespannt, sondern in noch weit stärkerem Maße für viele wichtige Gebrauchsmetalle, wie Kupfer, Blei, Zink, Silber, Mangan usw. Damit rücken aber wieder einheimische Brandenburger Rohstoffe, wie die zahlreichen kleineren Kohlenwasserstoff-Lagerstätten und die Metalle der erkundeten (po-

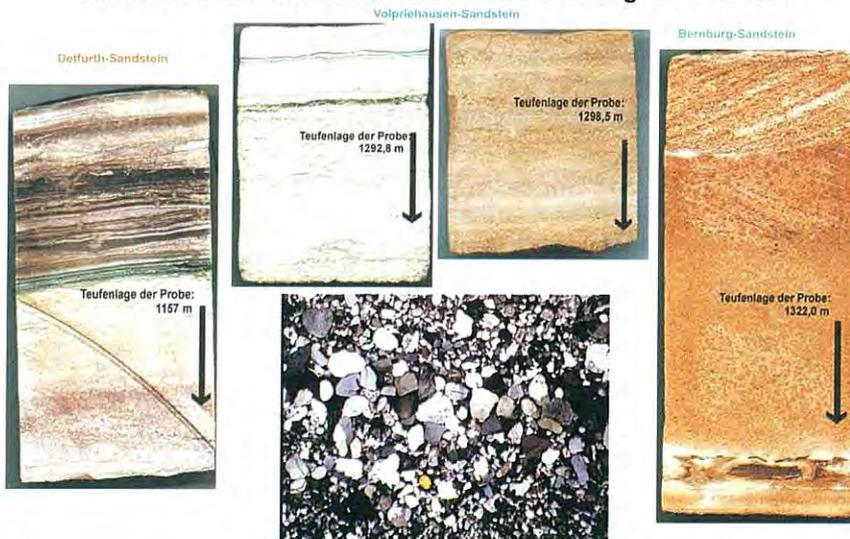
lymetallischen) Kupferlagerstätte Spremberg-Graustein in das Blickfeld der Industrie.

Diese Problematik, die sich bereits zum Ende 90er Jahre andeutete, ist durch die Politiker des Bundes und der Länder vollkommen unterschätzt worden, wie auch aus zahlreichen Presseveröffentlichungen zu entnehmen ist. Es ist daher vor allem eine Frage wirtschaftspolitischer Vernunft die einmaligen Bestände des Bohrkern- und Probenarchiv in Wünsdorf abzusichern. Diese Daseinsvorsorge ist jedoch sehr ungewiss, da viele der Brandenburger Landesgeologen in Kürze die Altersgrenze erreichen und die Personalpolitik der Landesregierung bisher keine Personalzuführung zuließ.

Damit hängt die Zukunft des Bohrkern- und Probenarchiv in Wünsdorf ganz besonders von der personellen Ausstattung mit entsprechend qualifizierten Geowissenschaft-

lern ab. Wird hier keine entsprechende Lösung gefunden, sollte der Mut aufgebracht werden, die administrative Zuordnung des Bohrkern- und Probenarchivs in Wünsdorf im Interesse einer auch zukünftigen wirtschaftlichen und wissenschaftlichen Nutzung zu ändern.

Sandsteine des Buntsandsteins in der Bohrung GT BUC 1/98



Anschrift des Autors.
 Dr. Jürgen Kopp
 Landesamt für Bergbau Geologie
 und Rohstoffe
 Bereich Geologie
 Stahnsdorfer Damm 77
 14532 Kleinmachnow

Mitteilung aus dem Landesamt No. 207

Abb. 4
 Buntsandstein-Bohrkerne der Thermal-Bohrung
 GT BUC 1/98 in Burg/Lausitz

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	13 (2006), 1/2	S. 67-88	20 Abb., 3 Tab., 24 Lit.
------------------------------	--------------	----------------	----------	--------------------------

Geologisch-sedimentologische Untersuchungen des Sedimentmittels zwischen dem Bornaer und dem Thüringer Hauptflöz im Restloch Groitzscher Dreieck

Geologic-sedimentological investigations of the sedimentary interbed between the Borna and Thüringen main seam in the abandoned strip coal mine Groitzscher Dreieck

ANSELM KÜHL, FRANK-W. JUNGE, TIM STEINBERG & REINER STANGE

1. Einleitung

Seit einigen Jahren wird durch den Ko-Autor dieses Beitrages, PD Dr. habil. Junge, das BMBF-Forschungsthema „Klimavariabilität in Warmzeit-Kaltzeit-Übergängen“ im Rahmen des DECLIM-Förderprogramms bearbeitet. In diesem Rahmen wurden und werden geologische Kartierungsarbeiten von tertiären und pleistozänen Schichtfolgen in Mitteleuropa (Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen) durchgeführt mit anschließender geologisch-sedimentologischer Bearbeitung auf der Grundlage granulometrischer, geochemischer und isotopegeochemischer Daten (JUNGE 2000, JUNGE et al. 2001, 2002, 2005, EISSMANN 2004, MIERSCH & KÜHL 2002, 2003 sowie NESTMANN, KÜHL & JUNGE 2004).

Eine wichtige geologische Typuslokalität stellt das Restloch des ehemaligen Braunkohlentagebaus Groitzscher Dreieck dar, in welchem die Sedimentfolge zwischen dem Bornaer Hauptflöz (Flöz II) und dem Thüringer Hauptflöz (Flöz III) aufgeschlossen ist und feinstratigraphisch-sedimentologisch aufgenommen wurde.

Im Einzelnen beinhaltet die Spezialkartierung

- die Abgrenzung und Erfassung des lithologischen Inventars der Schichten bis in den Zentimeterbereich in Schlitzprofilen an den Endböschungen des Restlochs
- Messungen von Schichtneigungen an einzelnen fluviatilen Schichtkörpern
- Messungen an den in der fluviatilen Schichtserie eingelagerten Baumstämmen: Stammhöhe und -durchmesser, relative Höhenlage im Profil sowie deren räumliche Orientierung
- Probenentnahme lithologisch differenzierter Einheiten.

Die Hauptziele der vorgestellten Arbeit bestanden

- in der Erarbeitung eines lithostratigraphischen Gesamtprofils,
- in der Differenzierung, Zusammenfassung und Charakterisierung übergeordneter li-

thogenetischer Schichteinheiten mit Hilfe der Sequenzanalyse ausschließlich auf der Grundlage unscharfer Objektinformationen aus der Schichtenaufnahme und -dokumentation,

- in der lithogenetischen Interpretation auf der Grundlage der Korngrößen und des Korngrößenwechsels sowie der Raumlagedaten der Baumstämmen in der fluviatilen Schichteinheit.

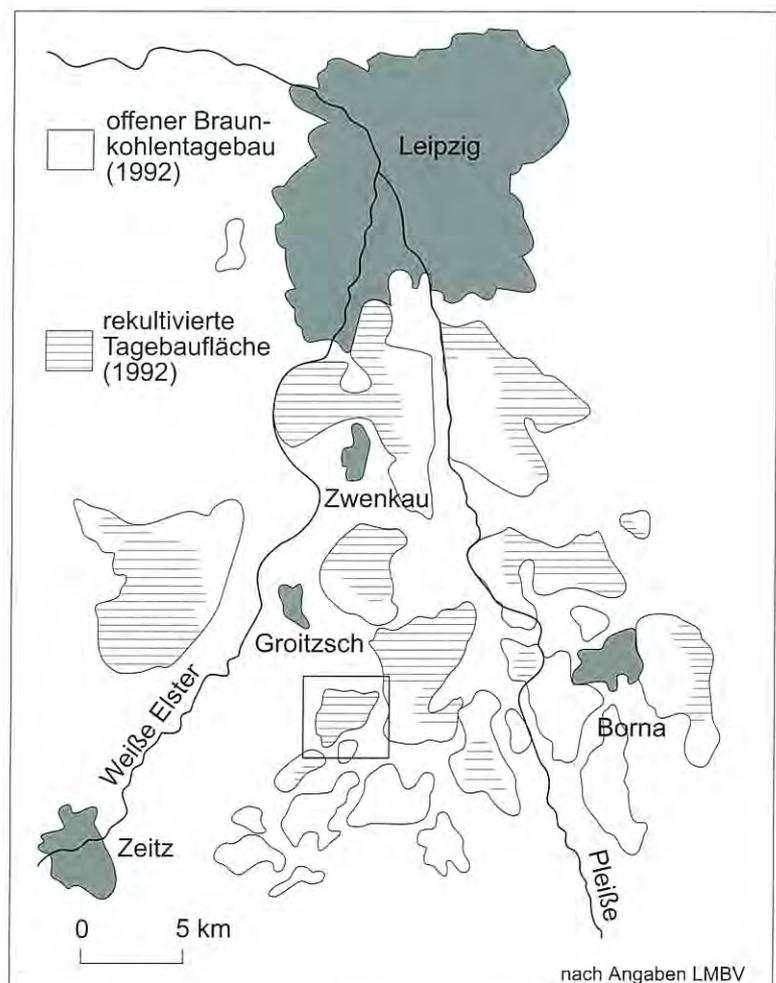


Abb. 1 Lage des Untersuchungsgebiets Restloch Groitzscher Dreieck
Fig. 1 Position of the studied area

2. Lage und geologische Situation des Kartierungsgebiets

Das Kartierungsgebiet befindet sich südlich der Stadt Groitzsch, westlich der Ortschaften Hohendorf und Lucka im Restloch des Tagebaus Groitzscher Dreieck im südlichen Weißelsterbecken (Topographische Karte 1 : 25 000, Blatt 4839 Groitzsch, bzw. Blatt 4840 Borna des Landesvermessungsamts Sachsen) (Abb. 1). Der kartierte Bereich liegt in der nordöstlichsten Ecke des Tagebaus (Abb. 2).

Das Weißelsterbecken markiert das heute von der Weißen Elster durchflossene Verbreitungsgebiet der eozän-unteroligozänen Braunkohlenflöze (Sächsisch-Thüringisches Unterflöz, Bornaer und Thüringer Hauptflöz, Böhlener Oberflöz) und liegt in der südlichen und mittleren Leipziger Bucht bis zur Halleschen Störung im Nordwesten und dem Flözrand nördlich von Leipzig. Es umgrenzt einen schon im Prätertiär angelegten, nach Norden offenen, hufeisenförmigen Senkungsraum.

Dieser entwickelte sich spätestens im frühen Eozän zur Hauptentwässerungs-Passage für die aus dem südlichen Hinterland (Böhmen, Thüringen, Nordbayern) kommenden und nach Norden durch die heutige Leipziger Bucht entwässernden Flüsse. Die Flüsse aus dem Südosten und Südwesten erreichten den Senkungsraum bei Altenburg (Zwickau-Altenburger-Flusssystem) und östlich von Zeitz (Vogtländisch-Thüringisches Flusssystem).

Spätestens im Mittelozän erfolgte eine großräumige Absenkung des gesamten Gebiets unter das Erosionsniveau, womit eine flächenhafte weitgehend lückenlose Sedimentation bis in das Untermiozän begann (EISSMANN 2004). Durch die Meeresüberflutung (Rupeltransgression) im Unteroligozän erhielt das Weißelsterbecken seinen vollständigen

Ansatz an die Norddeutsche Tertiärsenke der Urordsee (MÜLLER 1983). Dadurch verlor es endgültig seinen bis zu diesem Zeitpunkt überwiegenden Charakter als Binnen- senke.

Vor seinem endgültigen Anschluß an die Norddeutsche Tertiärsenke im Unteroligozän fand seit dem Mittelozän in mehreren Phasen eine zunehmende marin-ästuarine Beeinflussung des Senkungsraums durch die Urordsee statt. Der ältere, in das Mittelozän einzustufende Flözzyklus (Sächsisch-Thüringisches Unterflöz) ist noch durch einen Wechsel fluviatiler und limnischer Sedimente charakterisiert. Demgegenüber zeigen sich im zentralen Weißelsterbecken erste marin-ästuarine Einflüsse während der Hauptflöz-Bildungszeit (Oberes Mittelozän bis Obereozän; Zwischenmittel zwischen Bornaer und Thüringer Hauptflöz und dann deutlich vor Beginn der Ablagerung des unteroligozänen Böhlener Oberflözes (obereozän-unteroligozäner Übergangszeitraum mit den Domsen Schichten; STANDKE 2001, JUNGE et al. 2001, 2002, 2005).

Die Zwischenmittel dokumentieren insgesamt das wiederholte Vordringen von Salz- und Brackwasser, zuerst in die Buchten der stark gegliederten Küstenlandschaft, später bis weit in das Hinterland hinein. Ursachen dafür waren die geringen Reliefunterschiede bzw. das geringe Gefälle und das niedrige Meeresspiegelniveau. Diese bewirkten bei nur geringen Meeresspiegelschwankungen deutliche Fazieswechsel zwischen Süßwasser- und Salzwassersedimenten. Allerdings sind die wiederholten Meeresvorstöße nicht vergleichbar mit der dauerhaften Überflutung und der Ausbildung mariner Faziesbereiche im Weißelsterbecken während der Rupeltransgression.

Die tertiäre Sedimentation beginnt im Weißelsterbecken über einem Paläokarstgebirge aus zechsteinzeitlichen Schichten mit dem durch subsosive Prozesse (Kesselbildung) beeinflussten

ersten Flözzyklus (Sächsisch-Thüringisches Unterflöz bzw. Flöz I). Getrennt durch fluviatile Ablagerungen, folgt darüber der Hauptflözzyklus, der die beiden, z. T. durch ein Sandzwischenmittel getrennten Hauptflöze (Thüringer und Bornaer Hauptflöz) beinhaltet.

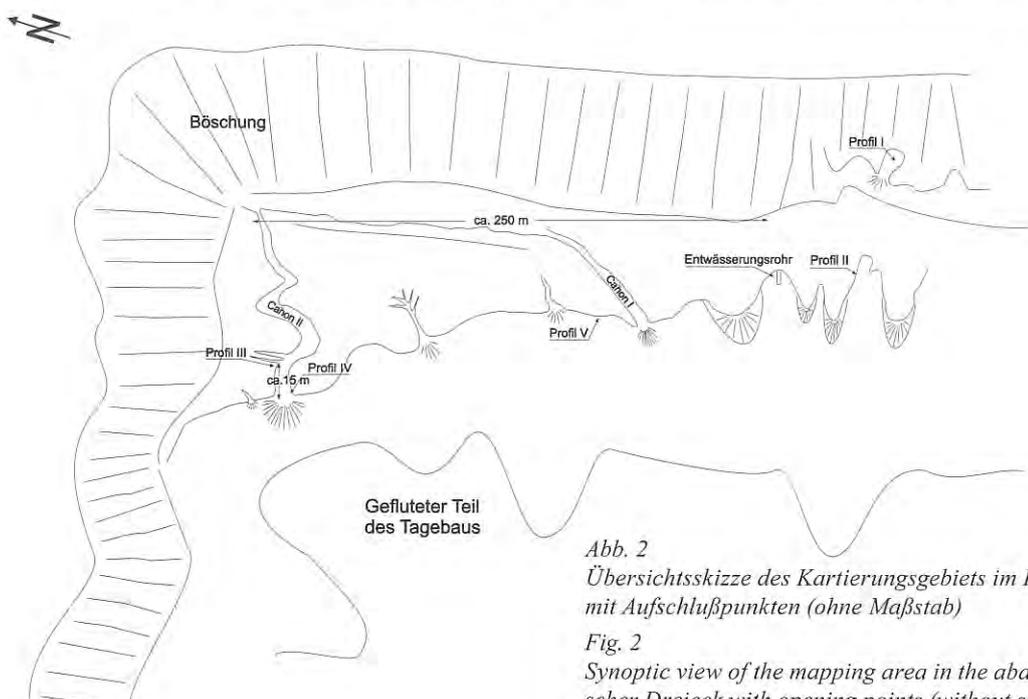


Abb. 2
Übersichtsskizze des Kartierungsgebiets im Restloch Groitzscher Dreieck mit Aufschlußpunkten (ohne Maßstab)

Fig. 2
Synoptic view of the mapping area in the abandoned strip mine Groitzscher Dreieck with opening points (without scale)

Innerhalb dieses fluviatilen Sandzwischenmittels sind die ersten marin-ästuarinen Beeinflussungen im zentralen Weißelsterbecken nachweisbar. Über dem Hauptflözkomplex liegt eine faziell stark differenzierte Folge, welche aus fluviatilen und limnischen Sedimenten (Haselbacher Ton) sowie flachmarinen Sedimenten (Domsen Schichten) besteht. Mit dem darüber entwickelten unteroligozänen Böhler Oberflöz (Flöz IV) findet die Sedimentation des Älteren Flözkomplexes (Bornaer Schichten nach EISSMANN 2004; Borna-Formation nach DSK 2002) ihren Abschluß. Faziell differenzierte, vollmarine Sedimente der Rupeltransgression bestimmen die Sedimentation im Weißelsterbecken während des Oligozäns. Hebungsprozesse im Oberoligozän führten zu bedeutenden fluviatilen Einschnitten (Thierbacher Erosionsdiskordanz) mit lückenhafter Sedimentation.

Darüber beginnt die zyklische Abfolge des im Untermiozän beginnenden Jüngeren Flözkomplexes mit den Flözen der Bitterfelder und Dübener Schichten (Cottbus-, Spremberg- und unterer Teil der Brieske-Formation). Eine weitflächige Erosionsdiskordanz, welche auf eine Schichtlücke wahrscheinlich vom Oberen Untermiozän bis in das ältere Pleistozän hinweist, schneidet die tertiäre Sedimentation im Untersuchungsgebiet ab.

Die Sedimentation im Zeitraum Obereozän bis Unteroligozän war im Weißelsterbecken durch die Akkumulation der innerhalb der Borna Schichten auftretenden, bergbaulich bedeutenden Flöze des Älteren Nordwestsächsischen Flözkomplexes (Flöze I bis IV) gekennzeichnet. Die Überlagerung von epirogenen und subrosiven Bewegungen sowie auch von klimatisch und eustatisch verursachten Meeresspiegelschwankungen führten im betrachteten Zeitraum zu einer mehrfachen Unterbrechung der Flözbildungsprozesse.

Im Ergebnis kam es innerhalb der Binnensenke des Weißelsterbeckens zu bedeutsamen Wechseln zwischen Phasen der

Erosion und Akkumulation. Dabei ist die Akkumulation durch den wechselnden Absatz sowohl limnisch-fluviatiler, als auch ästuariner und mariner Sedimente gekennzeichnet. Diese trennen als Zwischensedimente die einzelnen Flöze und ihre Begleiter voneinander ab. Die ins Mittel- bis Obereozän zu stellenden Flöze I und II (Sächsisch-Thüringisches Unterflöz, Bornaer Hauptflöz) sind überwiegend durch fluviatile und limnische Ablagerungen eines mehrfachen aufgeschütteten Schwemmfächers getrennt (Älterer Nordwestsächsischer Schwemmfächer, Borna Schichten). Demgegenüber machen sich im höheren, obereozänen bis unteroligozänen Übergangszeitraum erste marine Beeinflussungen bemerkbar. Diese erreichen mit den weit im Süden des Weißelsterbeckens verbreiteten Domsen Schichten – im Liegenden des schon ins Unteroligozän zu stellenden Flözes IV (Böhler Oberflöz) – ihren ersten Höhepunkt. Mit der Rupel-Haupttransgression der Nordsee und dem Absatz der Böhler Schichten im Hangenden des Böhler Oberflözes wurde die Flözakkumulation innerhalb des Weißelsterbeckens weitgehend beendet (EISSMANN 2004, BELLMANN et al. 1981, DOLL 1984, 1982).

Südlich Leipzig wird die klastische Sedimentfolge zwischen den Flözen II und IV in ihrem liegenden Teil überwiegend durch die Ablagerung eines die Leipziger Tieflandsbucht in SW-NE-Richtung querenden mäandrierenden Flusssystemes (Zwickau-Altenburger Fluß) mit zahlreichen Nebenarmen (z. B. Hainer und Bösdorfer Flusssande) gebildet (JUNGE et al. 2001).

3. Geologische Feldarbeiten

Bedingt durch die Aufschlußverhältnisse an den schon seit Jahrzehnten hangerodierten Endböschungen im Restloch Grotzschers Dreieck konnte kein durchgängiges Profil der Schichtserie zwischen den beiden begrenzenden Braunkohlenflözen kartiert werden. Vielmehr musste das Gesamtprofil der Schichten aus den lithostratigraphisch aufgenommenen Teilprofilen I, II, III und IV zusammengestellt werden (Abb. 2 und 3).

Wegen der Monotonität der Schichtfolgen bei meist fehlenden Leithorizonten und einer deutlichen Fa-



Abb. 3

Blick auf das Kartierungsgebiet Restloch Grotzschers Dreieck mit rezenten Cañons (Foto: Steinberg 2001)

Fig. 3

View on the mapping area in the abandoned strip mine Grotzschers Dreieck (photo: Steinberg 2001)

ziesverzahnung sollten die Teilprofile möglichst geringe Distanzen untereinander aufweisen und sich überlappen. Beides war auf Grund der Aufschlußverhältnisse (z. T. extreme Überdeckung der Böschungen durch Hangschutt) nicht zu realisieren. Deswegen wurden in die Erarbeitung des Gesamtprofils die Profilaufnahmen von JUNGE et al. (2001, 2002) von stratigraphisch gleichen, faziell teilweise unterschiedlichen Schichten aus den benachbarten Braunkohlentagebauen, mit meist mehreren km Distanzen zu den Aufschlüssen, einbezogen.

Dementsprechend ergeben sich Lücken im Gesamtprofil zwischen Profil I und II von etwa 2 m, zwischen Profil II und III von etwa 2 m und zwischen Profil II und IV von etwa 1 m, welche durch die als äquivalent angenommenen Profilintervalle von JUNGE et al. (2001, 2002) für das stratigraphische Gesamtprofil komplettiert wurden.

Die geologisch-lithologische Aufnahme beinhaltet die Beschreibung der makroskopisch erkennbaren sedimentologischen Merkmale, wie Korngröße, Kornverband, Gefüge und Schichtungsmerkmale (u. a. Schräg- oder/und Kreuzschichtung, Gradierung des Kornspektrums, Rippelmarken, Bioturbationen, Ausbildung der Schichtgrenzen), Glimmerführung, Fremdmaterial-Einschaltungen (u. a. Kohle-Ton-schmitzen), Farbe, das vermutete Bildungsmilieu und die Mächtigkeit der Straten.

Im Folgenden wird das im Restloch Groitzscher Dreieck aus den Teilprofilen I bis IV erarbeitete Gesamtprofil kurz beschrieben, woran sich die Ergebnisse der sequenza-

nalytischen und statistischen Untersuchungen der Schichtneigungen und räumlichen Orientierung der in der fluvialen Serie eingelagerten Baumstämme anschließen. Die Profilbeschreibung beginnt mit einer Kurzcharakteristik des Gesamtprofils vom Hangenden zum Liegenden.

4. Profilbeschreibungen

Profil I (Abb. 4)

Das Hangende der Schichtfolge stellt das Thüringer Hauptflöz (Flöz III) dar, welches hier als 5,5-6,0 m mächtige kurzbrüchige, extrem quergeklüftete, schwarze Braunkohle mit rostbraunen Anlauffarben und mm-mächtigen Dopplerit-Einschaltungen) ausgebildet ist.

Unter dem Flöz folgt ein schwarzbrauner schwach feinsandiger und feinglimmiger Ton mit Kohlebröckchen, Markasitknollen und Alaunkristallen, der so genannte Liegendton, mit einer Mächtigkeit von 0,1-0,15 m.

Der Ton wird unterlagert von einer Wechsellagerung von weißen und braunen Feinsanden und schluffigen Feinsanden (entspricht Einheit I/IIo in JUNGE et al. 2005) mit extrem schwankenden Einzelmächtigkeiten der 25 Schichten zwischen 0,01 m und 0,48 m (durchschnittlich 0,15 m mit einer Standardabweichung von 0,14 m). Sie werden als marine Sande identifiziert und sind charakterisiert durch eine meist söhlige Lagerung, stark wechselnde Feinglimmergehalte, vereinzelte Pflanzenreste sowie sich farblich deutlich abzeichnende Rippelmarken und Bioturbation. Die Wellenrippeln erreichen eine Höhe von bis zu 10 cm. Die

durchschnittliche maximale Mächtigkeit der marinen Schichtfolgen beträgt ohne den hangenden (Liegend-)Ton in diesem Profil 3,64 m (maximal 3,72 m).

Profil II (Abb. 5)

Hier setzen sich die marinen monotonen Einheiten mit den oben erwähnten Merkmalen fort. Die Zahl der Schichten beträgt 31 mit Einzelmächtigkeiten zwischen 0,015 m und 0,63 m (durchschnittlich 0,14 m mit einer Standardabweichung von 0,14 m). Diese erreichen in diesem Teilprofil eine durchschnittliche Gesamtmächtigkeit von 4,3 m (maximal 4,36 m). Darunter folgt als Grenzschicht eine 0,2 m mächtige Braunkohlenlage mit Gipsrosen, welche

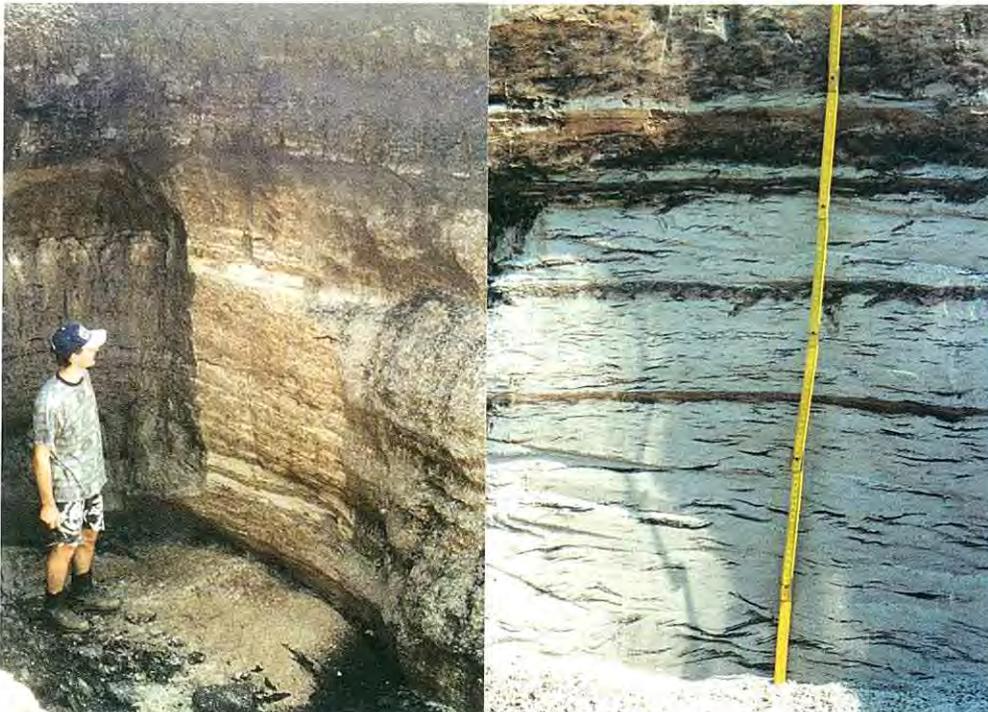


Abb. 4

Die marine Serie, links mit hangendem Flöz III, rechts Detailausschnitt (Foto: Steinberg 2001)

Fig. 4

Marine series, on the left: With hanging seam III, on the right: Detailed section (photo: Steinberg 2001)



Abb. 5
Gesamtansicht von Profil II: Hangende marine Einheiten und liegende fluviatile Einheiten;
rechts: Detailausschnitt (Foto: Steinberg 2001)

Fig. 5
Total view of profile II: Hanging marine series and underlying fluvial series; on the right:
Detailed section (photo: Steinberg 2001)



Abb. 6
Profil III: Die fluviatile Serie mit verschiedenen Rinnensystemen (Foto: Steinberg 2001)

Fig. 6
Profile III: Fluvial series with different channel systems (photo: Steinberg 2001)

die marine Serie von der fluviatilen Serie trennt, die allerdings nicht durchgängig ausgebildet ist.

Die Zahl der Schichten beträgt 21 mit Einzelmächtigkeiten zwischen 0,025 m und 0,44 m (durchschnittlich 0,20 m

Die Braunkohlenlage wird unterlagert von einem 0,4 m mächtigen schräggeschichteten Feinsand, welcher durch Schlufflagen und -schmitzen feinlaminiert ist und eine ausgeprägte Schrägschichtung aufweist ($130^\circ/15^\circ\text{SE}$). Der Feinsand ist charakterisiert durch bis dm - große kohlige Reste sowie hohe Schwermineralanteile und markiert den fazialen Wechsel von der fluviatilen Serie zu der marinen Serie. Er wird noch der fluviatilen Serie zugeordnet.

Die unterlagernde fluviatile Serie (entspricht Einheit I/IIu in JUNGE et al. 2005) besteht aus einer Wechselfolge von graubraunen, seltener dunkelgraubraunen bzw. weißgrauen Fein- bis Mittelsanden, mit gelegentlich cm-mächtige Grobsandlagen, kohligen Resten, Feinglimmerführung, nur wenige cm-mächtigen, matrixgestützten Feinkiesbändern und zwei eingeschalteten, nur wenige cm mächtige, schluffige bis tonige Feinsandbändern.

Für die Fein- und Mittelsande bis Feinkiese ist ihre Schräg- bis Kreuzschichtung und eine deutlich erkennbare gradierte Schichtung bei einzelnen Schichten typisch. Bei der in diesem Profil aufgeschlossenen fluviatilen Serie wird eine generelle Zunahme der Korngrößen vom Liegenden zum Hangenden festgestellt.

mit einer Standardabweichung von 0,17 m). Sie erreichen in diesem Teilprofil eine durchschnittliche Gesamtmächtigkeit von 4,16 m (maximal 5,13 m).

Profil III (Abb. 6)

In diesem Teilprofil setzt sich die fluviatile Schichtserie fort als Wechsellagerung von weißen und hellbraunen, schräg- und kreuzgeschichteten, feinglimmigen Fein-, Mittel- und Grobsanden, mitunter mit kohligem Schmitzen und tonigen Knollen, im Feinkornbereich selten mit schwacher Bioturbation, allerdings ohne Kieslagen, aber mit zwei eingeschalteten wenige cm-mächtigen, schwarzbraunen, feinglimmigen Schluffbändern, die teilweise mm-mächtige kohlige Schichten führen.

Bei einer Schichtanzahl von 23 liegen die Einzelmächtigkeiten zwischen 0,02 m und 0,35 m (durchschnittlich 0,16 m mit einer Standardabweichung von 0,10 m). Sie erreichen in diesem Teilprofil eine durchschnittliche Gesamtmächtigkeit von 3,70 m (maximal 4,17 m).

Profil IV (Abb. 7)

Das Teilprofil IV setzt sich zusammen vom Hangenden zum Liegenden aus durchschnittlich 0,45 m mächtigen, fluviatilen Mittelsanden bis Feinkiesen, dem 1,04 m mächtigen, so genannten Deckschluff und 1,0 m mächtiger basaler Braunkohle des Bornaer Hauptflözes.

Die 0,4 m bis 0,5 m mächtigen fluviatilen Schichten bestehen an der Basis aus feinglimmigen schwarzen Fein-



kiesen, welche mit gradiertem Schichtung unter deutlicher Kornverkleinerung in braune bis graue Mittelsande übergehen. 0,25 m oberhalb der Basis ist ein Glaukonit führendes 0,005 m mächtiges Tonband eingeschaltet, wie er von KÜHL (1962) gehäuft in untereozänen „Scherbelsteinen“ in der Kühlung nachgewiesen wurde.

Sie werden von einem 0,11 m mächtigen, dunkelbraunen bis schwarzen fetten Ton unterlagert mit ungerichtet eingelagerten, kohligem Resten und in etwa sählig verlaufenden Harnischflächen. Darunter folgt ein 0,52 m mächtiger, beigebrauner bis beige-grauer fetter Ton mit mm-mächtigen Kohleschmitzen. Darunter liegt ein 0,42 m mächtiger teilweise fetter Ton, welcher sich vom Liegenden aus einer Folge von vier 0,06 m bis 0,2 m mächtigen schwarzbraunen, schwarzen und beigefarbenen Einzelschichten mit wechselnd hohen, kohligem Anteilen zusammensetzt.

Diese im bergfeuchten Zustand meist schwarzbraunen, bei Verwitterung und Austrocknung hellgrauen bis weißen Tone werden stratigraphisch als Deckschluff (entspricht Einheit I in JUNGE et al. 2005) zusammengefasst.

Die Basis des Deckschluffs bildet das Bornaer Hauptflöz, welches hier als schwarzbraune Braunkohle ausgebildet ist mit z. T. zu Limonit verwitterten Pyritknollen, Schwefel- ausblühungen und Gipsrosen.

Das Teilprofil V befindet sich auf Grund seiner Höhenlage in der stratigraphischen Position des Bornaer Hauptflözes. Einmal deswegen, zum anderen wegen des Auftretens von zwei separaten 0,5 m bis 1,0 m mächtigen Braunkohlenflözen, welche durch ein nur etwa 3 m mächtiges schluffiges, feinsandiges, untergeordnet mittelsandiges Zwischenmittel voneinander getrennt sind, wird das Profil V als fazielle Sonderentwicklung angesehen.

Gesamtprofil (Abb. 8)

Das Gesamtprofil wurde aus den Profilen I bis V zusammengefügt und hat im Durchschnitt eine Mächtigkeit von 24,34 m (maximal 26,29 m). Es besteht vom Hangenden zum Liegenden aus

- der mit durchschnittlich 5,5 m bis 6,0 m Mächtigkeit aufgeschlossenen Braunkohle des Thüringer Hauptflözes,
- den durchschnittlich 8,27 m (maximal 8,43 m) mächtigen Feinsanden, schluffigen Feinsanden und Schluffen der marinen Serie einschließlich des 0,13 m mächtigen Liegendtons des Thüringer Hauptflözes und einer 0,2

Abb. 7

Profil IV mit liegendem Bornaer Hauptflöz, überlagerndem Deckschluff und hangender fluviatiler Serie.

(Foto: Steinberg 2001)

Fig. 7

Profile IV with underlying Bornaer main seam, superimposed cover silt and hanging fluviale series.

(photo: Steinberg 2001)

Normalprofil des Flözmittels

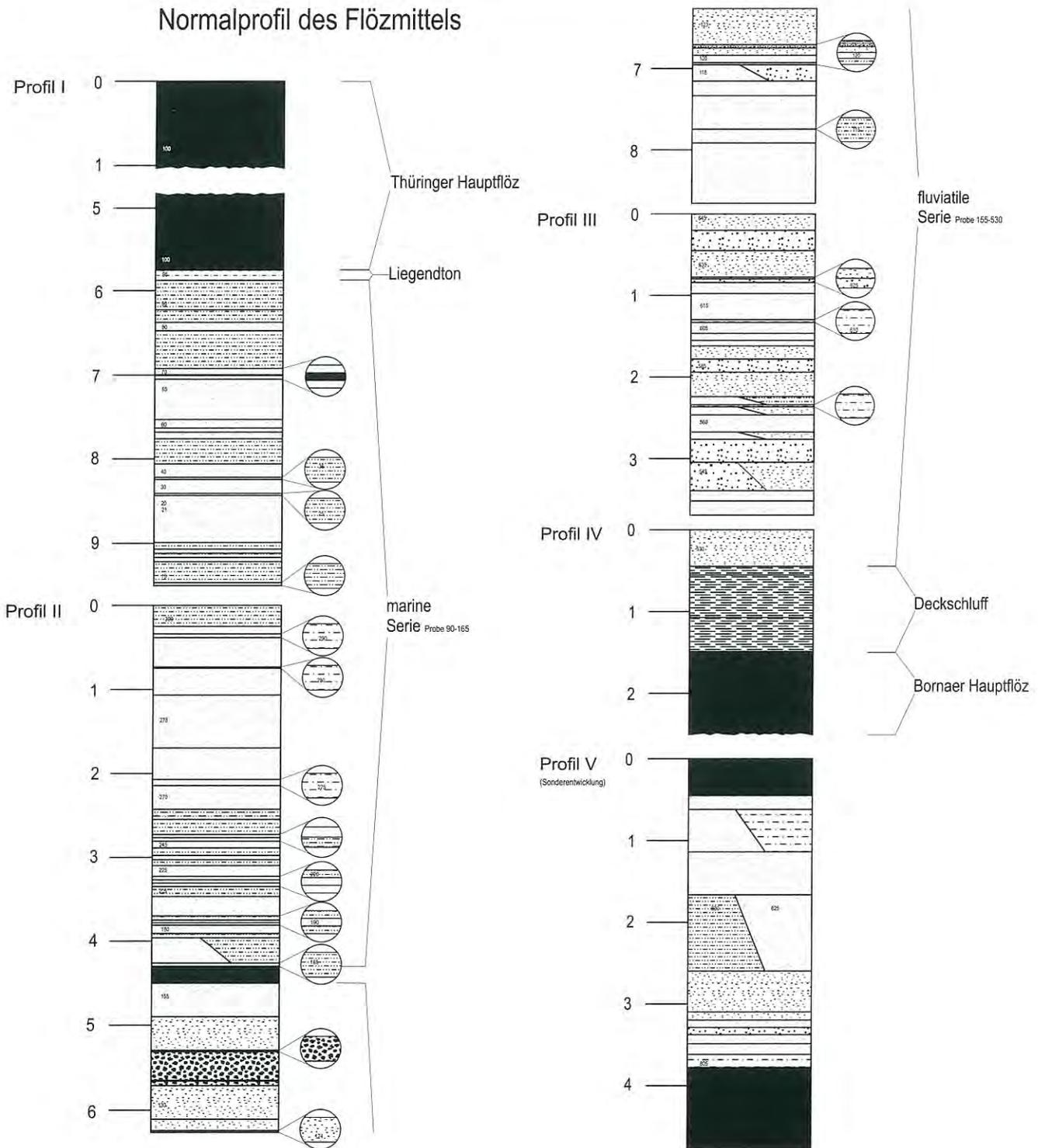


Abb. 8

Gesamtprofil des Zwischenmittels zwischen Bornaer und Thüringer Hauptflöz: Marine und fluviatile Serie der Profile I-V

Fig. 8 Total profile of the interbed between the Bornaer and Thüringer main seam: Marine and fluvial series of the profile I-V

Bearbeitung und Zusammenstellung: Tim Steinberg

m mächtigen, nicht durchgängig ausgebildeten basalen Braunkohlenlage,

- den durchschnittlich 8,31 m (maximal 9,8 m) mächtigen Fein-, Mittel- und Grobsanden der fluviatilen Serie,
- den durchschnittlich 1,04 m mächtigen fetten, stark kohligem Tonen, dem so genannten Deckschluff, und
- der mit 1,0 m Mächtigkeit aufgeschlossenen Braunkohle des Bornaer Hauptflözes.

Unter Einbeziehung der geschätzten Aufschlußlücken zwischen den fünf Teilprofilen (s. o.) von insgesamt 5,0 m ergeben sich folgende Mächtigkeiten für

- die marine Serie von 10,27 m (maximal 10,43 m)
- die fluviatile Serie von 11,31 m (maximal 12,80 m) und
- das gesamte Sediment-Zwischenmittel zwischen dem Bornaer und Thüringer Hauptflöz von 22,62 m (maximal 24,29 m).

5. Differenzierung der marinen und fluviatilen Serie mittels Statistik und Sequenzanalyse

Bei der wissenschaftlichen Auswertung feldgeologischer Dokumentationen, insbesondere von Stoßaufnahmen, ist es von großem Interesse, ob auch ohne kosten- und zeitaufwändige Laborarbeiten eine verbesserte Charakteristik sowie eine möglichst objektive und verifizierbare Differenzierung von monotonen Schichtfolgen möglich ist. Das betrifft im Unterschied zur industriellen Lagerstättenforschung mit ihren Massendaten primär Objekte der geologischen Grundlagenforschung.

Bei der Felddokumentation überwiegen naturgemäß deskriptive (nominale) Informationen in Form der lithologischen Beschreibung, während numerische (metrische) Daten fast ausschließlich als Mächtigkeitsangaben vorliegen. Für die Unterscheidung der marinen und der fluviatilen Serie wurde ein Streuungs- und Mittelwertvergleich der durchschnittlichen Einzelmächtigkeiten des Gesamtprofils durchgeführt:

- Marine Serie: $n = 55$ Schichten, Durchschnittsmächtigkeit $\bar{M} = 14,15$ cm, Standardabweichung $s_M = 13,72$ cm
- Fluviatile Serie: $n = 45$ Schichten, Durchschnittsmächtigkeit $\bar{M} = 18,45$ cm, Standardabweichung $s_M = 14,06$ cm.

Im Ergebnis des Streuungsvergleichs mit dem F-Test wird bei minimaler Irrtumswahrscheinlichkeit ($\alpha < 0,005$) Gleichheit der Streuungen beider Faziesseinheiten festgestellt.

Mit Hilfe des Mittelwertvergleichs von zwei voneinander unabhängigen Stichproben mit dem doppelten t-Test wird hingegen festgestellt, dass die durchschnittliche Einzelmächtigkeiten der fluviatilen Serie mit 0,18 m hochsignifikant größer sind als jene der marinen Serie mit 0,14 m (mit $\alpha < 0,001$).

Die Sequenzanalyse wurde mit dem Ziel durchgeführt, aus den monotonen Abfolgen von pelitischen, psammitischen

und psephitischen, meist geringmächtigen Straten Gesetzmäßigkeiten hinsichtlich ihres allgemeinen Charakters und die daraus abzuleitenden Energieniveaus dieser Sedimente zu erkennen.

Im Unterschied zur statistischen Datenanalyse werden für die Sequenzanalyse wichtige bzw. charakteristische, beschreibende Merkmale der geologisch-lithologischen Dokumentation für eine Typisierung von Schichtfolgen als Ganzes ausgewählt und in ihrer Abfolge im geologischen Körper bewertet. Primärmerkmale sind naturgemäß die ausgewiesenen Korngrößen als Träger des substanziellen Inventars einer Schicht, während die Schichtmächtigkeit aus folgenden Gründen unberücksichtigt bleibt:

- Die differenzierten Einzelschichten stellen unterschiedliche, stofflich-substanzielle Einheiten (Elementarkörper) in ihrer gegenseitigen Abgrenzung dar, die genetisch als relativ homogene zeitlich-räumliche Zustandsformen postuliert werden.
- Die unterschiedlichen Mächtigkeiten dieser geologischen Elementarkörper sind in diesem Zusammenhang von völlig untergeordneter Bedeutung.

Bei der Sequenzanalyse wird im Sinne von MARSAL (1979) und KÜHL (1983, 2006) die Korngrößen-Differenzierung zwischen den Straten der Feldansprache (= Elementarkörper) entsprechend ihrer granulometrischen Ähnlichkeit als gleiche bzw. unterschiedliche Buchstaben kodiert und in ihrer vertikalen (stratigraphischen) Abfolge aufgelistet. Die linear angeordnete (profilbezogene) Abfolge der Buchstaben (= inhomogener Zustand) wird dann nach Ähnlichkeitskriterien unterteilt

- in Sequenzen (= Ketten) als eine kurze, in sich gleichartige, periodisch wiederkehrende Abfolge verschiedener Buchstaben, z. B. {ababab} und
- Iterationen (= Teilketten) aus jeweils nur gleichen Buchstaben, z. B. {aaaa}.

Die Gesamtabfolge wurde nach ihrem statistischen Zustand (= Ordnungsgrad der Abfolge) klassifiziert, statistisch untersucht und lithogenetisch bewertet.

Auf Grund der geologischen Vorkenntnisse konnten a priori die marine und die fluviatile Serie getrennt untersucht werden.

5.1 Marine Serie

Die marine Serie (entspricht Einheit I/IIo in JUNGE et al. 2005) besteht aus 55 Straten ohne die basale Braunkohlenlage und das hangende Thüringer Flöz (Abb. 9). Zudem befindet sich inmitten der Schichtserie als Schicht 9 ein 1 cm mächtiges eingeschwemmtes Braunkohlenband in einem schluffigen Feinsand.

Die Korngröße der Straten variiert zwischen Schluff, feinsandigem Schluff, einer extrem feinschichtigen Wechsellagerung von Grobschluff und Feinsand, schluffigem Feinsand und Feinsand.

Die solcherart differenzierten einzelnen lithologischen Einheiten werden als in sich homogen und damit als kleinste Elemente (Elementarkörper) der Sequenzanalyse betrachtet.

- Sedimentationstyp 2: {c₁ c}, gleichzusetzen mit einem ständigen Wechsel von schluffigem Feinsand, analog sedimentärer Oszillationen im Sinne von KÜHL (1983).

Diese beiden Typen werden unter Berücksichtigung ihrer Lage in der marinen Serie (Abb. 9) der Ausgangssequenz zugeordnet: Typ 1 den Schichten 2 bis 14 und 26 bis 36, Typ 2 den Schichten 15 bis 25 und 37 bis 56. Die Abweichungssequenzen sind: Für den Typ 1 {0011001001101} und {01001111011} sowie für den Typ 2 {00000000000} und {00000000001000000010}.

Mit der Aufspaltung der Ausgangssequenz in eine geordnete Sequenz und ihre Abweichungssequenzen wird das Ziel verfolgt, den Ordnungsgrad der Ausgangssequenz mit Hilfe des Abweichungskoeffizienten A zu ermitteln: A = Anzahl der Abweichungen mit dem Code 1 der Abweichungssequenzen, dividiert durch die Gesamtzahl aller Elemente. Der Ordnungsgrad der Ausgangssequenz ist ihr kleinster Abweichungskoeffizient A_{min}. Bei A_{min} = 0 liegt eine geordnete Ausgangssequenz vor; mit wachsender Unordnung geht A_{min} gegen Eins.

Für die gesamte marine Serie (Abb. 10) errechnet sich ein Abweichungskoeffizient von A = 0,27, welcher für diese einen relativ hohen Ordnungsgrad ausweist. Demgegenüber sind die Abweichungskoeffizienten, getrennt für die beiden Sedimentationstypen, sehr unterschiedlich:

- Sedimentationstyp 1: {b c₁ c}: A = 0,54 mit einem hohen Grad an Unordnung und
- Sedimentationstyp 2: {c₁ c}: A = 0,06 mit einem Höchstmaß an Ordnung.

Des Weiteren wird die Ausgangssequenz hinsichtlich ihres statistischen Zustands beschrieben. Es wird dabei zwischen idealstatistischem, langkettigem und kurzketzigem Zustand unterschieden. Die Berechnung erfolgt mit Hilfe der empirischen mittleren Längen der einzelnen Elemente der Ausgangssequenz (\bar{l}_x). Dabei werden die empirischen mittleren Längen mit den mittleren Längen der jeweiligen idealstatistischen Anordnung der Gesamtverteilung ($\bar{l}_{x^{*id}}$) in folgenden Berechnungsschritten verglichen:

- (\bar{l}_x) als jeweiliger Quotient der Anzahl der Elemente (Buchstaben) und der Anzahl der Iterationen:

$$\begin{aligned} - \bar{l}_b &= n(b) / n(\text{b-Iterationen}) = 7/7 = 1,0 \\ - \bar{l}_{c_1} &= n(c_1) / n(c_1\text{-Iterationen}) = 21/20 = 1,05 \\ - \bar{l}_c &= n(c) / n(c\text{-Iterationen}) = 27/20 = 1,35 \end{aligned}$$

- ($\bar{l}_{x^{*id}}$) als Normgröße zwischen der Summe aller Elemente, bezogen auf die Summe der Elemente ohne das jeweilig Erfragte:

$$\begin{aligned} - \bar{l}_{b^{*id}} &= (n(b) + n(c_1) + n(c)) / (n(c_1) + n(c) + 2) = 55/50 = 1,1 \\ - \bar{l}_{c_1^{*id}} &= (n(c_1) + n(b) + n(c)) / (n(b) + n(c) + 2) = 55/36 = 1,53 \end{aligned}$$

$$\bar{l}_{c^{*id}} = (n(c) + n(b) + n(c_1)) / (n(b) + n(c_1) + 2) = 55/27 = 2,04$$

- Sequenzenindizes (\bar{l}) als Normmaße für die Abweichung des empirischen statistischen vom idealstatistischen Zustand werden berechnet als die Differenz zwischen der mittleren empirischen Länge der Elemente und der mittleren Länge der jeweiligen idealstatistischen Verteilung der Elemente und dividiert durch Letztere:

$$\begin{aligned} - \bar{l}(b) &= (l_b - l_{b^{*id}}) / l_{b^{*id}} = (1,0 - 1,1) / 1,1 = - 0,09 \\ - \bar{l}(c_1) &= (l_{c_1} - l_{c_1^{*id}}) / l_{c_1^{*id}} = (1,05 - 1,53) / 1,53 = - 0,31 \\ - \bar{l}(c) &= (l_c - l_{c^{*id}}) / l_{c^{*id}} = (1,35 - 2,04) / 2,04 = - 0,34. \end{aligned}$$

Eine statistische Sequenz gilt als langkettig, wenn $|\bar{l}| > 1$ ist, und kurzketzig, wenn $|\bar{l}| < 1$ ist. Die durchgeführten Berechnungen zeigen, dass die Elemente Schluff (b), schluffiger Feinsand (c₁) und Feinsand (c) deutlich kurzketzig sind, darunter der Schluff extrem kurzketzig.

Geologische Interpretation

- Die durchschnittlich 8,3 m mächtige marine Serie (entspricht Einheit I/IIo in JUNGE et al. 2005) setzt sich zusammen aus dominierenden Feinsanden (49%) und schluffigen Feinsanden (38%) sowie untergeordnet Schluff (13%).
- Die 55 relativ geringmächtigen Schichten weisen eine Durchschnittsmächtigkeit von 0,14 m auf. Die Schichten werden als relativ homogene Zustandsformen in einem generell dynamischen Ablagerungssystem behandelt, wie es Schelfbildungen darstellen.
- Die Schichtfolge untergliedert sich in vier Abschnitte (A1, A2, A3 und A4), welche aus Wechselfolgen von schluffigen Feinsanden und Schluffen bestehen und in einem niedrigen Energieniveau abgelagert wurden sowie in drei Abschnitte (B1, B2 und B3), welche aus zwei- bis mehrfach aufeinander folgenden Feinsanden bestehen und in einem höheren Energieniveau abgelagert wurden.
- Mit Hilfe der Sequenzanalyse wurde nachgewiesen, dass sich die Schichtfolge aus zwei Sedimentationstypen aufbaut, welche einander mit unterschiedlichen Mächtigkeiten abwechseln:
 - Sedimentationstyp 1 weist eine graduierte Kornverfeinerung (Trend) vom Liegenden zum Hangenden auf mit den Elementen Schluff, schluffiger Feinsand, Feinsand {b c₁ c}. Er tritt in zwei Komplexen auf: Typ 1 (u), Straten 26 bis 36, mit einer Mächtigkeit von 2,59 m und Typ 1 (o), Straten 2 bis 14, mit einer Mächtigkeit von 2,02 m. Die Durchschnittsmächtigkeit der Kleintrends in den Komplexen beträgt 0,45 m. Der Ordnungsgrad in der Abfolge ihrer Ele-

mente ist sehr gering, bedingt durch das sporadische Auftreten des Schluffs.

- Sedimentationstyp 2 besteht nur aus den Elementen schluffiger Feinsand und Feinsand {c1 c}. Er tritt in zwei Komplexen auf: Typ 2 (u), Straten 37 bis 56, mit einer Mächtigkeit von 1,75 m und Typ 2 (o), Straten 15 bis 25, mit einer Mächtigkeit von 1,72 m. Bei einer signifikant niedrigeren Durchschnittsmächtigkeit der Elementarzelle von 0,22 m weist sie einen sehr hohen Ordnungsgrad auf und markiert kurzfristige Oszillationen zwischen zwei Energieniveaus.
- Die marine Serie besteht generell aus kurzkettingen Sequenzen der drei Elemente (b, c1 und c), unter welchen der Schluff als Marker des niedrigsten Energieniveaus die geringste Auftretenswahrscheinlichkeit (Stabilität) im küstennahen Bereich aufweist.

Einen ersten Überblick gewinnt man durch Sortierung und Abstufung der einzelnen Straten nach diesen Korngrößenklassen in einem Histogramm unter Zusammenfassung folgender Kornfraktionen (Abb. 11):

- Mittelkorn in zwei Kornklassen mit den Fraktionen Feinsand und schluffiger Feinsand sowie Mittelsand und Wechsellagen von Fein- und Mittelsand
- Grobkorn in zwei Kornklassen mit den Fraktionen Grobsand und Wechsellagen von Mittel- und Grobsand sowie von Fein- und Mittelkies.

Aus der Häufigkeitsverteilung lassen sich folgende Erkenntnisse ableiten:

- Das nach diesen Kornklassen geordnete Kornspektrum hat als Ganzes einen deutlich logarithmisch degressiven Verlauf mit einer positiven Schiefe zu den Grobkornfraktionen hin.

Strate	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	
Code	X	c	d	f	f	g	g	d	d	d	d	d	d	c	c	d ₂	c	c	c	c	c	d	e	d	d	e	c	c	b	c	c	c	d	e	d	c	b	d	c	d	e	e	e	c	c	d	a	a	a
Ketten	e	d		f				d						c	e		c					d	e	d	e	c	b	c	c	d	e	d	c	b	d	c	d		e	c	c	d	b						
Mächtigkeit	100 cm			153 cm					182 cm					84 cm			78 cm			114 cm					242 cm																								
Komplex	G			F					E					D			C			B					A																								
Kleintrends	β			α													α			β			α																										

Abb. 10 Sequenzabfolge der fluviatilen Serie

Fig. 10 Stratigraphic sequence of the fluviale series

5.2 Fluviatile Serie

Im Gegensatz zur marinen Serie ist die fluviatile Serie (entspricht Einheit I/IIu in: JUNGE et al. 2005) durch ein generell gröberes und wesentlich breiteres Kornspektrum charakterisiert, das vom basalen Ton bis zum hangenden Mittelkies reicht (Abb. 10).

Die fluviatile Serie beginnt mit einem basalen Tonkomplex, dem so genannten Deckschluff, der das Bornaer Hauptflöz überlagert. Über dieser Schichteinheit wechseln die Korngrößen der 45 Schichten ständig zwischen Schluff, Feinsand, Mittelsand, Grobsand, Feinkies bis zum Mittelkies (Abb.10).

- In der Schichtserie dominiert das Mittelkorn mit einem Mengenanteil von 66,7% aller Straten. Dabei setzt sich das Mittelkorn zu genähert gleichen Anteilen zusammen aus Feinsand und untergeordnet aus schluffigem Feinsand mit einem Mengenanteil an den Straten von 35,4% und Mittelsand, Wechsellagerung von dünn-schichtigem Fein- und Mittelsand und untergeordnet schluffigem Mittelsand mit einem Mengenanteil von 31,3%.
- Das Grobkorn weist mit einem Mengenanteil von 20,8% aller Straten etwa ein Drittel der Menge des Mittelkorns auf. Es setzt sich zusammen aus Grob-

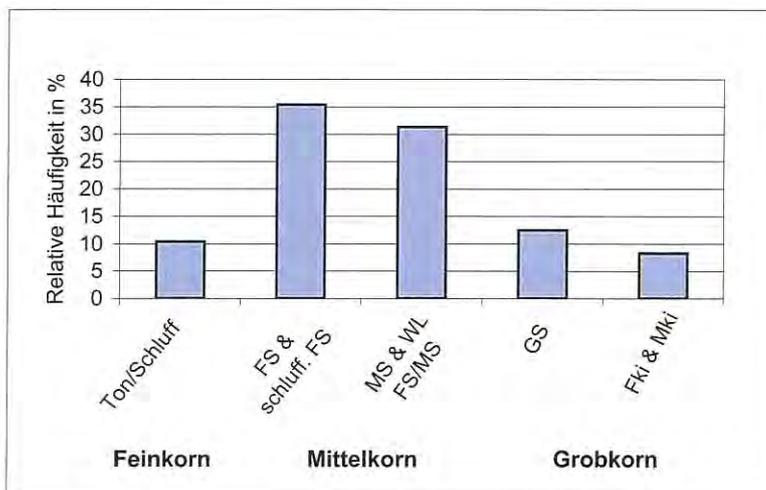


Abb. 11 Histogramm des Kornspektrums der fluviatilen Serie nach Feldansprache

Fig. 11 Histogram of the grain-size distribution of the fluvial series by geologic field work

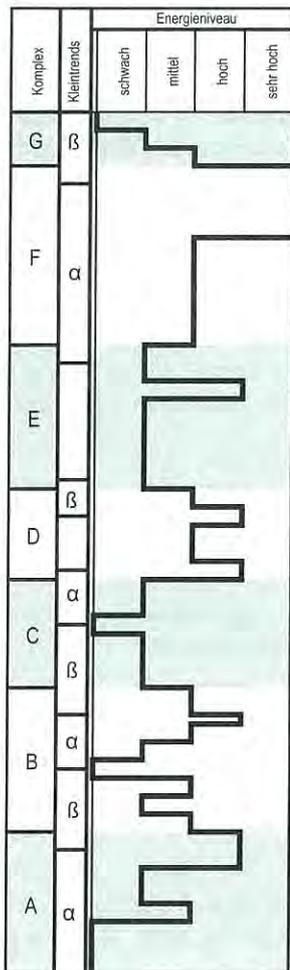
Legende: FS - Feinsand, MS - Mittelsand, GS - Grobsand, Fki - Feinkies, Mki - Mittelkies, WL - Wechsellagerung

sand und Wechsellagen von Mittel- und Grobsand mit einem Mengenanteil von 12,5% sowie untergeordnet aus Feinkies und Mittelkies mit einem Mengenanteil von 8,3%.

- Das Feinkorn mit Ton und Schluff besitzt nur einen Mengenanteil von 10,4% aller Straten.

Auch in dieser Serie werden den lithologischen Elementen Buchstaben zugewiesen und entsprechend ihrer Teufenlage angeordnet (Abb. 10):

- Braunkohle x
- Ton a
- Schluff b
- feinsandiger Schluff b₁
- Wechsellagerung aus Grobschluff/Feinsand b₂
- schluffiger Feinsand c₁
- Feinsand c
- Mittelsand d
- schluffiger Mittelsand d₁
- Wechsellagerung aus Feinsand/Mittelsand d₂
- Wechsellagerung aus Feinsand/Grobsand d₃
- Grobsand e
- Wechsellagerung aus Mittelsand/Grobsand e₁
- Feinkies f
- Mittelkies g.



Analysiert man die Abfolge nach den Teilkettenlängen der 5 Korngrößenklassen (Abb. 10 und 11), ergibt sich folgende Differenzierung der lithologischen Einheiten:

Abb. 12
Fluviatile Serie:
Schematisierte Abfolge nach Energieniveaus (Kleintrends)

Fig. 12
Fluvial series:
Schematized sequence by power spectrum (minor trends)

- Eine deutliche Häufung großer Teilkettenlängen in den Korngrößenklassen des Feinkorns (c) mit einer Iteration der Teilkettenlänge 3 und vier Iterationen mit der Teilkettenlänge 2 sowie des
- Mittelkorns (d) mit einer Iteration der Teilkettenlänge 4 und einer Iteration mit der Teilkettenlänge 2.
- Demgegenüber weisen die beiden Grobkornklassen (e und f) jeweils nur eine Iteration mit der Teilkettenlänge 2 auf. Es ist deutlich erkennbar, dass im dominanten Fein- und Mittelkorn gleiche Straten wesentlich häufiger aufeinander folgen als jene des Grobkornspektrums.

Auch hier wurde versucht, die fluviatile Serie zunächst mittels starker Glättung auf zwei unterschiedliche Energieniveaus niedrig und hoch zu reduzieren. Dabei werden Einzelschichten unterdrückt, um zu einer Zusammenfassung von und zu einer Differenzierung mit größeren Schichteinheiten zu kommen, die in sich relativ konsistent, untereinander jedoch möglichst unterschiedlich sein sollen.

Im Ergebnis untergliedert sich die fluviatile Serie in 7 größere Schichtkomplexe A, B, C, D, E, F und G, bei denen sich vom Liegenden zum Hangenden Komplexe mit einem relativ niedrigen Energieniveau mit solchen Komplexen abwechseln, welche ein relativ hohes Energieniveau aufweisen (Abb. 11):

- Niedriges Energieniveau mit Fein- bis Mittelkorn: Komplex A (2,42 m mächtig) über dem Deckschluff mit vorherrschenden Fein- und Mittelsanden, Komplex C (0,78 m mächtig) mit Feinsanden und Schluff, Komplex E (1,82 m mächtig) mit Feinsanden und schluffigen Feinsanden und Komplex G (0,8 m mächtig) mit Mittel- und Feinsand bis zur hangenden Braunkohlenlage.
- Hohes Energieniveau mit Mittel- bis Grobkorn: Komplex B (1,14 m mächtig) über dem Deckschluff mit vorherrschenden Mittel- bis Grobsanden, Komplex D (0,84 m mächtig) mit Mittel- bis Grobsanden, Komplex F (1,53 m mächtig) mit Mittelsanden, Fein- und Mittelkiesen.

Analysiert man die fluviatile Serie hinsichtlich gerichteter Veränderungen (Trends) in der Abfolge ihrer Straten, kommt man zu folgenden Feststellungen:

- In den Komplexen A, B, D, im oberen Bereich von F und G wechseln sich ständig progressive und degressive Kleintrends ab. Diese Kleintrends bestehen bei progressiven Trends (α) aus diskontinuierlichen Korngrößenzunahmen und bei degressiven Trends (β) aus diskontinuierlichen Korngrößenabnahmen im Feinkorn- bis Grobkornspektrum.
- In den Komplexen C, E, und im unteren Bereich von F dominieren hingegen gleiche aufeinander folgende Schichten mit großen Teilkettenlängen von Fein- bis Mittelkorn: Feinsand (C), Feinsand und schluffiger Feinsand (E) und Mittelsand (F).

Geologische Interpretation

Im Vergleich zur marinen Serie ist die fluviatile Serie (entspricht Einheit I/IIu in JUNGE et al. 2005) charakterisiert

durch ein generell gröberes Kornspektrum. Die durchschnittliche Schichtenmächtigkeit ist mit 0,18 m signifikant höher als in der marinen Serie.

Auf Grund eines wesentlich krasserer Korngrößenwechsel zwischen Fein-, Mittel- und Grobkorn besitzt diese Schichtenfolge ein wesentlich höheres Energieniveau als es für ein fluviatiles Medium typisch ist. Das äußert sich unter anderem in dem progressiven Materialwechsel innerhalb des Komplexes A vom Ton bis zu dem Grobsand, innerhalb der Komplexe B und C im mehrmaligen Materialwechsel vom Grobsand zum Schluff und wieder vom Schluff zum Grobsand, im Komplex E in der Grobsandeinschaltung im Feinsand, im Komplex F der progressive Trend vom Feinsand bis zum Feinkies und im Komplex G der degressive Trend vom Feinkies zum Feinsand (Abb. 12).

Man kann also schlußfolgern, dass das Sedimentationsgeschehen im fluviatilen Milieu wesentlich unruhiger und in einem wesentlich höheren Energieniveau, d. h. unter stark wechselnden Materialschüben erfolgte im Gegensatz zur marinen Serie mit ihrem wesentlich niedrigeren Energieniveau und unter wesentlich ruhigeren Sedimentationsbedingungen.

6. Lagerungsverhältnisse der marinen und fluviatilen Serie

6.1 Marine Serie

In den Profilschnitten 1, 2 und 5 wurden in den marinen Feinsanden und schluffigen Feinsanden einschließlich des hangenden Thüringer Hauptflözes und der basalen Braunkohlenlage insgesamt 29 Fallrichtungen und Fallwinkel gemessen. Die Werte wurden in einem Diagramm mit den Flächennormalen der Fallazimute (in der Lagenkugelprojektion, Schmidtsches Netz) dargestellt (Abb. 13).

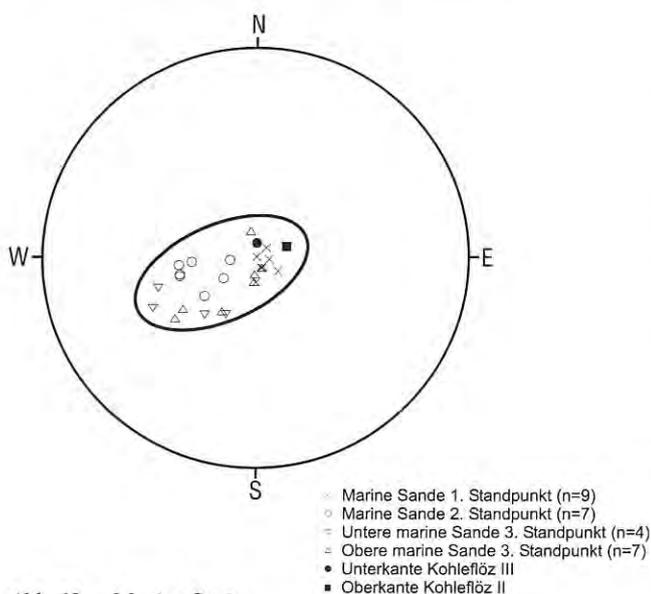


Abb. 13 Marine Serie:
Flächennormalen der Fallazimute (Lagenkugelprojektion im Schmidtschen Netz) (n=29)

Fig. 13 Marine series:
Normals to the surface of the azimuth of dip (sphere diagram) (n=29)

Es ist erkennbar, dass die Flächennormalen in einem engen Punktluster SW-NE orientiert sind. Dabei weisen die steileren Einfallswinkel in NE-Richtung. Die einzelnen Profile weisen folgende Abstände auf: I/II 65 m mit NNE-SSW-Orientierung, II/V 130 m mit ENE-WSW-Orientierung und I/V 171 m in NE-SW-Orientierung (Abb. 3). Deswegen wurden – getrennt für jedes Profil – die wichtigsten statistischen Maßzahlen berechnet:

- Profil I mit n = 10 Werten, Azimut 317,7 ° (Standardabweichung 42,7 °), mit einer durchschnittlichen Neigung $\bar{v} = 5,5$ ° (Standardabweichung 2,8 °)
- Profil II mit n = 7 Werten, Azimut 73,1 ° (Standardabweichung 13,5 °) mit einer durchschnittlichen Neigung $\bar{v} = 23,6$ ° (Standardabweichung 8,0 °)
- Profil V mit n = 12 Werten, Azimut 91,7 ° (Standardabweichung 104,3 °) mit einer durchschnittlichen Neigung $\bar{v} = 23,8$ ° (Standardabweichung 14,4 °).

Es ist erkennbar, dass nicht nur die Neigungswerte und Neigungsrichtungen innerhalb der Profile stark schwanken mit Ausnahme der Neigungswerte von Profil I, wo die Neigungswerte mit 5 ° sehr niedrig sind bei einer stark streuenden Einfallrichtung NW. Demgegenüber weisen die Profile II und V etwa vierfach höhere Schichtneigungen von 23,7 ° auf bei einem Azimut in Richtung ENE und E.

Das sind wichtige Hinweise auf stark wechselnde lokale Tiefen- und Strömungsverhältnisse im küstennahen Bereich.

6.2 Fluviatile Rinnensysteme

In der fluviatilen Serie wurden an 29 Schichtflächen Streichen, Fallazimut und Fallwinkel ermittelt. Das durchschnittliche Schichteinfallen beträgt $\bar{v} = 25,7$ ° (Standardabweichung $s_v = 11,1$ °, $v_{\min} = 7$ °, $v_{\max} = 47$ °) und liegt damit im stabilen Neigungsintervall von fluviatil abgelagerten Kiesanden.

Die Neigungswerte wurden als Isolinienbild der Flächennormalen der Fallazimute dargestellt (Abb. 14).

Das Diagramm zeigt, dass die Fallazimute extrem streuen (genäherte Gleichverteilung, undeutliche Vorzugsrichtung der Fallrichtungen). Es deutet sich eine Haupteinfallrichtung NW an; weitere Peaks des Schichteinfallens weisen in die Richtungen SW und ENE. Die Flächennormalen als Projektionspunkte auf der unteren Halbkugel des Schmidtschen Netzes konzentrieren sich um das Zentrum in einem schwächeren WSW-ENE gestreckten Punktluster, welches von einer SE-NW orientierten, dichter belegten Punktgruppe gekreuzt wird.

Das Isolinienbild der Flächennormalen (Abb. 14) zeigt Scharungen, die in Form der stärksten Anomalien deutlich im SE konzentriert sind, wobei die zugehörigen Flächen-scharen NE-SW bis NNE-SSW streichen. Das bedeutet, dass die steileren Neigungswinkel in NW-Richtung auftreten. In verflochtenen Stromsystemen markieren die steiler geneigten Schichten die Leeseite (=Abstromseite) von Sand- und Kiesbänken im Gegensatz zur flacher geneigten Luvseite (Anstromseite). Hieraus leitet sich eine lokale An-

stromrichtung von SE ab. Eine Anomalie im Zentrum markiert genähert söhlige Lagerung. Zwei schwächere Anomalien im SW und NE mit höheren Neigungswinkeln weisen auf ein stark verflochtenes Flusssystem hin.

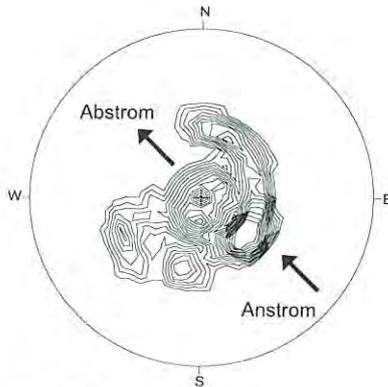


Abb. 14 Fluviale Serie:
Isolinien der Flächennormale der Fallazimute

Fig. 14 Fluvial series:
Isolines of the normals to the surface of the azimuth of dip

Eine grundsätzlich verbesserte Methodik auf der Grundlage der photogrammetrischen Erfassung von Schrägschichtungselementen, deren statistischer Zusammenfassung und mathematisch-geometrischer Zuordnung unterschiedlich orientierter Aufschlüsse bieten (MIERSCH & KÜHL 2002) an. Sie benutzt grundsätzlich verbesserte Lösungsansätze für statistisch gesicherte, wahre Fallazimute und wahre Fallwinkel von feldgeologisch einfach zu gewinnenden Massendaten. Im Ergebnis können – statistisch abgesichert – Paläo-Strömungsrichtungen von Kiessand-Körpern variabler Mächtigkeit rekonstruiert werden.

7. Fossiles Schwemmgut der fluviatilen Serie (Baumstämme)

Das auffälligste substanzielle Inventar der fluviatilen Serie stellen die im Sediment eingebetteten Baumstämme dar. Es handelt sich um ausgestorbene Koniferen der Lorbeer-Wälder (*Doliosiroxylon priscum*, *Doliosiroxylon taxiformis*) und Zypressengewächse (*Cupressinoxylon sp.*); Details zu den fossilen Hölzern bei JUNGE et al. 2005).

Diese treten verstärkt in den bis 140 m langen und bis 5 m tief in die Böschung des Restlochs eingeschnittenen rezenten Fließrinnen (Cañons) auf (Abb. 2 und 3). Von diesen gehäuft auftretenden Baumstämmen wurden erfaßt:

- ihre Höhenlage über dem Flöz II, die lagemäßige Orientierung des Stammes im Sediment: Azimut und Neigung der Stammachse,
- ihr Durchmesser und
- ihre ungefähre Mindestlänge, deren Mindestmaß durch Freilegung am Stoß $\geq 0,1$ m beträgt.

Es handelt sich ausschließlich um in situ-Messungen an den Böschungen der Cañons, deren Aufschlußverhältnisse hinsichtlich der freigelegten Baumstämme sehr unterschiedlich und z. T. schwierig waren. Zudem konnten nur

die sichtbaren bis $\geq 0,1$ m freigelegten Teile der Baumstämme in den Böschungen eingemessen werden (vorzugsweise im Cañon II). Deren wahre Längen sind wesentlich größer, da Teile der Baumstämme verborgen im Sediment stecken und weitere Teile schon vor der Einbettung im Sediment abgebrochen sein können.

Während der Messungen wurde festgestellt, dass eine Vielzahl von Baumstämmen äquidistante Einschnürungen aufwies, welche schon vor oder während des Transports zu einem relativ glatten Abbruch senkrecht zur Stammachse führten, ein Phänomen, welches weiterführender paläobotanischer Untersuchungen bedarf (siehe auch JUNGE et al. 2005).

Es wurden insgesamt 121 Baumstämme unterschiedlicher Größe an vier verschiedenen Standpunkten eingemessen und statistisch ausgewertet, um Erkenntnisse über die wahrscheinlichen Paläo-Strömungsrichtungen zu gewinnen: 47 im Cañon I, 72 im Cañon II und jeweils eine am Abflußrohr und beim Profil II.

Die Berechnung der statistischen Parameter von 121 Werten der Stammdurchmesser erbrachte folgende Ergebnisse (Tab. 1 und Abb. 15):

Bei einem mittleren Durchmesser von 0,32 m ist die Variationsbreite der Stammdurchmesser beträchtlich, ausgewiesen durch eine Standardabweichung von 0,32 m und eine Spannweite zwischen minimal 0,03 m und maximal 1,80 m.

Tab. 1 Statistische Maßzahlen der Stammdurchmesser

Tab. 1 Statistic parameters of the tree trunk diameters

Stichprobenumfang (N)	121
Mittelwert (MW)	31,95 cm
Standardabweichung (SD)	32,28 cm
Minimum (MIN)	3,0 cm
Maximum (MAX)	180 cm
Spannweite (SW)	177 cm

Von den 121 Stammlängen-Messungen weisen nur drei (= 2,5%) mit Werten von 2 m, 3 m und 4 m vollständig ausgegrabene Längen auf. Die restlichen 119 Stämme weisen auf Grund der nur teilweisen Freilegung für die Stammlängen mit einem zu niedrigen Durchschnittswert von 1,07 m auf (Standardabweichung 1,59 m). Interessant ist jedoch das Intervall zwischen den kleinsten Werten (35 von 121 Stämmen (29%) mit Längen $\geq 0,1$ m und einem Maximalwert > 9 m (siehe Streudiagramm mit den Stammlängen und Stammdurchmessern, Abb. 15).

Ungeachtet der ungenauen Längenmessungen wurde versucht, Wechselbeziehungen zwischen dem Stammdurchmesser (d in cm) und Stammlänge (l in m) herzustellen. Trotz dieser Einschränkungen wurde ein hochsignifikanter linearer Zusammenhang zwischen beiden Merkmalen festgestellt, ausgewiesen durch einen Korrelationskoeffizienten mit $r = 0,634$. Die linear progressive Regressionsfunktion $l = 0,06 + 0,031d$ weist unter Beachtung oben genannten

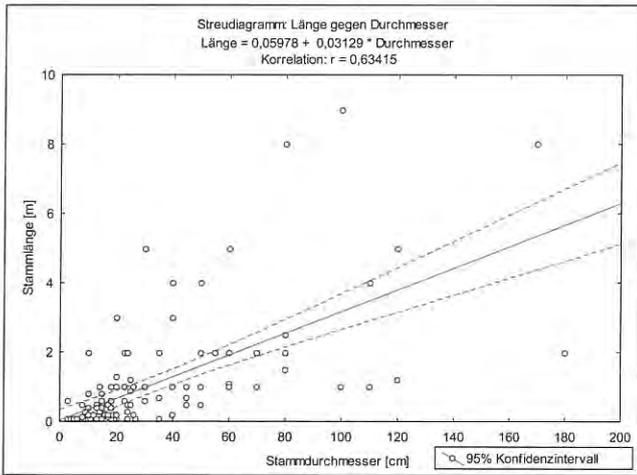


Abb. 15
 Streudiagramm der Stammdurchmesser und Stammlängen mit Regressionsfunktion
 Fig. 15
 Scattergram of the tree trunk diameters and trunk lengths with regression function

Einschränkungen im Durchschnitt bei einer Zunahme des Stammdurchmessers von 0,10 m eine Längenzunahme von 0,31 m aus. Dieser stochastische Zusammenhang ist insofern von Bedeutung, als er bei der Interpretation der unterschiedlichen Einregelung der Baumachsen hilft.

7.1 Höhenlage der Baumstämme über der Oberkante von Flöz II

Die Höhenlage der Baumstämme über Flöz II wurde bis auf 0,5 m Genauigkeit geschätzt. Waren weder die Oberkante des Flözes II noch der überlagernde Deckschluff aufgeschlossen, wurden die Baumstämme von den Höhenmessungen ausgeschlossen. Dementsprechend reduzierte sich

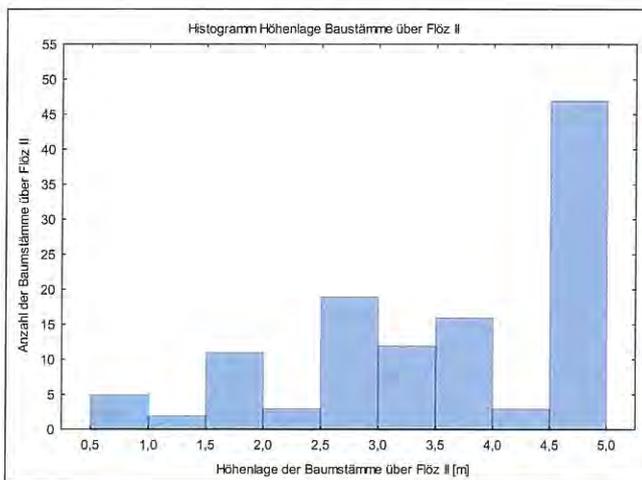


Abb. 16
 Histogramm der Höhenlage der Baumstämme über Flöz II
 Fig. 16
 Histogram of the height of the tree trunks above seam II

die Anzahl der höhenbezogenen Meßwerte auf $n = 119$. Das Histogramm (Abb. 16) zeigt eine extrem unregelmäßige (polymodale) Verteilung der Höhenlagen der Baumstämme bei einer leichten Zunahme der Häufigkeiten mit wachsender Distanz von der Flözoberkante und mit 36 Werten (38% aller Werte) ein absolutes Maximum bei 5 m über der Oberkante von Flöz II (bei einem wenig aussagefähigen Mittelwert von 3,8 m, s. o.). Ursache dafür sind die Hangrutsch-Massen am Böschungsfuß der Cañons, wodurch hier die Baumstämme mengenmäßig unterrepräsentiert sind.

7.2 Neigungswinkel und Neigungsrichtung der Baumstämme

Mit dem Begriff Neigungsrichtung (Azimut) wird die Richtung der Baumachse in Abhängigkeit von ihrem Neigungswinkel (Fallwinkel) definiert, welche im Intervall 0-360 ° liegen kann.

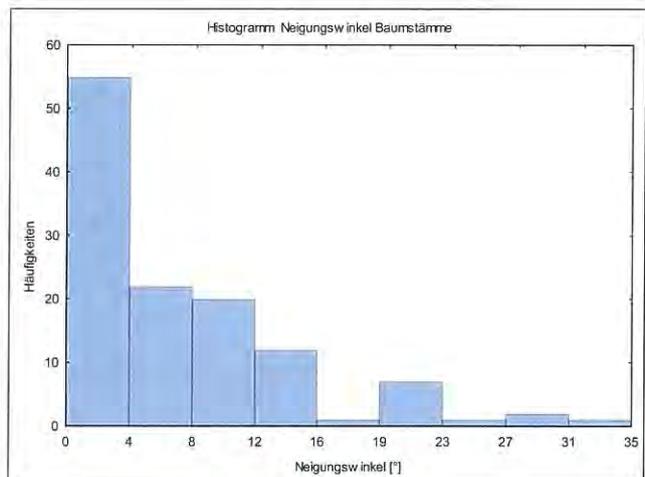


Abb. 17 Histogramm der Neigungswinkel der Baustämme
 Fig. 17 Histogram of the inclination of the tree trunks

Dem Histogramm mit den Neigungswinkeln aller 121 Baumstämme (Abb. 17) ist zu entnehmen, dass die meisten Baumachsen nur schwach geneigt sind, im Durchschnitt $\bar{v} = 6,3^\circ$. D. h. 77 aller Neigungswinkel (64%) liegen im Intervall 0-5 °, weitere 20 im Intervall 5-10 ° (insgesamt 80% aller Werte). Das erschwert die Berechnung der wahren durchschnittlichen Neigungsrichtung insofern, als die Eindeutigkeit der Neigung infolge der Kürze der meisten Baustämme bei derartig niedrigen Neigungen nicht gesichert ist (97,5% der Baumstämme sind nur teilweise ausgegraben).

Ein weiterer Grund für die starke Streuung der Neigungsrichtungen besteht darin, dass zunächst die Neigungsdaten der Baumstämme für das gesamte aufgeschlossene Mächtigkeitintervall der fluviatilen Serie in den beiden Cañons von 5 m zusammengefaßt wurden. Es wird davon ausgegangen, dass sich die Strömungsrichtungen in diesem Mächtigkeit- (Zeit) Intervall sehr wahrscheinlich mehrfach änderten.

Das Histogramm mit den Neigungsrichtungen der Baumstämme zeigt ein polymodales Verteilungsbild, welches deren extreme Streuung über die gesamte Richtungsrose belegt. Aus diesem hebt sich im Richtungsintervall $\{0^\circ-45^\circ\}$ ein Hauptpeak mit 45 Richtungswerten (34%) deutlich heraus.

Hieraus läßt sich unschwer ableiten, dass die NE-SW-Orientierung der Baustämme dominiert, gefolgt von der NW-SE-Orientierung (beide zusammen etwa zwei Drittel aller Orientierungen).

Diese Erkenntnisse sollen mit richtungsstatistischen Untersuchungen objektiviert werden. Dabei wird zunächst die Gesamtheit aller Neigungsrichtungen und Neigungswinkel betrachtet und anschließend versucht, nach räumlichen Verteilungskriterien und in Abhängigkeit von den Stammdurchmessern differenziertere Erkenntnisse über das lokale Paläo-Fließsystem zu gewinnen.

Die Haupttrichtung in einem Satz von Einzelwinkeln (Vektoren) wird definiert als Vektor-Resultante \bar{R} in einem Einheitsvektor mit der Länge \bar{R} und dem Winkel der Haupttrichtung $\bar{\Theta}$. Der Einheitsvektor wird definiert durch die Koordinaten des Endpunkts der Resultantenlänge R aus dem Richtungssinus $Y_i = \sin \Theta_i$ und Richtungskosinus $X_i = \cos \Theta_i$, der gemessenen Richtungswinkel, allerdings bezogen auf Null Grad in Richtung X-Achse (= Ost) und gegen die Uhrzeigerrichtung! Die Koordinaten \bar{X}_r und \bar{Y}_r für die Vektor-Resultante \bar{R} erhält man durch Aufsummieren der Sinus- und Kosinuswerte der einzelnen Richtungsvektoren $\sin \Theta_i$ und $\cos \Theta_i$:

$$\bar{X}_r = \sum \cos \Theta_i \quad \text{und} \quad \bar{Y}_r = \sum \sin \Theta_i.$$

Die Länge der Resultante berechnet sich nach dem Satz von Pythagoras:

$$\bar{R} = \sqrt{\bar{X}_r^2 + \bar{Y}_r^2}$$

Die Länge der Resultante hängt ab

- vom Betrag der Streuung des Stichprobenvektors und
- von der Anzahl der Vektoren (Messungen).

Diese Resultante liefert nicht nur eine Information über die Durchschnittsrichtung einer Stichprobe von Richtungsmessungen, sondern auch über deren Variabilität (Dispersion), d. h. über die Spannweite des Vektors für diesen Durchschnitt.

Im Sinne ihrer Vergleichbarkeit und Überprüfung auf Zufälligkeit oder Gesetzmäßigkeit werden die Koordinaten der Resultante mittels Division durch die Anzahl der Beobachtungen standardisiert:

$$S = \bar{Y}_r / n = 1/n * \sum \sin \Theta_i \quad \text{und} \quad C = \bar{X}_r / n = 1/n * \sum \cos \Theta_i$$

Diese Koordinaten definieren das Centroid des Endpunkts der einzelnen Einheitsvektoren. Die standardisierte Resultanten-Länge wird berechnet aus den standardisierten Endpunkten (Koordinaten) S und C : $\bar{R} = R/n = \sqrt{c^2 + s^2}$.

\bar{R} wird Hauptresultantenlänge genannt und liegt im Intervall $\{0,1\}$. Sie ist eine Maßzahl der Richtungsdispersion ähnlich der Varianz, nur im gegensätzlichen Sinne. D. h. große Werte von \bar{R} indizieren, dass die Beobachtungen eng gebündelt sind mit einer kleinen Dispersion. Demge-

genüber zeigen Werte von \bar{R} nahe Null an, dass die Richtungen weit streuen.

Das Komplement zu \bar{R} ist die Kreisvarianz s_o^2 :

Der Winkel der Haupttrichtung $\bar{\Theta}$ ist der Durchschnittswinkel aller Richtungsvektoren analog dem Durchschnittswert von einem Satz von skalaren Messungen. Er wird berechnet als $s_o^2 = 1 - \bar{R} = (n - \bar{R}) / n$

net als arctan des Quotienten der Summen $\sum \sin \Theta_i$ und $\sum \cos \Theta_i$:

$$\bar{\Theta} = \tan^{-1}(Y_r / X_r).$$

Da die Neigungswinkel der Baustämme im Sinne von KRUMBEIN (1939) (in J. DAVIS 1986) eindeutige Richtungen markieren – im Unterschied zum Streichen von geologischen Linien- und Flächenelementen – mußten keine Korrekturen zur Eliminierung einer Aufblähung der Dispersion der Meßwerte und Korrektur der Resultanten \bar{R} durchgeführt werden.

Die Ergebnisse der richtungsstatistischen Untersuchungen für die 121 Richtungswinkel der Baumstämme sind folgende:

- Die Hauptresultante \bar{R} weist einen niedrigen Betrag von nur 0,274 auf mit einer entsprechend großen Kreisvarianz $s_o^2 = 0,726$.
- Der Test auf Anwesenheit eines vorherrschenden Trendes wurde entsprechend einer Empfehlung von Dr. A. Bellmann (TU BA Freiberg 2005) auf Grund des großen Stichprobenumfanges im Sinne von MARDIA, KENT & BIBBY (1979) näherungsweise mit dem χ^2 -Test durchgeführt. Hierbei berechnet sich der Prüfwert von \bar{R} als $\chi^2 = p * n * \bar{R}^2 = 18,19$ mit $p = 2$ Freiheitsgraden (da es sich um eine Ebene handelt), Stichprobenumfang $n = 121$ und \bar{R}^2 als Quadrat der Hauptresultanten.

Er wird getestet gegen den Zufallshöchstwert einer χ^2 -Verteilung $\chi^2_{p,q} = \chi^2(2; 95) = 5,99$ mit $p = 2$ Freiheitsgraden und der Quantile $q = 0,95$.

Da $\chi^2 = 18,19 \gg \chi^2(2; 95) = 5,99$ ist, wird die Nullhypothese $H_0: \kappa = 0$ (mit Nachweis der Zufälligkeit der Hauptresultante) abgelehnt und ein signifikanter Trend für die Haupttrichtung nachgewiesen.

- Demzufolge darf auch der Winkel der Haupttrichtung $\bar{\Theta} = 49,9^\circ$ NE als signifikante Durchschnittsrichtung für alle Baumstämme ausgewiesen werden.

Betrachtet man die Neigungsrichtungen beider etwa 160 m voneinander entfernten Cañons getrennt, ergeben sich sowohl zwischen beiden als zur Gesamtheit der Messungen große Unterschiede (Tab. 2):

- Beim Cañon I mit $n = 47$ Meßwerten wird eine Hauptresultante $\bar{R} = 0,136$ und ein Winkel der Haupttrichtung $\bar{\Theta} = 78,8^\circ$ NNE ausgewiesen. Beide Werte sind insignifikant nach dem Rayleigh-Test auf Signifikanz eines Trendes nach MARDIA (1972) in DAVIS (1986). Sie besitzen also einen zu großen Zufallsanteil, um gesetzmäßig zu sein.

Tab. 2 Gruppierung der Baumstämme nach Ortslage und Höhenlage über Flöz II

Tab. 2 Aggregation of the tree trunks according to local position and height above seam II

Gruppierung der Baumstämme	Anzahl N	Durchmesser		Länge		Neigungswinkel		Neigungsrichtung		Signifikanz von \bar{R} und $\bar{\Theta}$
		\bar{d} /cm/	s_d	\bar{l} /m/	s_l	\bar{v} /°/	s_v	\bar{R} /°/	$\bar{\Theta}$	
Baumstämme gesamt	121	31,95	32,28	1,07	1,59	6,3	7,7	0,274	49,9 NE	+ (χ^2 -Test)
Cañon I	47	38,49	34,41	1,45	2,05	6,2	6,1	0,136	78,8 NNE	- (Rayleigh-Test)
Cañon II	72	27,50	30,19	0,80	1,11	6,4	8,7	0,379	40,3 NE	+ (χ^2 -Test)
{0; ≤ 3m}	41	33,34	33,25	1,05	1,68	6,5	9,6	0,416	49,6 NE	+ (Rayleigh-Test)
{> 3; < 5m}	31	28,55	20,76	0,94	1,55	6,6	5,5	0,0641	42,2 SW	- (Rayleigh-Test)
{≥ 5m}	47	29,77	32,30	1,01	1,15	6,2	7,3	0,399	44,3 NE	+ (Rayleigh-Test)

- Beim Cañon II mit N = 72 Meßwerten wird eine Hauptresultante $\bar{R} = 0,397$ und ein Winkel der Hauptrichtung $\bar{\Theta} = 40,3^\circ$ NE ausgewiesen. Der Test auf Anwesenheit eines vorherrschenden Trends nach MARDIA, KENT & BIBBY (1979) mit dem χ^2 - Test (s. o.) belegt hochsignifikant diesen Richtungswinkel. Es ist offenkundig, dass die Hauptrichtung von Cañon II die Gesamtrichtung aller Baustämme wesentlich stärker beeinflusst als jene von Cañon I. Hingegen unterscheiden sich die Neigungswinkel beider Cañons nur insignifikant in ihren Durchschnitten und Standardabweichungen (Cañon I: $\bar{v} = 6,2^\circ$ bzw. $s_v = 6,1^\circ$ und Cañon II: $\bar{v} = 6,4^\circ$ bzw. $s_v = 8,7^\circ$).

gungswinkel auf mit $\bar{v} = 4,2^\circ$ bzw. $4,6^\circ$ und signifikanten Neigungsrichtungen von $\bar{\Theta} = 38,1^\circ$ NE bzw. $\bar{\Theta} = 51,6^\circ$ NE.

- Bei durchschnittlichen Baum-Durchmessern mit $\bar{d} = 16,05$ cm (mit n = 40 Werten, $d_{min} = 11$ cm und $d_{max} = 20$ cm) bzw. $\bar{d} = 16,29$ cm (mit n = 21, $d_{min} = 9$ cm und $d_{max} = 40$ cm), gekoppelt mit durchschnittlichen Baum-längen von $\bar{l} = 0,39$ m bzw. $\bar{l} = 0,25$ m, treten durchschnittliche Neigungswinkel auf mit $\bar{v} = 7,2^\circ$ bzw. $7,6^\circ$ und insignifikanten Neigungsrichtungen von $\bar{\Theta} = 9,6^\circ$ E bzw. $-22,3^\circ$ SE.
- Bei durchschnittlichen Baum-Durchmessern mit $\bar{d} = 29,11$ cm (mit n = 28 Werten, $d_{min} = 23$ cm und d_{max}

Tab. 3 Gruppierung der Baumstämme nach Durchmesser und Länge

Tab. 3 Aggregation of the tree trunks according to diameter and length

Gruppierung der Baumstämme	Anzahl N	Durchmesser		Länge		Neigungswinkel		Neigungsrichtung		Signifikanz von \bar{R} und $\bar{\Theta}$
		\bar{d} /cm/	s_d	\bar{l} /m/	s_l	\bar{v} /°/	s_v	\bar{R} /°/	$\bar{\Theta}$	
Durchmesser:										
{≥ 3; ≤ 10cm}	25	7,16	2,64	0,27	0,41	4,2	6,9	0,418	38,1 NE	+ (Rayleigh-Test)
{≥ 11; ≤ 20cm}	40	16,05	2,84	0,39	0,52	7,2	8,1	0,273	9,6 E	- (Rayleigh-Test)
{≥ 23; ≤ 40cm}	28	29,11	6,33	1,26	1,19	7,9	7,6	0,363	71,1 NNE	+ (Rayleigh-Test)
{≥ 45; ≤ 1,8m}	28	79,64	35,54	2,57	2,38	5,5	7,7	0,276	84,9 N	- (Rayleigh-Test)
Länge:										
{≥ 0,1m}	35	10,34	4,56	0,18	0,19	4,6	7,6	0,445	51,6 NE	+ (Rayleigh-Test)
{≥ 0,15; ≥ 0,4m}	21	16,29	7,21	0,25	0,09	7,6	6,0	0,291	-22,3 ESE	- (Rayleigh-Test)
{≥ 0,5; ≥ 9,0m}	65	47,00	37,39	1,84	1,85	7,2	8,0	0,255	68,7 NNE	+ (χ^2 -Test)

Es soll nun untersucht werden, ob es gesetzmäßige Zusammenhänge gibt zwischen den Durchmessern bzw. Längen und den Neigungswinkeln sowie den Neigungsrichtungen der Baumstämme. Hierzu werden im Folgenden die Ergebnisse mitgeteilt (Tab. 3, Abb. 18):

- Bei den niedrigsten durchschnittlichen Baum-Durchmessern mit $\bar{d} = 7,16$ cm (mit n = 25 Werten, $d_{min} = 3$ cm und $d_{max} = 10$ cm) bzw. $\bar{d} = 10,34$ cm (mit n = 35, $d_{min} = 3$ cm und $d_{max} = 35$ cm), gekoppelt mit durchschnittlichen Baum-längen von $\bar{l} = 0,27$ m bzw. $\bar{l} = 0,18$ m, treten die niedrigsten durchschnittlichen Nei-

= 40 cm) bzw. $\bar{d} = 47,0$ cm (mit n = 65, $d_{min} = 8$ cm und $d_{max} = 180$ cm), gekoppelt mit durchschnittlichen Baum-längen von $\bar{l} = 1,26$ m bzw. $\bar{l} = 1,84$ m, treten durchschnittliche Neigungswinkel auf mit $\bar{v} = 7,6^\circ$ bzw. $7,2^\circ$ und signifikanten Neigungsrichtungen von $\bar{\Theta} = 71,1^\circ$ NNE bzw. $\bar{\Theta} = 68,7^\circ$ NNE.

- Bei durchschnittlichen Baum-Durchmessern mit $\bar{d} = 79,64$ cm (mit n = 28 Werten, $d_{min} = 45$ cm und $d_{max} = 180$ cm), gekoppelt mit einer durchschnittlichen Baum-länge von $\bar{l} = 2,57$ m, tritt ein durchschnittlicher Neigungswinkel auf mit $\bar{v} = 5,5^\circ$ und insignifi-

kanter durchschnittlicher Neigungsrichtung von $\bar{\Theta} = 84,9^\circ$ N.

- Die Ursachen für die unterschiedlichen signifikanten und insignifikanten Neigungsrichtungen der Baumstämme unabhängig von ihrem Durchmesser und ihrer Länge werden einerseits in den Meßfehlern infolge zu geringer Ausgrabung, andererseits in den unterschiedlich starken und häufig wechselnden Fließrichtungen

und der damit verbundenen unterschiedlichen Einbettung in die Flußsande und -kiese gesehen.

Es wird die Schlußfolgerung gezogen, dass sich ungeachtet eines hohen zufälligen (chaotischen) Anteils in der Einregelung der Baumstämme während ihres Transports in teilweise turbulenten Strömungen eines verflochtenen Stromsystems eine dominante NE bis NNE gerichtete

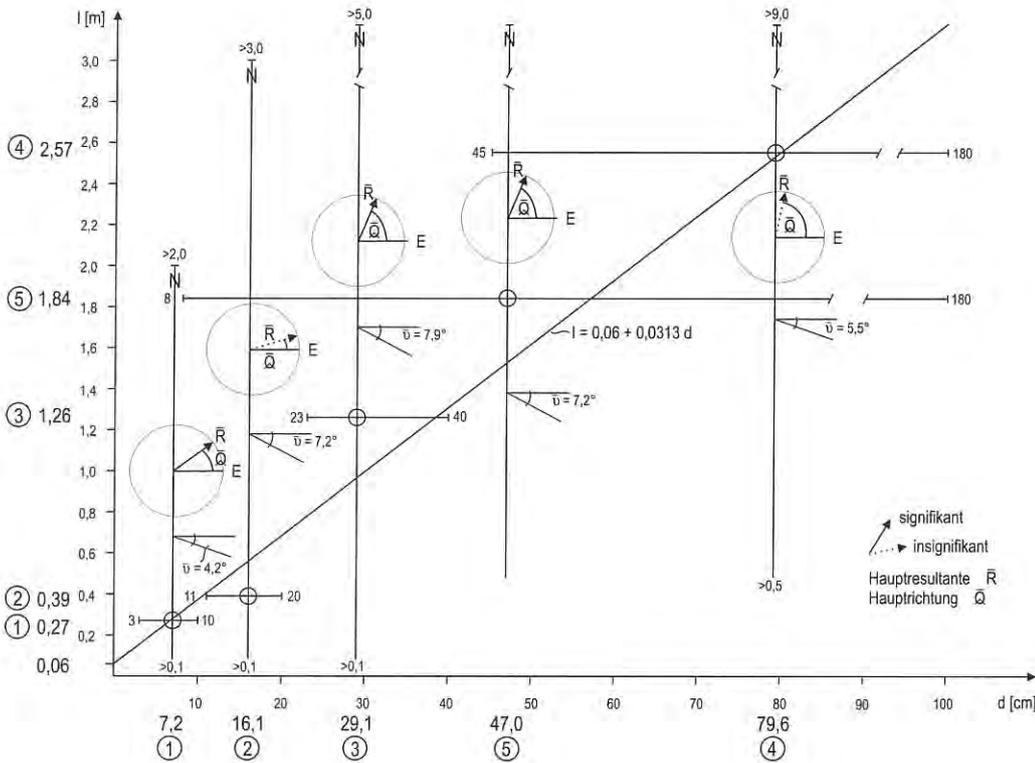


Abb. 18
Regressionsbeziehungen von Baumgruppen in Abhängigkeit von ihren Stammdurchmessern und Stammlängen

Fig. 18
Regression relations of the tree trunks aggregations in dependence to diameter and length

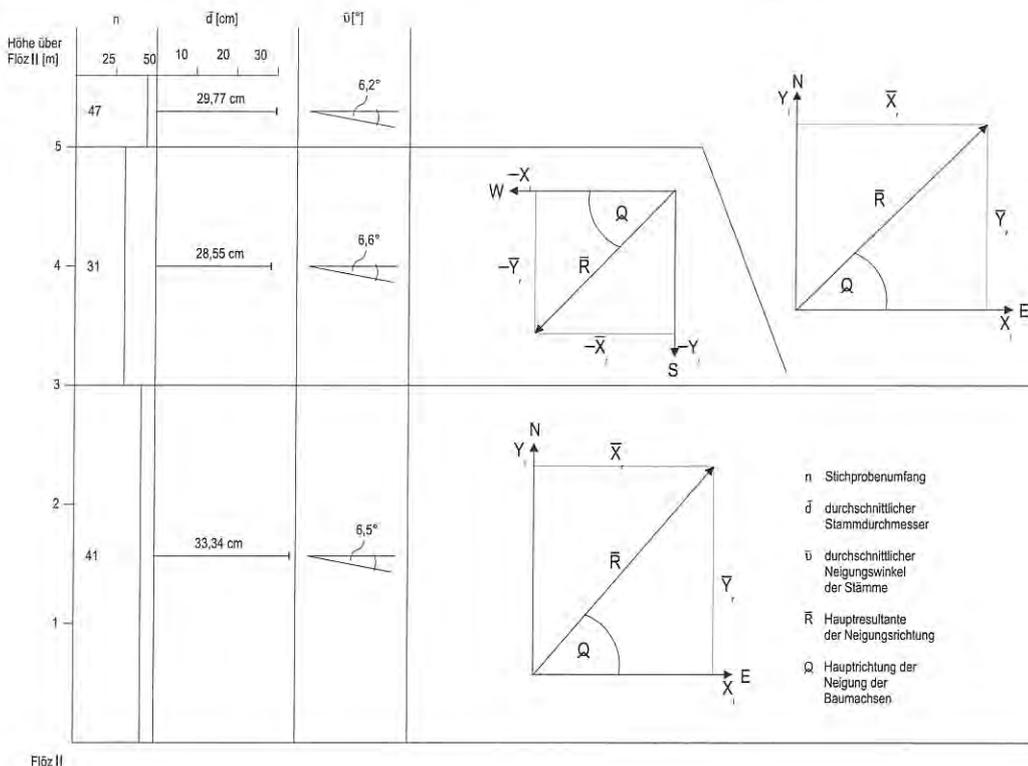


Abb. 19
Vektordiagramme der nach Höhenlagen über Flöz II gruppierten Baumstämme

Fig. 19
Vector diagrams of the tree trunks aggregations in dependence to height positions over seam II

Fließrichtung extrahieren läßt. Diese korrespondiert mit der Fließrichtung, die aus den Schichtneigungen gewonnen wurde (siehe Kap. 6.2).

Die Mächtigkeit der fluviatilen Serie, in welche sich die rezenten Fließrinnen (Cañons) eingeschnitten haben, beträgt bis über 5 m. Es wird davon ausgegangen, dass die Sande und Kiese mit den Baumstämmen in mehreren Sedimentationsperioden abgelagert wurden.

Deswegen wurden die geometrischen und Lagedaten der Baumstämme für drei verschiedene Höhenintervalle hinsichtlich signifikanter Unterschiede bei den Durchmessern, Längen, Neigungswinkeln, Hauptresultantenlängen und Neigungsrichtungen untersucht und gemeinsam dargestellt (Tab. 3 und Abb. 19):

- Höhenintervall 0 bis ≤ 3 m über Flöz II mit n_1 , \overline{d}_1 , \overline{l}_1 , \overline{R}_1 und $\overline{\Theta}_1$,
- Höhenintervall > 3 m bis ≤ 5 m über Flöz II mit n_2 , \overline{d}_2 , \overline{l}_2 , \overline{v}_2 , \overline{R}_2 und $\overline{\Theta}_2$ und
- Höhenintervall > 5 m über Flöz II mit n_3 , \overline{d}_3 , \overline{l}_3 , \overline{v}_3 , \overline{R}_3 und $\overline{\Theta}_3$.

Die Ergebnisse werden wie folgt zusammengefaßt:

- Die durchschnittlichen Durchmesser, durchschnittlichen Längen und durchschnittlichen Neigungswinkel in diesen drei Höhenintervallen unterscheiden sich bei ausreichend großen Stichprobenumfängen nur insignifikant:

$$\overline{d}_1 = 33,34 \text{ cm}, \overline{d}_2 = 28,55 \text{ cm}, \overline{d}_3 = 29,77 \text{ cm}$$

$$\overline{l}_1 = 1,09 \text{ m} (> 0,1 \text{ m}; > 9,0 \text{ m}), \overline{l}_2 = 0,94 \text{ m} (> 0,1 \text{ m}; > 8,0 \text{ m}), \overline{l}_3 = 1,01 \text{ m} (> 0,1 \text{ m}; > 5,0 \text{ m})$$

$$\overline{v}_1 = 6,5^\circ, \overline{v}_2 = 6,6^\circ, \overline{v}_3 = 6,2^\circ.$$

- Die Hauptresultantenlängen und durchschnittlichen Neigungsrichtungen der Höhenintervalle 0 bis ≤ 3 m (mit $n_1 = 41$) und > 5 m über Flöz II (mit $n_3 = 47$) sind signifikant und unterscheiden sich gleichfalls nur zufällig voneinander:

$$\overline{R}_1 = 0,416 \text{ und } \overline{R}_3 = 0,399 \text{ bzw. } \overline{\Theta}_1 = 49,6^\circ \text{ NE und } \overline{\Theta}_3 = 44,3^\circ \text{ NE.}$$

- Lediglich das Höhenintervall > 3 m bis ≤ 5 m über Flöz II (mit $n_2 = 31$) weist bei der Hauptresultantenlänge mit $\overline{R}_2 = 0,0641$ Insignifikanz und eine völlig entgegengesetzte Richtung von $\overline{\Theta}_2 = 43,2^\circ$ SW auf. Diese Insignifikanz der Neigungsrichtung belegt deren Zufallscharakter für dieses Höhenintervall.

8. Regionalgeologische Einordnung des Grotzschers Profils

Problemstellung und Ergebnisse dieser Arbeit sind vorzugsweise methodischer Art und auf die statistische und sequenzanalytische Auswertung unscharfer lithologischer und sedimentologischer Informationen ausgerichtet. Die komplexen regionalgeologischen Verhältnisse sind u. a. von JUNGE et al. (2005) (Kap. 2), (Abb. 20) detailliert be-

schrieben worden. Deswegen soll im Rahmen dieser Arbeit nur kurz auf die regionalgeologische Einordnung des Gesamtprofils von Grotzsch (PG) eingegangen werden.

Es wurde versucht, das Gesamtprofil von Grotzsch mit den von JUNGE et al. (2001, 2002) publizierten Profilen Esp EEO, Esp EAE, EESP und DisE zu konnektieren (JUNGE et al. 2005, darin: Abb. 9). Diese das Zwischenmittel zwischen Bornaer Hauptflöz (Flöz II) und Böhlener Oberflöz (Flöz IV) umfassenden Profile gliedern sich in Flöze, terrestrische Stillwassersedimente, flachmarine strandnahe Sedimente sowie fluviatile Sedimente. Mit seiner geologischen Position unterhalb des Thüringer Hauptflözes (Flöz III) umfasst das untersuchte Gesamtprofil von Grotzsch die lithologisch-sedimentologischen Einheiten I (Deckschluff) und die lithologisch stark differenzierte fluviatil-ästuarine Einheit I/II des Zwischenmittels aus dem Tagebau Espenhain. Insbesondere ist mit ihm eine detaillierte Auflösung der durch fluviatile und marin-ästuarine Abschnitte geprägten Einheit I/II möglich.

Die Profile sind Nordwest /Südost orientiert, wobei Esp EEO am weitesten im NW liegt. Danach folgen nach SE auf kürzere Distanz Esp EAE, EEsp, DisE und 3 km weiter das Profil von Grotzsch.

Alle Profile beginnen mit dem basalen Bornaer Hauptflöz. Darüber lagert in allen Profilen mit geringer Mächtigkeitsabnahme nach SE der Deckschluff. In Esp EEO beträgt er 1,35 m, in Esp EAE nur noch 1,1 m und im Grotzschers Profil (PG I) nur noch 1,0 m. Auffällig sind die nach Süden hin zunehmenden fluviatilen Einschaltungen im Deckschluff. Bei Esp EAE liegen die fluviatilen Einheiten deutlich diskordant über dem Deckschluff (JUNGE et al. 2001). Es konnte im Grotzschers Profil eine Erosionsdiskordanz, nicht jedoch eine Winkeldiskordanz zwischen Deckschluff und überlagernder fluviatiler Serie (PG I/PG II) nachgewiesen werden.

Die eine Gesamtmächtigkeit bis maximal 3 m aufweisende fluviatil-ästuarine Abfolge (Einheit I/II in den nördlich gelegenen Profilen) besteht einerseits aus mehreren flachen, sich gegenseitig abschneidenden und wenige Meter breiten Rinnen, welche zum Hangenden hin mit deutlich gröber werdendem Material (grobsandige Mittelsande) ausgefüllt sind (JUNGE et al. 2001, 2002, 2005). Ähnlich ist es beim Grotzschers Profil (PG II). Auch hier treten übereinander mehrere Rinnensysteme auf, welche sich gegenseitig abschneiden und überlagern (Abb. 7).

Andererseits besteht die fluviatil-ästuarine Abfolge aus horizontalgeschichteten Feinsanden flachmarin-ästuariner Entstehung. Sowohl die fluviatilen Sedimente (PG II), als auch flachmarinen Sedimente (PG III) nehmen gegenüber den Profilen aus den Tagebau Espenhain an Mächtigkeit extrem zu, die Liegendtone unter dem Thüringer Hauptflöz (PG IV) gegenüber den untersuchten Profilen deutlich ab. Die terrestrischen Stillwasserablagerungen der Einheiten EEO II, EAE II, Eesp II und DisE II werden mit dem Flöz III in Verbindung gebracht. Dabei wurden im Ergebnis eines Vergleichs zwischen den Profilen innerhalb des

Tagebaus Espenhain (Einheiten EEO II, EAE II, EEsp II und DisE II) deutliche Vermoorungsprozesse nach Süden festgestellt und die angenommene Konnektierung mit dem Flöz III im Restloch Groitzscher Dreieck gestützt.

Zusammenfassend wird festgestellt, dass regional von Nord nach Süd die Gesamtmächtigkeit des Zwischenmittels der Flöze zwischen dem Bornaer und dem Thüringer Hauptflöz stark zunimmt, wobei sich ebenfalls der Vermoorungsprozeß in südlicher Richtung intensiviert.

Zusammenfassung

Auf der Grundlage detaillierter geologischer Kartierungsarbeiten im Restloch des ehemaligen Braunkohlentagebaus Groitzscher Dreieck wird für das obereozäne Sandmittel zwischen dem Bornaer Hauptflöz (Flöz II) und dem Thüringer Hauptflöz eine fazielle Zweiteilung im Aufbau des Mittels dokumentiert. Es besteht aus einem liegenden, überwiegend fluviatil geprägten Teil (Rinnenkörper mit dominierender Fein- bis Grobsandfüllung, Schrägschichtung, Einheit I/IIu) und einem hangenden, überwiegend marin-ästuarin geprägten Teil (horizontal geschichtete Schluffe und Feinsande mit Bioturbation; Einheit I/IIo).

Auf der Grundlage von differenzierten, ausschließlich feldgeologischen Informationen wurden statistische, sequenzanalytische und richtungsstatistische Untersuchungen an der 8,27 m mächtigen marinen und 8,31 m mächtigen fluviatilen Serie durchgeführt. Mit Hilfe der Kornzusammensetzung, Mächtigkeit und der Gesetzmäßigkeiten im Aufbau und in der Abfolge der Einzelstraten (Sedimentationstyp, Kleintrend, Ordnungsgrad, Sequenzenindex) und ihrer Lagerungsverhältnisse werden beide Serien sedimentologisch detailliert charakterisiert.

Die marine Serie besteht als Sediment eines küstennahen Bereichs aus kurzketten Sequenzen von Schluff, schluffigem Feinsand und Feinsand mit einem generell hohen Ordnungsgrad sowie extrem variierenden Fallrichtungen zwischen NW und E und Fallwinkeln zwischen 5° bis 24°.

Die in einem wesentlich höheren Energiebereich abgelagerte fluviatile Serie besteht aus 7 Teilkomplexen mit Schräg- und Kreuzschichtung. In ihnen wechseln progressive und degressive Kleintrends mit Kornvergrößerung und Kornverkleinerung im Spektrum von Feinsanden bis Feinkiesen und fallen mit einem durchschnittlichen Fallwinkel von 26° nach NW ein.

Die statistische Auswertung der 121 Wertetupel von fossilen Baumstämmen innerhalb der fluviatilen Serie ergaben ein Dicken-Längenverhältnis der Baumstämme von 1 : 3 sowie für die Baumachsen durchschnittliche Neigungswinkel von 6,3° und eine signifikante (Haupt-) Neigungsrichtung von 50° NE.

Summary

Detailed geologic mapping investigations in the abandoned strip coal mine Groitzscher Dreieck show a facial bipartition of the Upper Eocene sandy interbed located between the Borna main seam (seam II) and the Thuringia main seam (seam III). The interbed consists of a lower part mainly influenced by fluvial processes (channel body filled with fine sand to fine gravel; cross-bedding, unit I/IIu) and an overlying part largely influenced by marine- estuarine processes (horizontally layered silts and fine sands with bioturbation, unit I/IIo).

Statistical and sequence analytical studies of directions were realized with differential field geological observations on the 8,27 m thick overlying marine and on the 8,31 m thick underlain fluvial series.

They are characterized by means of granular composition, thickness and regularity in the structure and succession of the individual horizons (sedimentary types, low-order trends, degree of order, sequence indices) and their bedding conditions.

The marine division consists of a near-shore sediment of short chain sequences by silt, silty fine sand and fine sand with generally high degree of order and extreme various azimuths between NW and E and dip angles between 5° to 24°.

The fluvial division was deposited in an essential greater energy level and consists of 7 cross-bedded part complexes. It is composed with progressive and regressive low-order trends with increasing and decreasing grain size from fine sand to fine gravel with a mean azimuth NW and a mean dip angle of 26°.

Statistical interpretation of 121 value tuples of large fossil trunks in the fluvial series shows a thickness/length relation of the tree trunks of 1 : 3 and proved for the axis of the trunks a mean dip angle of 6,3° and a significant mean azimuth of 50° NE.

Literatur

- BELLMANN, H.- J., SCHÜTTLER, J. & JAKISCH, E. (1981): Zur Nutzung verkieselter tertiärer Hölzer als Rohstoff für die Natursteinindustrie. - Z. f. angew. Geol. 27, 1, S. 547-548, Berlin
- DAVIS, J. C. (1986): Statistics and Data Analysis in Geology. - 551 S., New York (John Wiley & Sons, INC.)
- DOLL, G. (1982): Zur geologischen Entwicklung des zentralen Weißelsterbeckens (unter besonderer Berücksichtigung der Braunkohlenfelder Peres, Groitzscher Dreieck und Schleenhain). - 164 S., unveröff. Diss. A, Universität Leipzig
- DOLL, G. (1984): Zur zyklischen Ausbildung des Tertiärs im Weißelsterbecken. - Z. geol. Wiss. 12, 5, S. 575-583, Berlin

Abb. 20

Auf lithologisch-sedimentologischen Befunden beruhende, mögliche Konnektierung des Sedimentmittels zwischen Bornaer (Flöz II) und Böhlener Oberflöz (Flöz IV) im Südraum von Leipzig (im Weißelsterbecken)

Fig. 20

A possible connection of the sedimentary interbed between Bornaer (seam II) and Böhlener upper seam (seam IV) in the southern region of Leipzig based on lithological and sedimentological findings (Weißelsterbecken)

- EISSMANN, L. (2004): Kapitel 2.1: Die Braunkohlenformation des Weißelsterbeckens mit einem Abriss des Prätertiärs und Quartärs. - In: Der Braunkohlenbergbau im Südraum Leipzig. Bergbaumonographie - Bergbau in Sachsen. - Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie (LfUG), Bd. 11, S. 21-40, Dresden
- JUNGE, F.-W., DUCKHEIM, W., MORGENSTERN, P. & M. MAGNUS (2001): Sedimentologie und Geochemie obereozän-unteroligozäner Typusprofile aus dem Weißelsterbecken (Tagebau Espenhain). - *Mauritiana* **18**, 1, S. 25-59, Altenburg
- JUNGE, F.-W., MORGENSTERN P., BÖTTGER T. & W. DUCKHEIM (2002): Geochemische Indikatoren (C_{org} , S, Fe, $\delta^{13}C_{org}$) zur Abschätzung von Fazies und Ablagerungsbedingungen in obereozän-unteroligozänen Sedimenten Mitteldeutschlands. - *Leipziger Geowissenschaften* **14**, S. 71-105, Leipzig
- JUNGE, F.-W., KÜHL A. & WOLF, A. (2000): Geologisch-sedimentologische Untersuchungen am Bänderschluft von Hainichen (Sachsen) – erste Ergebnisse ihrer statistischen Auswertung. - *Brandenburg. geowiss. Beitr.* **7**, 1/2, S. 137-150, Kleinmachnow
- JUNGE, F.-W., DOLEZYCH, M., WALTHER, H., BÖTTGER, T., KÜHL, A., KUNZMANN, L., MORGENSTERN, P., STEINBERG, T., & R. STANGE (2005): Ein Fenster in Landschaft und Vegetation vor 37 Millionen Jahren. Lithologische, sedimentgeochemische und paläobotanische Befunde aus einem Paläoflussystem des Weißelsterbeckens. - *Mauritiana* **19**, 2, S. 185-273, Altenburg
- KÜHL, A. (1962): Lagerungsverhältnisse des Tertiärs und Quartärs in der Kühlung. - *Dipl. Arb.* 52 S., Univ. Rostock (unveröff.)
- KÜHL, A. (1983): Zur Rhythmizität der campanen Kreidekalke und Kieselkreide von Löcknitz. Teil I. - *Z. geol. Wiss.* **11**, 1, S. 77-111, Berlin
- KÜHL, A. (1983): Zur Rhythmizität der campanen Kreidekalke und Kieselkreide von Löcknitz. Teil II. - *Z. geol. Wiss.*, **11**, 2, S. 133-161, Berlin
- KÜHL, A. & S. BACH (2004): Qualitätsmodell Kiessand Gruna (Teil 1). - *Glückauf-Forschungshefte* **65**, 4, S. 112-125, Essen
- KÜHL, A. & S. BACH (2004): Qualitätsmodell Kiessand Gruna (Teil 2). - *Glückauf-Forschungshefte* **66**, 1, S. 35-49, Essen
- KÜHL, A. & S. BACH (2004): Qualitätsmodell Kiessand Gruna (Teil 3). - *Glückauf-Forschungshefte* **66**, 2, S. 70-85, Essen
- KÜHL A., NESTMANN, U. & T. STEINBERG, (2006): Qualitätsmodell Tontagebau Untereichen – Miozäne Süßwasser-Molasse: Teil 1. - *Freiberg. Forschungsh.*, Freiberg (in Vorb.)
- MARDIA, K. V., KENT, J. T. & J. M. BIBBY (1979): *Multivariate Analysis*. - 518 S. London (Academic Press)
- MARSAL, D. (1979): *Statistische Methoden für Erdwissenschaftler*. - 192 S., Stuttgart (Schweizerbart)
- MENNING, M. & A. HENDRICH (Koor.) (2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland (STD 2002)*. - Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK), Beilage *Z. geol. Wiss.* **30**, 4/5, 1. Aufl., 1 Beih., Potsdam, (E. Stein GmbH)
- MIERSCH, E. & A. KÜHL (2002): Erfassung und Bewertung von Raumlage-Elementen in pleistozänen Terrassenkörpern. - *Glückauf-Forschungshefte* **63**, 4, S. 144-159, Essen
- MIERSCH, E. & A. KÜHL (2003): Geologisch-sedimentologische Untersuchung am archäologischen Grabungs- und Fundplatz Markkleeberg. - *Arbeits- und Forschungsberichte zur sächsischen Bodendenkmalpflege* **45**, S. 49-60, Dresden
- MÜLLER, A. (1983): Fauna und Palökologie des marinen Mitteloligozäns der Leipziger Tieflandsbucht (Böhlener Schichten). - *Altenbg. nat. wiss. Forsch.* **2**, S. 1-152, Altenburg
- NESTMANN, U., KÜHL, A. & F.-W. JUNGE (2004): Geochemisch-sedimentologisches Normalprofil des Obereozäns im Raum Espenhain. - *Dipl.-Arb.*, TU Bergakademie Freiberg, 247 S., Freiberg
- STANDKE, G. (2001): Thierbacher Schichten und Hainer Sande (Oligozän-Eozän) im ehemaligen Braunkohlentagebau Bockwitz südlich von Leipzig. - *Mauritiana* **18**, 1, S. 61-89, Altenburg

Anschrift der Autoren:
 PD Dr. habil. Anselm Kühl
 Dipl.- Geol. Tim Steinberg
 cand. geol. Reiner Stange
 TU BA Freiberg
 Fakultät für Geowissenschaften,
 Geotechnik und Bergbau
 Institut für Geologie
 Gustav Zeuner Str. 12
 09596 Freiberg

PD Dr. habil. Frank-W. Junge
 Sächsische Akademie der Wissenschaften
 Karl-Tauchnitz-Str. 1
 04107 Leipzig

Geowissenschaftler Berlin - Brandenburg

1. Mai-Exkursion der Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg

WILFRIED PAECH

Am 1. Mai 2006 trafen sich wieder in großer Zahl Fachkollegen des Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e. V. und der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin zum 17. Mal zur traditionellen Exkursion, die diesmal in den Muskauer Faltenbogen im Dreiländereck von Brandenburg, Sachsen und Polen führte.

Die fachliche Einstimmung erfolgte bereits am 22. April im Rahmen eines gemeinsam von dem Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e. V. und der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin in Zusammenarbeit mit polnischen Fachkollegen gestalteten Symposiums

„Geoparks in Brandenburg: Muskauer Faltenbogen, Eiszeitland am Oderrand und ???“,

in dem das Grundkonzept und Fallbeispiele, die Bedeutung des Geotourismus sowie Fortschritte, Hürden und Perspektiven bei der Schaffung von Geoparks vorgestellt wurden.

Anschließend wurde eine ausführliche fachliche Einführung in die Struktur und Genese des Muskauer Faltenbogens gegeben.

Dank der symposiumsseitigen Vorbereitung konnte während der Exkursion wegen der großen Zahl von Teilnehmern (97) allein aus akustischen Gründen auf fachliche Grundsatzinformationen verzichtet werden. Die Exkursionsführer Dr. Manfred Kupetz und Dipl.-Geophysn. Almut Kupetz vom Förderverein Muskauer Faltenbogen e. V. geleitete und von Dipl.-Geol. Werner Nowel unterstützte Exkursion konzentrierte sich auf routen- und aufschlussbezogene Details während der Wanderung durch Teile des Faltenbogens.

Ein bemerkenswertes Achtungszeichen für die gute Zusammenarbeit zwischen Geologie und Politik im Landkreis Spree-Neiße setzten die Begrüßungsworte von Herrn Vizelandrat Olaf Lalk im Informationszentrum Muskauer Faltenbogen in Jerischke. Hier gewannen die Teilnehmer einen Einblick, mit welchen geologischen Modellen und didaktischen Besonderheiten vor allem jugendlichen Besuchern die Genese der Landschaft und ihre anthropogene Überprägung in dieser Region nähergebracht wird. Danach führte die Wanderung quer zum Streichen durch die von lang gestreckten Höhenrücken und dazwischen liegenden schmalen und tiefen Tälern gekennzeichnete Gieserlandschaft der Drachenberge zwischen Krauschwitz und Weißwasser.

In der Kies- und Sandgrube in den Katzenbergen bei Kromlau wurden die durch glazialtektonische Vorgänge



Dipl.-Geol. W. Nowel erläutert die glazialtektonischen Lagerungsformen am Beispiel der Sandgrube in den Katzenbergen bei Kromlau

Foto: W. Bartmann

geschaffenen Falten- und Schuppenbilder demonstriert (s. Abbildung). Steilstehende glimmerführende kohlige Feinsande und Schluffe des Miozäns und mit ihnen verschuppte elsterkaltzeitliche Sande und Kiese, die von saalekaltzeitlichen Sanden und Kiesen flach überlagert werden, vermitteln ein anschauliches Bild von den intensiven glazialdynamischen Lagerungsstörungen tertiärer und quartärer Sedimente wie sie für den gesamten Muskauer Faltenbogens bestimmend sind.

Der durch seine üppige Rhododendronblüte im Mai bekannte Kromlauer Park in einem durch den ehemaligen Braunkohlenbergbau geprägten Teil des Muskauer Faltenbogens war ein weiteres Besuchsziel. Ein wenig exotisch wirkt hier die aus Lausitzer und böhmischen Basalten geschaffene künstliche Felsenlandschaft. Hier überraschte der Förderverein „Kromlauer Park“ die Teilnehmer mit einem stärkenden Imbiß und Informationen über die Bemühungen des Fördervereins zur Stärkung der Region.

Hervorzuhebendes Merkmal der diesjährigen Exkursion war die enge Verbindung von geowissenschaftlichen Informationen und umfangreichen Hinweisen zur wirtschaftlichen Nutzung der natürlichen Ressourcen in den vergangenen anderthalb Jahrhunderten. Die jedem Exkursionsteilnehmer übergebenen Informationsmaterialien ergänzten die Erläuterungen zu den besuchten Aufschlüssen. Die große Zahl zufriedener Teilnehmer spricht für sich und eine gelungene Veranstaltung. Den Exkursionsführern und allen weiteren am Erfolg beteiligten Aktiven gebührt der Dank aller Teilnehmer.

Abschließend bleibt nur noch der Wunsch hinzuzufügen, dass auch in den folgenden Jahren die zur guten Tradition gewordene 1. Mai-Exkursion zum Kennenlernen weiterer geologisch und landschaftlich interessanter Gegenden unserer Heimat und zur Begegnung zwischen Geowissenschaftlern verschiedener Generationen beitragen wird.



Rhododendronblüte im Kromlauer Park

Foto: A. Andreae

Den Abschluss der bei schönstem Wetter durchgeführten Exkursion bildete der Besuch des Felixsees und seiner nächsten Umgebung. Neben einem weit schweifenden Blick über die gesamte Lausitz aus der Höhe des Felixturms wurde in einem künstlich geschaffenen Aufschluss demonstriert, wie die glazialtektonisch vorgezeichnete geologische Struktur des Faltenbogens durch nachfolgende Verwitterungs- und Erosionsprozesse zu den heutigen Landschaftsformen herausmodelliert wurde.

Anschrift des Autors:
Dr. Wilfried Paech, Berlin

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	13 (2006), 1/2	S. 91-115	5 Abb., 5 Tab., 30 Lit.
------------------------------	--------------	----------------	-----------	-------------------------

Fortschritte bei der Unterscheidung von Aquiferen in der Trias und im Jura von Brandenburg unter spezieller Berücksichtigung der Sequenzstratigraphie

Advances at distinction between the Triassic and Jurassic aquifers of the country Brandenburg, Germany with particular consideration of the sequence stratigraphy

MICHAEL GÖTHEL

Herrn Dr. Jürgen Kopp zum 60. Geburtstag gewidmet

Einleitung

Aquifere sind Grundwasser führende Speichergesteine deren Temperatur insbesondere von der Tiefe abhängig ist und durchschnittlich um 3 °C pro 100 m auf den Kontinenten zunimmt. Nach Höhe ihrer Temperatur können Thermalwasser-Aquifere (> 20 °C), Warmwasser-Aquifere (60 bis 100 °C) und Heißwasser-Aquifere (> 100 °C) unterschieden werden. Petrographisch werden Poren-Grundwasserleiter (vor allem Sandsteine), Kluft-Grundwasserleiter (z. B. Vulkanite mit zirkulierenden Wässern) und Karst-Grundwasserleiter (im Wesentlichen Karbonate) unterschieden. Gemäß dem tektonischen Stockwerksbau befinden sie sich im Tafeldeckgebirge und lagern im Subsalinar-Stockwerk (Ober-Rotliegend) und Suprasalinar-Stockwerk der Norddeutschen Senke. Durch Salzabwanderung können die Aquifere in große Tiefen abgesenkt und auch in höheren Mächtigkeiten auftreten. Durch Salzdiapirismus können sie bis zur Erdoberfläche zu unterschiedlichen Zeiten gehoben worden sein. Wegen des verschiedenzeitlichen Salzdiapirismus sind Aquiferausfälle durch Sedimentationsunterbrechung und Erosion nicht nur auf die Meeresspiegelaustatik zurückzuführen. Im Land Brandenburg gewinnt die wirtschaftliche Nutzung der suprasalinen Aquifere zunehmend an Bedeutung.

Die wirtschaftlich wichtigen Aquifere im Suprasalinar gehören zum Typ Poren-Grundwasserleiter und treten im Mittleren Buntsandstein (Volpriehausen-, Detfurth-Formation), im Oberen Keuper (*contorta*-Sandstein), im Lias (Pylonoten-Sandstein, Lotharing-Sandstein, Domer-Sandstein), Dogger (Aalen-Sandstein), Unter-Kreide (verschiedene Neokom-Sandsteine) und Paläogen auf. Treten Aquifere vom Typ Kluft-Grundwasserleiter im Unteren Muschelkalk auf, könnten sie zukünftig von wirtschaftlichem Interesse sein. Aquifere vom Typ Karst-Grundwasserleiter im Oberen Muschelkalk (*Trigonodus*-Dolomit der Rottweil-Formation) des Oberrheintal-Grabens und im Malm Süddeutschlands (Schwammstotzen-Rifffazies) spielen zwar dort eine wirtschaftlich große Rolle, haben aber wegen der lithologisch anderen Ausbildung dieser stratigraphischen Einheiten in Brandenburg keine Bedeutung. Während im

Süden von Brandenburg, nördlich des Lausitzer Blocks und des Torgau–Doberluger–Synklinoriums mit seinem permokarbonen Rahmen und Magmatiten die älteren Gesteine des Suprasalinar (Lausitzer Triasscholle) unter dem känozoischen Lockergesteinsgebirge verbreitet sind, lagern nach Norden zunehmend jüngere Gesteine darunter (STÄCKEBRANDT & MANHENKE 2002). Nördlich der Linie Belzig–Luckenwalde–Lübben–Guben sind die Aquifere des Juras verbreitet. Die der Unter-Kreide kommen in großflächiger Verbreitung in NW-Brandenburg vor. Gleichzeitig lagern die Aquifere des Juras im Nordwesten von Brandenburg in größeren Tiefen. Die Speicherqualität der Aquifere des Buntsandsteins wird im Norden des Landes Brandenburg durch zunehmende Vertonung eingeschränkt.

1. Die wirtschaftliche Bedeutung der Aquifere in Brandenburg

Mit der wirtschaftlichen Explosion Südost-Asiens, insbesondere Chinas, steigen die Weltmarktpreise aller Rohstoffe. Das gilt insbesondere für die Energierohstoffe wie Erdöl, Erdgas, Steinkohle und Braunkohle. Mit Stärkung ihrer wirtschaftlichen Macht können es sich diese Länder in Zukunft leisten, den Weltmarkt leerkzukaufen. In Folge werden die Preise noch mehr steigen. Dieser Entwicklung im nationalen Interesse entgegenzuwirken, ist Aufgabe der Politik in Deutschland. Dazu gehört zum einen die Sicherung von Rohstoffen und zum anderen die Suche und Anwendung von Alternativen. Von der Energiepolitik werden die „Erneuerbaren Energien“ als Alternativen benannt und gefördert. Dazu gehört die Geothermie bzw. die Nutzung von Erdwärme. Erdwärme steht generell überall und jederzeit zur Verfügung. Bei sachgerechter Bewirtschaftung ist sie praktisch unerschöpflich.

Das Verfahren der Hydrothermalen Tiefengeothermie zur wärmetechnischen Nutzung von Thermal- und Warmwasser-Aquiferen mit Temperaturen des Untergrunds von 40 bis 100 °C wird bereits wirtschaftlich genutzt. Seine Anwendung ist wie die aller tiefengeothermischen Verfahren von der inhomogenen Temperaturverteilung im Gebirge

abhängig und wird vorwiegend durch die unterschiedlichen thermischen Eigenschaften der Gesteine als Träger der Erdwärme und durch Inhomogenitäten im Gebirge, wie Störungszonen und Salzmobilitäten (Salzfließen), gesteuert. Weiter bestimmen die hydraulischen Eigenschaften (Porosität, Permeabilität, hydraulischer Druck) der Aquifere die Wirtschaftlichkeit der hydrothermalen Tiefengeothermie. Die Hydrothermale Geothermie nutzt in Brandenburg den Aquifer-Typ des Poren-Grundwasserleiters. Höhere Porositäten können Küstensande wegen ihrer besseren Sortierung gegenüber Flusssanden erreichen. Ab 120 °C wird Feldspat durch chemische Diagenese alteriert und führt zur Verringerung des Porenraums in Heißwasser-Aquiferen. In Brandenburg werden gegenwärtig permeable Sandsteine mit einer Mächtigkeit größer als 20 m (BEER & MANHENKE 2001) des Zechsteinsalinar-Deckgebirges genutzt. Die geothermalen Wässer dieser Aquifere sind Salinarwässer und deshalb nicht nur wärmetechnisch, sondern auch für balneologische Zwecke (Thermalsolen) nutzbar. Eine hydrothermale Energiegewinnung erfolgt in der Regel im Dublettenbetrieb, um das hydraulische Gleichgewicht im genutzten Aquifer aufrecht zu erhalten. In einer Entnahmebohrung wird das thermale Wasser zu Tage gefördert. Über Tage wird dem Wasser Wärme entzogen. Danach wird das abgekühlte Wasser im geschlossenen Kreislauf über eine Injektionsbohrung wieder in den genutzten Aquifer gepresst. Der Abstand von Förder- und Injektionsbohrung wird so gewählt, dass eine Nutzung des Aquifers in Abhängigkeit von seinen hydraulischen Eigenschaften 20 bis 30 Jahre garantiert ist.

Die tiefengeothermische Erschließung ist zwar grundsätzlich überall möglich, jedoch sind einige Verfahren der geothermischen Energieerzeugung noch in der Forschungsphase oder durch Pilotprojekte im Test. Gegenwärtig wäre die geothermische Stromerzeugung nur gekoppelt mit Heizungsnutzung ab Temperaturen des Untergrunds über 95 °C sinnvoll. Das HDR-Verfahren (hot dry rock-Verfahren) nutzt hochtemperierte Gesteinskomplexe mit Eignung zur Stimulation bzw. Schaffung künstlicher, gerichteter Fließwege durch Klüftung über hydraulische Stimulation (BEER & MANHENKE 2001). Durch die ENRO AG Essen wird im Land Brandenburg mit dem Pilotprojekt in Finowfurt eine geothermische Stromerzeugung ab 160 °C im HDR-Verfahren in Unterrotliegend-Vulkaniten vorbereitet. Stimulationen in Unterrotliegend-Vulkaniten und Oberrotliegend-II-Sedimenten (Elbebasissandstein mit geringer Porosität) werden gegenwärtig im Forschungsobjekt Groß Schönebeck durch das Geoforschungszentrum Potsdam getestet.

Aquifere können auch als saisonale Tiefenwärmespeicher, wie in Berlin am Reichstag, genutzt werden. Aquifere über Salinaraufwölbungen eignen sich als Speicher für Gase und Flüssigkeiten. So werden derzeit künstliche Erdgaslagerstätten, wie in Berlin von der GASAG am Olympiastadion über dem Salzkissen Spandau, betrieben. Derzeit wird als Forschungsprojekt die Verpressung von CO₂ in einen loka-

len Aquifer der Schilfsandstein-Formation (Stuttgart-Formation) im Mittleren Keuper über dem Salzkissen Ketzin durch das Geoforschungszentrum Potsdam vorbereitet.

Die bereits vorhandenen Nutzungsmöglichkeiten verdeutlichen die zukünftige wirtschaftliche Perspektive der Aquifere in Brandenburg und ihre energiepolitische Bedeutung. Die erfolgreiche Anwendung der genannten Technologien zur Nutzung der Aquifere erfordert nicht nur Kenntniss der thermischen und hydraulischen Eigenschaften sondern auch der petrographischen Eigenschaften der Aquifere. Deren genaue Unterscheidung und ihre fazielle und stratigraphische Zuordnung ist aus bergrechtlichen und wirtschaftlichen Gründen geboten. Hydraulische Verbindungen zwischen den Aquiferen müssen ausgeschlossen werden. Förder- und Injektionsbohrung sollten beim Verfahren der hydrothermalen Tiefengeothermie denselben Aquifer nutzen, um das hydraulische Gleichgewicht im beanspruchten Aquifer aufrecht zu erhalten und eine dauerhafte Ergiebigkeit der Förderbohrung zu gewährleisten.

2. Überblick über die stratigraphischen Methoden

Die zeitliche Ordnung der Gesteine ist Inhalt der geowissenschaftlichen Stratigraphie. Als chronostratigraphische Grundeinheit wird die Stufe (Stage) definiert. Sie wird jeweils an ihrer Basis abgegrenzt. Die Definition der Basis einer Stufe erfolgt an einem Typusprofil (Stratotyp) in erster Linie biostratigraphisch, aber auch magnetostratigraphisch, sequenzstratigraphisch und lithostratigraphisch. Die Anerkennung eines Typusprofils zur Abgrenzung einer Stufe als Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) erfolgt durch die Internationale Kommission für Stratigraphie (International Commission on Stratigraphy, ICS). Dabei gilt als Grundbedingung ein lückenloser lithologischer Übergang von der älteren zur jüngeren Stufe. Über Korrelationen ist die Zuordnung und relative Altersbestimmung von Profilen anderer mariner und terrestrischer Ablagerungsräume unserer Erde zu diesen Grenzprofilen möglich.

Als GSSP sind gegenwärtig Griesbach/Indus/Trias in China und Ladin in Italien in der Trias und im Jura Sinemur in England, Aalen in Spanien sowie Bajoc in Portugal von der ICS ratifiziert worden. Alle anderen Stufen-Abgrenzungen befinden sich noch in der Diskussion und erfolgen nach dem Arbeitsstand der ICS (Tabellen 2 bis 5).

Absolute Altersbestimmungen verschiedener Methoden an Gesteinen ermöglichen sowohl die zeitliche Fixierung stratigraphischer Grundeinheiten als auch die Einordnung von kristallinen Gesteinen. Hiermit können insbesondere Magmatitkomplexe einschließlich Pyroklastiten, Metamorphosealter und damit tektonische Strukturen chronostratigraphisch eingeordnet werden.

Die biostratigraphische Grundeinheit wird meist durch das Erstauftreten (First Appearance Date, FAD) oder das letz-

te Auftreten (Last Appearance Date, LAD) eines Indexfossils, aber auch durch das zeitliche Überschneiden des Auftretens zweier Indexfossilien definiert. Meeresspiegelaustatik und Klimawechsel sind vor allem verantwortlich für Faunen- und Florenveränderungen durch Radiation (Entfaltungsschub) und Ausbreitung. Die Immigration von Faunen und Floren erfolgt meist gemeinsam und reflektiert biostratigraphische Ereignisse. Das Vorkommen der Indexfossilien (Leitfossilien) bleibt in Abhängigkeit von der Umwelt, insbesondere von Ablagerungsraum und Klima meist nur auf bestimmte Areale, wie zum Beispiel auf den tethyalen/borealen Raum beschränkt. Globale biostratigraphische Zonen sind somit die Ausnahme. Die Korrelation verschiedener Ablagerungsräume wird möglich durch ihren Faunen- und Florenaustausch mit der Immigration von Indexfossilien. Unter Berücksichtigung unten noch benannter stratigraphischer Methoden erfolgt die Korrelation zu den weiteren stratigraphischen Grundeinheiten (Tab. 1).

rungen. Das konservierte Sauerstoffisotopenverhältnis der Kalkschalen von Mikroindexfossilien reflektiert das jeweilige Klima während ihrer Bildung.

Zur zeitlichen und faziellen Einordnung von Ablagerungen wurden Sequenzmodelle und zur stratigraphischen Korrelation sequenzstratigraphische Skalen anhand von eustatischen Zyklen entwickelt (HAQ et al. 1988, HARDENBOL et al. 1998). Die in Abhängigkeit von Klima und geotektonischen Prozessen stattfindenden Meeresspiegelschwankungen werden insbesondere von Küstenablagerungen einschließlich des meereseitigen Schelfbereichs und des landwärtigen Ablagerungsraums eines Deltas reflektiert. In diesen Ablagerungsräumen, wo die Biostratigraphie durch den eustatisch verursachten Fazieswechsel nur bedingt anwendbar ist, ermöglicht die Sequenzstratigraphie die Gliederung von lithostratigraphischen Einheiten und ihre Korrelation. Die Begrenzung der Sequenzen erfolgt von einem Meeres-

Tab. 1: Überblick zur Hierarchie der stratigraphischen Einheiten mit Beispielen zur Trias (jeweilige Grundeinheiten fett hervorgehoben)

Tab. 1: Overview of the stratigraphic units and examples of the Triassic deposits (main units in bold type)

Einordnung der Gesteine			
zeitliche Zuordnung	Korrelation		räumliche Zuordnung
Chronostratigraphische Einheiten/Beispiele	Biostratigraphische Einheiten/Beispiele	Zyklen & Sequenzen der Meeresspiegelaustatik/Beispiele	Lithostratigraphische Einheiten/Beispiele
Äonothem Ärathem System/Periode Subsystem Serie Subserie Stufe (Stage) Substufe	Zone/ Subzone Horizont	1. Ordnung 2. Ordnung 3. Ordnung Systemtrakt Sequenzgrenze	Hauptgruppe Gruppe Subgruppe Formation Subformation Schichtglied (Member) Schicht
Phanerozoikum Mesozoikum Trias Ober-Trias Nor Sevat	Rhabdoceras suessi <i>Sagenites quinquepunctatus</i>	1. Ordnung 2. Ordnung 3. Ordnung LST No 2	Germanische Trias Keuper Oberer Keuper (Rhätkeuper) Exter-Formation Oberer Steinmergelkeuper <i>posterus</i> -Sandstein Basis Ob. Steinmergelk. 2

Der zyklische Wechsel der magnetischen Polarität der Erdachse kann lückenlos in der Ozeankruste wegen ihrer ständigen Neubildung an den Mittelozeanischen Rücken konserviert sein. Durch den Wechsel von Chronen normaler und reverser Polarität – analog der heutigen Lage von N- und S-Pol – erfolgt die Definition von Chronen bzw. die magnetostratigraphische Definition von Chronozonen.

Die Klimastratigraphie fußt in erster Linie auf den Untersuchungen von lückenlos sedimentierten Ozeanablage-

spiegeltiefstand zum nächsten. Ein Zyklus 3. Ordnung beginnt demzufolge mit dem Niedrigstand des Meeresspiegels (Lowstand Systems Tract, LST). Mit schnell steigendem Meeresspiegel folgt die Transgression (Transgressive Systems Tract, TST) des Meeres. Mit dem Ausklingen des Meeresspiegelanstiegs und während des langsamen Meeresspiegel fallens drängt die Sedimentfracht der Flüsse die Küstenlinie zurück und ermöglicht die Progradation eines Deltas bzw. eines Schelfs. Der Hochstand des Meeresspiegels (Highstand Systems Tract, HST) leitet somit die Re-

gression des Meeres ein. Der Zeitpunkt des Meeresspiegel-Tiefststands reflektiert den Beginn bzw. das Ende eines Zyklus 3. Ordnung als Sequenzgrenze (Sequence Boundary, SB). Sie ist im Küstenbereich mit Sedimentationsunterbrechungen und Erosionen, wie *incised valley*-Anlage, verknüpft. Die folgende Transgression greift im Küstenbereich auf ein Abtragungsniveau (*lowstand surface*, ls) infolge des gesunkenen Meeresspiegels über und bewirkt oft eine Erosion älterer Ablagerungen. In der Zeit der maximalen Überflutung (*maximum flooding zone*, mzf) erfolgt meist eine geringere bzw. kondensierte Sedimentation im tieferen marinen Ablagerungsraum. Im Küstenbereich bewirkt sie ein Erosionsniveau (*maximum flooding surface*, mfs), welches mit dem Abtragungsniveau der Transgression identisch sein kann. In der Regel wird die Transgression sedimentologisch durch Unten-Grob-Sequenzen (*fining upward sequence*) wiedergegeben. Die Regression bzw. Progradation eines Deltas reflektieren Oben-Grob-Sequenzen (*coarsening upward sequence*). In Watten-Ablagerungen, wo an die Küste das feinere Schlickwatt und daran das gröbere Sandwatt anschließen, verhält sich die Sedimentation umgekehrt (FÜCHTBAUER 1988). Die Sequenzstratigraphie ist ebenso auf limnische Ablagerungsräume anwendbar. Dabei kann deren Grundwasserniveau durchaus vom Meeresspiegelniveau beeinflusst sein. Die Definition der Basis der lithostratigraphischen Grundeinheiten ermöglicht im Sinne der Sequenzstratigraphie die SB und die mfs, die den Beginn der Sedimentation nach einer Ablagerungslücke (Hiatus) oder einen markanten Sedimentationswechsel anzeigen können. An die Transgression oder maximale Überflutung ist oft das FOD oder die Immigration von marinen Fossilien geknüpft und ermöglicht die Korrelation zu den biostratigraphischen Einheiten. Faunen- und Florenwechsel im terrestrischen Milieu sind dagegen meist an Regressionen gebunden. Florenwechsel und Immigration von Amphibien, Landreptilien und Landsäugetern ermöglichen neben Klimaveränderungen insbesondere Landbrücken (v. d. MADE 1999), die sequenzstratigraphisch mit der Ausbildung einer SB, also einer Meeresspiegelabsenkung, in Verbindung stehen. Sie können die geotektonische Auswirkung von Kontinentkollisionen auf die Eustatik besonders verdeutlichen.

Die Methode der Sequenzstratigraphie rückte in den letzten Jahren zur chronostratigraphischen Zuordnung von Küstenablagerungen passiver Kontinentalränder und epikontinentaler Ablagerungsräume immer mehr in den Vordergrund. Insbesondere förderte und nutzte die Erdöl-/Erdgas-Industrie diese Methode zur Erkundung ihrer Lagerstätten. Erste Anwendung dieser Methode fand für die Ablagerungen der Trias im epikontinentalen Germanischen Becken durch AIGNER & BACHMANN (1998) für Baden-Württemberg statt. SZULC (2000) wendete sie für die die Korrelation von Oberem Buntsandstein (Röt) und Muschelkalk in Oberschlesien und dem Heiligen Kreuzgebirge (Polen) zu benachbarten Ablagerungsräumen an. Von MÖNNIG (2000) wurde eine eustatische Meeresspiegelkurve für die Ablagerungen des Juras in Deutschland auf der Geländetagung der Subkommission für Jura-Stratigraphie vorgestellt.

3. Überblick zum Erkundungsstand der Aquifere der Trias und des Juras

Mit den nachstehenden Ergebnissen werden für Brandenburg erstmalig Übersichten für die stratigraphischen Systeme Trias und Jura gegeben, die sich an der aktuell gültigen Skala der Internationalen Stratigraphischen Kommission (GRADSTEIN et al. 2004, OGG, OGG & INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY Stand Februar 2006) orientieren. Nur die detaillierte Aufnahme und Dokumentation der Lithologie durch Kernstrecken und ergänzt durch bohrlochgeophysikalische Vermessung sowie der Fossilinhalt lassen eine Interpretation des Ablagerungsmilieus und damit eine exakte Zuordnung zu den sequenzstratigraphischen Skalen (HARDENBOL et al. 1998, zitiert in OGG, OGG & INTERNATIONAL COMMISSION OF STRATIGRAPHY Stand Februar 2006) zu. Insbesondere liefern die Bohrungen, die in Brandenburg und Berlin zur Erkundung von Thermalwasser und zur geothermischen Nutzung zwischen 1985 und 2001 geteufelt wurden, neue wichtige Ergebnisse zur Biostratigraphie und Lithologie. In diesen Bohrungen wurden nach dem staatlichen Kartierungsbohrprogramm der DDR von 1953 bis 1967 wieder Kernstrecken, insbesondere aus Trias und Jura gezogen, die flächenhaft auf dem Territorium des Landes Brandenburg verteilt sind und im Kernlager Wünsdorf des Landesamtes für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg für weitere Untersuchungen zur Verfügung stehen. Ihre Ergebnisse sind ein wichtiger Beitrag zum Schließen von Kenntnislücken bei der Unterscheidung der Aquifere durch detaillierte stratigraphische Einordnung in die Trias und in den Jura. Eine Vielzahl von mesozoischen Kernstrecken wurde außerdem zur Untersuchung unterirdischer behälterloser Speicher in den Erkundungsobjekten Berlin-Spandau von 1982 bis 1991, Buchholz bei Treuenbrietzen von 1964 bis 1978, Dabendorf 1974, Flatow von 1964 bis 1965, Kabelitz 1960, Ketzin von 1960 bis 1975, Lehnin 1960, Mittenwalde von 1974 bis 1976, Potsdam von 1961 bis 1963, Wredenhagen 1979, Wesenberg von 1973 bis 1979 sowie Wülpen 1960 realisiert. Der Kavernenbau im Zechsteinsalinär und Verpressung der anfallenden Sole durch Bohrungen erfolgt seit 1998 für den Gasspeicher Rüdersdorf. Die Kernstrecken dieser Erkundungsobjekte beschränken sich auf die einzelnen salinartektonischen Strukturen und lagern derzeit noch überwiegend bei den Eigentümern GASAG in Berlin-Spandau, UGS GmbH Mittenwalde sowie EWE AG Oldenburg.

Vergleiche zu obertägigen Aufschlüssen benachbarter Länder beseitigen Kenntnislücken in Brandenburg. Zur Korrelation der Ablagerungen der Trias bietet sich das Thüringer und Subherzyne Becken an. Die Leithorizonte der Trias in diesen Ablagerungsräumen sind im Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper Brandenburgs wiederzufinden (Tab. 2). Die Stratigraphie des Juras in Brandenburg lässt sich mit der im östlichen Niedersachsen korrelieren (Tab. 3 bis 5). Durch den ständigen Wissensfortschritt können die Tabellen 2 bis 5 nur den aktuellen Kenntnisstand zur Stratigraphie von Trias und Jura vermitteln. Ihre Aktualisierung

wird ist wegen ihrer wirtschaftlichen Bedeutung eine der Aufgaben des Landesamts für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg.

Die dargestellten Profile der Kartierungsbohrung Strausberg Kb Su 1/63 und der Geothermiebohrung Neuruppin Gt Nn 2/87 wurden anhand des Kernmaterials im Bohrkernlager Wünsdorf des LBGR Brandenburg neu bewertet und stratigraphisch neu interpretiert. Die Benennung der klastischen sowie der kalkigen und dolomitischen Sedimente erfolgt nach FÜCHTBAUER (1988).

4. Stratigraphie von Trias und Jura in Brandenburg und die sequenzstratigraphische Entwicklung seiner Aquifere

4.1 Buntsandstein

Die siliziklastische Fazies der oberen Zechstein-Ablagerungen begrenzen das Zechsteinsalinar im Hangenden. Damit leiten Friesland- und Fulda-Formation lithologisch in Brandenburg zum Buntsandstein über (Tab. 2). Die Abgrenzung des Unteren Buntsandsteins zum Zechstein erfolgt an der Basis der Calvörde-Formation mit dem Rogenstein $\alpha 1$ (SZURLIES 1999, BECKER 2005). Nach der biostratigraphischen Korrelation von Conodonten-Zonen (marin) und Conchostraken-Zonen (epikontinental terrestrisch) sowie magnetostratigraphischen Ergebnissen beginnt die Trias in der Calvörde-Formation mit dem LAD von *Falsisca postera* und befindet sich im Niveau des Graubankbereichs bzw. des Rogensteins $\alpha 2$ (SZURLIES et al. 2003, KOZUR & BACHMANN 2005). Die Rogenstein-Bänke ermöglichen eine Korrelation der Ablagerungen des Unteren Buntsandsteins. Die Abgrenzung der Bernburg-Formation erfolgt an der Basis des Rogensteins ζ bzw. an der Basis des Hauptoolith-Intervalls 1 (SZURLIES et al. 2003). Als HST des eustatischen Zyklus 3. Ordnung über der SB In 2 (HARDENBOL et al. 1998) werden die Sandsteine im oberen Teil der Bernburg-Formation wegen ihrer Ausbildung als Oben-grob-Sequenz in der Thermalwasserbohrung Burg Gt BuC 1/98 westlich Cottbus interpretiert. Sie leiten zur lithologischen Ausbildung des Mittleren Buntsandsteins über.

Der Mittlere Buntsandstein ist auch in Brandenburg durch die Zyklizität von sandigen und pelitischen Ablagerungen geprägt. Besonders gut lässt sie sich in der Lausitz nach den Ergebnissen der Thermalwasserbohrung Burg Gt BuC 1/98 erkennen. Die Formationen des Mittleren Buntsandsteins beginnen jeweils mit einem Basissandstein, gefolgt von Sandstein/Schluffstein/Tonstein-Wechsellagerungen. Dabei nimmt der größere Anteil im Mittleren Buntsandstein Brandenburgs nach oben und in nördlicher Richtung ab. Die Basis der Formationen werden deshalb als SB interpretiert, wobei der LST zum Teil einen Hiatus repräsentiert. Der Mittlere Buntsandstein beginnt im zentralen Germanischen Becken mit dem Quickborn-Sandstein (LEPPER & RÖHLING 1998, Tab. 2). Ob die Quickborn-Formation in Brandenburg entwickelt ist oder zumindest zum Teil einen

Hiatus repräsentiert, ist noch zu klären. Sequenzstratigraphisch wird die Basis der Quickborn- bzw. Volpriehausen-Formation als SB In 2 interpretiert. In diesem Sinne wird die Basis der Detfurth-Formation mit der SB Ol 1, die Basis der Hardegsen-Formation mit der SB Ol 2, die Basis der Solling-Formation mit der SB Ol 3 korreliert. Das Detfurth-Karbonat wird als Ingression ausgehend von der maximalen Überflutung im Zyklus Ol 1 gesehen. Der Thüringer Chirotherien-Sandstein im oberen Teil der Solling-Formation markiert die SB Ol 4. In der Thermalwasserbohrung Burg Gt BuC 1/98 wird der Volpriehausen-Basissandstein als Aquifer genutzt. Als Aquifere wären nach ihrem Korngrößenspektrum außer dem Volpriehausen-Basissandstein, der Detfurth-Basissandstein, meist ausgebildet in 2 Bänken sowie unter Umständen der Hardegsen-Basissandstein in der S-Hälfte Brandenburgs nutzbar, wenn sie keinen Karbonatgehalt aufweisen, der ihren Porenraum verschließt.

Die Röt-Formation, die dem Oberen Buntsandstein entspricht, folgt transgressiv darüber und leitet zur lithologischen Ausbildung des Muschelkalks über (Tabelle 2). Verbindungen des epikontinentalen Germanischen Beckens zum tethyalen ozeanischen Raum über die Ostkarpatenpforte belegt die Immigration der Muschel *Costatoria costata*, die zusammen mit dem Ammonit *Beneckeia tenuis* in den Myophoriendolomiten von Jena (Thüringen) des basalen Pelitröts vorkommt.

4.2 Muschelkalk

Der Untere Muschelkalk wird traditionell nach der Ausbildung in Thüringen in Unteren, Mittleren, und Oberen Wellenkalk (DOCKTOR et al. 1980) lithostratigraphisch gegliedert (Tab. 2). Der Untere Wellenkalk wird vom Mittleren Wellenkalk durch die beiden Oolithkalkbänke α und β , der Mittlere Wellenkalk vom Oberen Wellenkalk durch die beiden Terebratelbänke τ getrennt. Die Schaumkalkbänke χ schließen den Unteren Muschelkalk nach oben hin ab. In dieser Ausbildung entspricht der Untere Muschelkalk der Jena-Formation (HAGDORN 2004). Funde von *Noellingites* unter den Oolithbänken von Jena (Thüringen) lassen wieder auf eine Verbindung zum Tethys-Ozean über die Ostkarpatenpforte im Unteren Wellenkalk schließen. Auf Immigration aus der Tethys über die Mährisch-Oberschlesische Pforte weisen die Ammoniten-Funde von *Balatonites egregius* und *Acrochordiceras damesii* in den oberen Gogolin-Schichten von Raciborowice in Niederschlesien (Polen), *Balatonites* und *Bulogites* in den Góraźdze-Schichten Oberschlesiens, *Acrochordiceras* in den *Terebratula*-Schichten Oberschlesiens sowie *Paraceratites trinodosus* in den Karchowice-Schichten Oberschlesiens (Polen) hin. *Serpianites antecedens* wurde über den Rauhen Dolomiten von Freudenstadt (Baden-Württemberg) und über der „2. Madigen Schicht“ (lokale bergmännische Bezeichnung) von Rüdersdorf östlich Berlin geborgen. Während *Discoptychites* 12 m unter dem Schaumkalk von Leimen bei Heidelberg (Baden-Württemberg) gefunden wurde, liegen Funde von *Discoptychites dux* und *Judicartites stautei* erst

aus dem Schaumkalk von Freyburg (Sachsen-Anhalt) vor. Die Fundumstände weisen auf eine Einwanderung dieser Ammoniten aus heute SW in das Germanische Becken hin. Die Immigration dieser Ammoniten ermöglicht die chronostratigraphische Korrelation des Unteren Muschelkalks (URLICHS 1999, Tab. 2). Die Basis der Gelben Grenzalkbank grenzt den Unteren Muschelkalk vom Oberen Buntsandstein ab. In Brandenburg wurde sie in der Lausitz in der Braunkohlenbohrung Welzow-Süd Brk Wzw-S 6416A/79 nachgewiesen (GÖTHEL & GRUNERT 1996). Das Äquivalent der Eigelben Kalke im Bereich der Oolithkalkbänke von Jena wird in der „Tauben Lage“ (lokale bergmännische Bezeichnung) von Rüdersdorf gesehen. Die Terebratelbänke τ lassen sich in der Kartierungsbohrung Vetschau Kb Ve a 1/61 sowie in den Braunkohlenbohrungen Reddern Brk Gaed 8805/89 und Brk Gaed 8833/89 nachweisen und sind dort wie in Jena durch Crinoiden-Reste und den Brachiopoden *Coenothyris vulgaris* gekennzeichnet. Die Kenntnis der Bohrergebnisse aus der Lausitz ermöglicht eine Korrelation des Unteren Muschelkalks von Thüringen mit Rüdersdorf, wobei die partienweise wechselnde Wellenkalk-Schaumkalk-Ausbildung im Unteren Muschelkalk der Lausitz eine vermittelnde Stellung einnimmt (JUBITZ 1994). Die Gelbe Grenzalkbank und die „Tauben Lage“ werden als Sequenzgrenzen interpretiert und nach den Ammoniten-Korrelationen der SB An 1 und der SB An 2 gleichgesetzt. In der Lausitz und in Rüdersdorf markiert der Einsatz der Schaumkalk-Ausbildung den HST des Zyklus An 1. Mit den Terebratelbänken τ setzt der HST im Zyklus An 2 ein. Die Schaumkalkbänke χ von Jena und Freyburg, die in der Lausitz in der Braunkohlenbohrung Cottbus-Süd Brk CS 2309/88 nachgewiesen wurden (GÖTHEL & GRUNERT 1996), schließen die Oben-Grob-Sequenz, beginnend mit dem Oberen Wellenkalk, nach oben hin ab.

Mit dem Mittleren Muschelkalk setzt der nächste eustatische Zyklus 3. Ordnung ein. Er wird in Karlstadt-, Heilbronn- und Diemel-Formation gegliedert (HAGDORN 2004, Tab. 2) und wird als LST nach der SB An 3 interpretiert. Dabei wird im Muschelkalk-Salinar (Heilbronn-Formation) der Meeresspiegeltiefstand gesehen. Seine Basis wird von den *orbicularis*-Schichten bzw. dem Unteren Dolomit (Karlstadt-Formation) gebildet, die in Brandenburg zum Teil noch oolithisch ausgebildet sind. Die Funde des Ammoniten *Arcestes* in verkieselten Oolith-Lagen im Oberen Dolomit (Diemel-Formation) des östlichen Schwarzwaldrands (frdl. mdl. Mitteilung HAGDORN 2005) belegen die Verbindung des Germanischen Beckens zur Tethys über die Burgundische Pforte und den wiederbeginnenden Meeresspiegelanstieg.

Die erste Hornsteinbank Thüringens bildet die Basis des Oberen Muschelkalks (Hauptmuschelkalk). Sie bildet die Basis der Zwergfauna- bzw. Brockelkalk-Schichten. Ihre Abgrenzung im Top erfolgt durch die *Tetractinella*-Bank, die wieder eine Verbindung zur Tethys (HAGDORN 2004) markiert. Sie leitet die Trochitenkalk-Ausbildung ein, die mit den letzten Trochiten-Anhäufungen der Spiriferinen-

bank endet (Tab 2). Zwergfauna-Schichten und Trochitenkalk-Entwicklung bilden die Trochitenkalk-Formation. Die Trochitenkalk-Entwicklung ist als Oben-Grob-Sequenz ausgebildet und wird als HST des eustatischen Zyklus An 3 interpretiert, der mit der Spiriferinenbank nach oben abschließt. In Brandenburg sind keine Trochitenkalk-Bänke entwickelt. Über den Zwergfauna-Schichten (*transversa*-Schichten mit Hornstein-Knollen) lagert hier der oolithische Glaukonitkalk. Traditionell beginnt der Mittlere Hauptmuschelkalk mit der *Ceratites compressus*-Zone. Die Spiriferinenbank würde sich damit bereits im Mittleren Hauptmuschelkalk befinden. Aus sequenzstratigraphischen Gründen wäre es besser, den Unteren Hauptmuschelkalk der Trochitenkalk-Formation gleichzusetzen. Damit würde die SB An 4 wahrscheinlich an der Basis des Mittleren Hauptmuschelkalks liegen, der zusammen mit dem Oberen Hauptmuschelkalk die Meißner-Formation bildet (HAGDORN 2004). Über der *reticulata*-Bank (HAGDORN & SIMON 1993, GÖTHEL 2000) wurde in der Tonschicht β 1 *Flexoptychites angustoumbilicatus* in Weissach bei Stuttgart und *Nevadites* in Gundelsheim (Baden-Württemberg) gefunden, die eine Ammoniten-Immigration aus der Tethys über die Burgundische Pforte belegen und eine chronostratigraphische Korrelation des oberen Mittleren Hauptmuschelkalks ermöglichen (URLICHS 1999). Die *cycloides*-Bank grenzt den Mittleren Hauptmuschelkalk nach oben ab und lagert der Tonschicht γ auf, die nach der chronostratigraphischen Korrelation als mfs des eustatischen Zyklus An 4 zu interpretieren wäre. Sie wurde in der Lausitz in mehreren Prätertiär-Braunkohlenbohrungen, u. a. Cottbus-Süd Brk CS 2346/88 nachgewiesen (GÖTHEL 2000). Im Oberen Hauptmuschelkalk lagern in Thüringen die Saurierkalkbank, die Glaukonitkalkbank und die Zinkblendebank (WIEFEL & WIEFEL 1980), die in mehreren Braunkohlenbohrungen des Erkundungsobjekts Cottbus-Süd nachgewiesen wurden (GÖTHEL & GRUNERT 1996, GÖTHEL 2000). In Brandenburg ist der Obere Hauptmuschelkalk gegenüber dem Unteren und Mittleren Hauptmuschelkalk generell mehr tonig ausgebildet. Der Abschnitt von *cycloides*-Bank bis Saurierkalkbank (Untere Fischschuppen-Schichten), wird als HST des Zyklus An 4 interpretiert, in dem in der Lausitz bereits Feinsandsteinbänkchen eingelagert sind. Die Saurierkalkbank wird als Sequenzgrenze interpretiert, die mit der SB Lad 1 korreliert wird. Über der Zinkblendebank setzt eine allmähliche Kornvergrößerung ein, die im Unteren Sandstein des Unteren Keupers Thüringens und der Lausitz gipfelt. Dieser Abschnitt wird daher als HST des eustatischen Zyklus Lad 1 angesehen.

4.3 Keuper

4.3.1 Unterer Keuper

Der Untere Keuper entspricht traditionell dem Lettenkeuper bzw. der Erfurt-Formation (BEUTLER 1998, Tab. 2). Definiert man, wie in Thüringen, die Basis des Unteren Keupers mit dem Einsetzen des Unteren Sandsteins S1 (BEUTLER 1980, JUNGWIRTH et al. 1996), so befindet sie sich inmitten der Oben-Grob-Sequenz und ist bei fehlender Ausbildung, wie

in den Prätertiärbohrungen des Braunkohlenerkundungsobjekts Illmersdorf-West, der Thermalwasserbohrung Burg Gt BuC 1/98 und vielen anderen Bohrungen Brandenburgs, nicht zu fassen. Der über dem Unteren Sandstein lagernde Guthmannshausen-Kalk Thüringens ist in zahlreichen Braunkohlenbohrungen der Erkundungsobjekte Cottbus-Süd (GÖTHEL & GRUNERT 1996), Illmersdorf-West und Proschim sowie in der Thermalwasserbohrung Burg Gt BuC 1/98 in der Lausitz nachgewiesen. Mit seiner Ausbildung als glaukonitisches Bonebed kann er als Sequenzgrenze interpretiert werden, die der SB Lad 2 möglicherweise entspricht. Aus diesen litho- und sequenzstratigraphischen Gründen sollte die Abgrenzung des Unteren Keupers zum Muschelkalk an der Basis des Guthmannshausen-Kalks erfolgen. Am besten lässt sich der Untere Keuper (Lettenkeuper) durch Karbonate gliedern. Der Untere Lettenkeuper wird durch den Nauendorf-Kalk Thüringens vom Mittleren Lettenkeuper und dieser vom Oberen Lettenkeuper durch den Neudietendorf-Kalk Thüringens begrenzt. Über dem Guthmannshausen-Kalk können mehrere Sandsteine folgen. Wie in Thüringen (JUNGWIRTH et al. 1996) sind diese Sandsteine erheblichen Mächtigkeitsdifferenzen bis zum Ausfall auf kurzer Distanz unterworfen. Dabei gehen sie oft in Karbonate über und können einen Glaukonit-Gehalt vorweisen. Eine erosive Auflagerung dieser Sandsteine ist nicht nachzuweisen. Das wurde durch zahlreiche Prätertiärbohrungen der Braunkohlenerkundungsobjekte Illmersdorf-West, Cottbus-Süd, Proschim und Spreetal-Nordost in der Lausitz belegt. Im Unteren Lettenkeuper kann vereinzelt der Sandstein Sx auftreten. Über dem Unteren Sandstein S1 und dem Guthmannshausen-Kalk wurde in der Braunkohlenbohrung Cottbus-Süd Brk CS 2322/88 *Myophoria pesanseris* nachgewiesen (GÖTHEL 2000, Bestätigung der Bestimmung durch HAGDORN 2005). Diese Muschel galt bisher als Leitfossil für den Oberen Muschelkalk. Im oberen Teil wird der Untere Lettenkeuper durch eine Rotmergelzone charakterisiert. Der Mittlere Lettenkeuper kann durch den Hauptsandstein S2 geprägt sein, der meist in mehreren Bänken ausgebildet ist. Im Oberen Lettenkeuper kann der Obere Sandstein S3 entwickelt sein. Die Ausbildung des Unteren Lettenkeupers mit der Rotmergelzone spricht für eine Einordnung als LST. Ausbildung und Lagerungsverhältnisse der Bereiche des Hauptsandsteins und Oberen Sandsteins legen eine Einordnung als TST nahe. Die Trennung von LST und TST erfolgt entweder durch den Nauendorf-Kalk oder durch ein Dolomitmittel im Hauptsandstein, welches der Anthrakonitbank Frankens entspricht. Charakterisiert wird der Obere Lettenkeuper durch den Grenzdolomit. Das Auftreten der Muschel *Costatoria costata* zusammen mit den Ammoniten *Allocepatites schmidi* und *Neoclypites? peregrinus* sowie dem Nautiloiden *Germanonutilus jugatonodosus* von Reisdorf bei Apolda (Thüringen) belegt eine Verbindung zum tethyalen Raum (URLICHS 1999) und ist mit einer maximalen Überflutung, vermutlich im eustatischen Zyklus Lad 2, in Verbindung zu sehen. *Costatoria costata* wurde in der Braunkohlenbohrung Missen Brk Miss 1346A/84 westlich Cottbus im Grenzdolomit nachgewiesen (GÖTHEL & GRUNERT 1996)

und gilt bisher als nördlichster Fund im Germanischen Becken (BEUTLER et al. 1999). Mit dem Grenzdolomit schließt der Untere Keuper nach oben ab. Die Sandsteine eignen sich wegen ihres den Porenraum schließenden Karbonatgehalts und ihrer stark schwankenden Mächtigkeiten kaum als Aquifere.

4.3.2 Mittlerer Keuper

Der Mittlere Keuper beginnt mit dem Unteren Gipskeuper, der der Grabfeld-Formation (BEUTLER 1998, Tab. 2) entspricht. Der Grundgips α , u. a. nachgewiesen in der Thermalwasserbohrung Burg Gt BuC 1/98, ist mit einem Meeresspiegeltiefstand in Verbindung zu bringen, der über der SB Lad 3 folgt. In der Bleiglanzbank tritt *Myophoria kefersteini okeni* auf, die im tethyalen Raum in den Pachycardientuffen der Seiser Alm (Italien) vorkommt und oberes Ladin belegt (URLICHS & TICHY 1998, Tab. 2). Ihre Immigration in das Germanische Becken ist mit der maximalen Überflutung im eustatischen Zyklus Lad 2 in Verbindung zu bringen. Die Bleiglanzbänke trennen die Mergel des Grundgips-Schichtglieds von denen des Unteren und Oberen Hauptgips-Schichtglieds (BEUTLER 1980). In Untergrundspeicherbohrungen der Struktur Ketzin westlich Potsdam ist in Mergeln des Unteren Gipskeupers lokal mächtiges Hauptkeupersteinsalz mit sichtbarem Wachstumsgefüge ausgebildet, das mit dem folgenden Meeresspiegeltiefstand nach der SB Car 1 in Zusammenhang gesehen werden kann.

Die Mergel des Unteren Gipskeupers gehen nach oben allmählich durch Schluff- und Feinsandstein-Ausbildung in die Schilfsandstein-Formation über. Dieser Übergang entspricht einer Oben-Grob-Sequenz und ist einem HST zuzuordnen. Die Schilfsandstein-Formation, die der Stuttgart-Formation (BEUTLER 1998) entspricht, ist mit dem Lunz-Sandstein Niederösterreichs vergleichbar, der über der *Trachyceras aon*-Zone lagert (Tab. 2). In Baden-Württemberg wird die Stuttgart-Formation im Top vom Hauptsteinmergel begrenzt, der mit dem Gansing-Dolomit (N-Schweiz) korrelierbar ist. Oft ist in der Schilfsandstein-Formation Brandenburgs ein größerer Sandstein-Körper ausgebildet, der sich in die Oben-Grob-Sequenz einschneidet. Diese Talbildung entspricht einem incised valley und ist mit einem LST in Verbindung zu bringen. Der Sandstein-Körper ist als oft zweigeteilte Unten-Grob-Sequenz ausgebildet. In der Braunkohlenbohrung Jerischke Brk Jei 23/77 südöstlich Cottbus weist er neben seinem Karbonat-Gehalt auch Glaukonit auf. Diese lithologische Entwicklung begründet seine Einordnung als TST. Die Erosion entspricht der SB Car 2 (Tab. 2, Abb. 1). Im Top der Unten-Grob-Sequenz müsste nun bereits der Hauptsteinmergel Baden-Württembergs folgen, interpretiert man ihn als Ergebnis der maximalen Überflutung im Zyklus Car 2. Die darauf folgende mehr schluffige Ausbildung kann als Oben-Grob-Sequenz in eine feinschichtige Schluffstein-Feinsandstein-Wechselagerung übergehen und mit einem feinsandigen Mittelsandstein enden. Dementsprechend erfolgt die Einordnung als

HST des Zyklus Car 2. Typisch sind in diese Sequenz eingelagerte Anhydrit-Konkretionen oder Gips-Knollen (Abb. 1). Wegen der meist schluffigen bis feinschichtig, feinsandig-schluffigen Ausbildung der Schilfsandstein-Formation in der lokal maximal drei größere Sandstein-Körper mit erheblichen Mächtigkeitdifferenzen auftreten und dann noch karbonatisch ausgebildet sein können, ist die Schilfsandstein-Formation nur bedingt als Aquifer-Komplex geeignet. Die Nutzungsmöglichkeiten der größeren Sandstein-Körper als Aquifere ist deshalb nur standortbezogen zu entscheiden.

Der Obere Gipskeuper entspricht der Weser-Formation (BEUTLER 1998, Tab. 2) und beginnt mit dem Rote Wand-Schichtglied. Als Basis des Oberen Gipskeupers ist die KÜHLsche Brekzie Niedersachsens (BEUTLER et al. 1999) zu definieren, deren Dolomitmergelstein-Äquivalent auch in Brandenburg entwickelt ist (Abb. 1). Sie weist auf einen Meeresspiegeltiefstand außerhalb des Germanischen Beckens hin, der mit der SB Car 3 in Zusammenhang stehen könnte. Mit deren Basis setzt gegenüber der Schilfsandstein-Formation ein Dolomit-Gehalt ein. Es folgen dolomitische Tonmergel und durch Abnahme des Dolomitgehalts dolomitische Tonsteine. Im Rote Wand-Schichtglied können die Berggipse γ und δ entwickelt sein. Neben den kennzeichnenden Anhydrit-Einlagerungen ist ein disperser Anhydrit-Gehalt von 3 bis 6% auch immer in den Peliten nachweisbar. Über dem Rote Wand-Schichtglied folgt das Lehrberg-Schichtglied mit dolomitischen Tonmergeln und Dolomitmergel-Bänken. In Erfurt sind die dolomitischen Lehrberg-Bänke zum Teil oolithisch ausgebildet und führen kleine Schnecken und Muscheln, die lakustrines Ablagerungsmilieu belegen. Möglicherweise steht es im Zusammenhang mit der maximalen Überflutung im Zyklus Car 3. In Baden-Württemberg folgen über den Lehrberg-Bänken die Kieselsandsteine, die den Blasensandsteinen Frankens bzw. der Hassberge-Formation (BEUTLER 1998) entsprechen. In Brandenburg sind diese Sandsteine bzw. ist diese Formation nicht ausgebildet. Der Untere Kieselsandstein weist einen progradierenden Trend auf, während der Obere Kieselsandstein einen retrogradierenden Trend zeigt (KERN & AIGNER 1997). Das erlaubt eine Zuordnung des Unteren Kieselsandsteins zu einem HST und des Oberen Kieselsandsteins zum TST. Der Lorch-Krustenkalk, der den Unteren vom Oberen Kieselsandstein trennt, markiert eine Sequenzgrenze, die der SB Car 4 entsprechen könnte. In diesem stratigraphischen Niveau befindet sich der Heldburg-Gips (BEUTLER 1980), der den Oberen Gipskeuper im Top abschließt und in Brandenburg ausgebildet ist (Abb. 1).

Mit einem Hiatus folgt in Brandenburg der überwiegend von dolomitischen Tonmergeln gebildete Steinmergelkeuper. Namengebend wird er gekennzeichnet durch Dolomitmergelstein (Dolomit-Gehalt von 55 bis 78%), der die „Steinmergelbänke“ bildet. Die Sedimentationsunterbrechung ist sehr gut in der Kartierungsbohrung Strausberg Kb Su 1/63 zu erkennen. Der Sulfat-Anteil des Heldburg-Gipses wurde

völlig ausgelaugt und ist als residuale, kavernös-zuckerkörnige, basal Coelestin führende Calcit-Brekzie ausgebildet (Abb. 1). In ihr nimmt der restliche Gipsgehalt von oben mit 2% nach unten mit 6% zu. Darüber lagert der Basisdolomit, ein dolomitischer Tonmergelstein mit Dolomitmergelbänken. Diese Sedimentationsunterbrechung markiert die Sequenzgrenze zwischen Oberem Gipskeuper und Steinmergelkeuper. Der mittlere Teil des Steinmergelkeupers kann in Brandenburg fein- bis mittelsandig entwickelt sein und erlaubt eine Gliederung in Unteren, Mittleren und Oberen Steinmergelkeuper (TESSIN 1976). In den dolomitischen Tonmergelsteinen des Unteren Steinmergelkeupers sind Conchostraken zu finden, die lakustrines Ablagerungsmilieu anzeigen. Im mittleren Teil des Unteren Steinmergelkeupers treten gehäuft Dolomitmergel-Bänke auf. Die dolomitischen Tonmergelsteine dazwischen führen Anhäufungen von Conchostraken und Fischresten. Ob dieser Abschnitt des Unteren Steinmergelkeupers ein Äquivalent der Ochsenbachbank Baden-Württembergs darstellt, ist zu prüfen. Ist die sandige Ausbildung des Mittleren Steinmergelkeupers nicht entwickelt, so ist er dennoch abgrenzbar. Er lagert über mächtigen Dolomite-Bildungen des Unteren Steinmergelkeupers (Abb. 1). Diese Bodenbildungen im Top des Unteren Steinmergelkeupers kennzeichnen eine Sedimentationsunterbrechung, die als Sequenzgrenze zu interpretieren ist. Obwohl eine Anbindung des Germanischen Beckens zur Meeresspiegeleustatik nach dem Ablagerungsmilieu von Unterem und Mittlerem Steinmergelkeuper unwahrscheinlich ist, ist davon auszugehen, dass die altkimmerischen Tektoevents die Meeresspiegeleustatik beeinflussten. Deshalb wird die Sequenzgrenze an der Basis des Unteren Steinmergelkeupers der SB Car 4 und die an der Basis des Mittleren Steinmergelkeupers der SB No 1 zugeordnet. Typisch in seiner fein- bis mittelsandigen Ausbildung ist die Feinschichtung durch tonig-schluffige Wechsellagerung des Mittleren Steinmergelkeupers. Diese Ausbildung erlaubt keine Nutzung als Aquifer. Der Mittlere Steinmergelkeuper schließt in Brandenburg nach oben mit einer charakteristischen und bohrlochgeophysikalisch erkennbaren Dolomitmergelbank ab, die ihn vom Oberen Steinmergelkeuper trennt. Über seiner Basis nimmt der Dolomit-Gehalt ab. Er wird vorwiegend von dolomitischen Tonsteinen und Tonsteinen gebildet. Der Obere Steinmergelkeuper kann durch seinen sandig entwickelten mittleren Teil in den Oberen Steinmergelkeuper 1, 2 und 3 gegliedert werden. Wie der Untere und Mittlere Steinmergelkeuper ist der Obere Steinmergelkeuper 1 vorwiegend rot gefärbt. Dieser rote Abschnitt entspricht der Arnstadt-Formation (BEUTLER 1998), die den Mittleren Keuper nach oben abschließt (Tab. 2).

4.3.3 Oberer Keuper

Der Obere Keuper entspricht der Exter-Formation (BEUTLER 1998). Er wurde traditionell dem Rhät gleichgesetzt und als Rhätkeuper bezeichnet (DOCKTOR et al. 1980) und in „Unter-, Mittel- und Oberrhät“ gegliedert (SCHOTT 1942, DOCKTOR et al. 1980). Das „Unterrhät“ wurde den *posterus-*

Schichten, das „Mittelrhät“ den *contorta*-Schichten und das „Oberhät“ den *Triletes*-Schichten gleichgesetzt (WILL 1953). Dabei war die Umfassung des „Unterrhät“ und des Oberen Keupers umstritten. BEUTLER (1976) sowie BEUTLER & SCHÜLER (1987) ließen den Oberen Keuper bereits mit dem Steinmergelkeuper bzw. Dolomitmergelkeuper (DOCKTOR et al. 1980) beginnen. BEUTLER (1976) fasste den gesamten Steinmergelkeuper als *posterus*-Schichten zusammen und gliederte sie in Untere und Obere *posterus*-Schichten und sah dabei in den Oberen *posterus*-Schichten das „Unterrhät“. Diese unterschiedlichen Ansichten zur Gliederung sind in den Dokumentationen zahlreicher Kartierungsbohrungen und Bohrungen der Erdöl-/Erdgas-Erkundung Brandenburgs zu finden und stiften Verwirrung. Die lithostratigraphische Gliederung und Korrelation zur Chronostratigraphie kann mit Hilfe der Sequenzstratigraphie geklärt und durch palynologische Ergebnisse unterstützt werden (Tab. 2). Die Anbindung des Germanischen Beckens an die Transgression 2. Ordnung nach der SB No 2 bedingt die Auflösung des Germanischen Beckens und seine Konnektierung an den borealen und tethyalen ozeanischen Raum und leitet zur Sedimentation des Juras über. Diese Anbindung erlaubt die exakte Zuordnung der Ablagerungen des Oberen Keupers an die eustatischen Zyklen 3. Ordnung und ermöglicht eine chronostratigraphische Korrelation (Tab. 2). Er umfaßt drei Zyklen 3. Ordnung, die dem „Unterrhät“, „Mittelrhät“ und „Oberhät“ im Sinne PUTZERS (1938) entsprechen. Die einzelnen Zyklen können mit Erosion auf ihr Liegendes übergreifen, was durch den Einfluß der altkimmerischen Tektoevents im Oberen Keuper hervorgerufen und damit ihren Einfluß auf die Eustatik zeigen.

In Brandenburg beginnt der Obere Keuper mit dem Oberen Steinmergelkeuper 2, in dem der *posterus*-Sandstein, oft auch als „Unterrhät-Sandstein“ bezeichnet, die Basis bilden kann. Lokal ist seine Nutzung als Aquifer in Brandenburg möglich. Bei Seebergen (Thüringen) befindet sich an seiner Basis das Untere Bonebed, das der SB No 2 zugeordnet wird. Darüber folgen dort (Seeberger Trift) glaukonitische Feinsandsteine mit Tonmergel-Geröllen aus dem unterlagernden Steinmergelkeuper und mit der „Gerstenkorn“- oder „Gurkenkernschicht“ (lokale bergmännische Bezeichnung, PUTZER 1938, KLAUA 1969), die durch die Muschel *Unionites posterus* gekennzeichnet wird. In der Kartierungsbohrung Strausberg Kb Su 1/63 werden diese Sandsteine durch Mittel- und Feinkonglomerat-Bänke vertreten. Hervorzuheben ist, dass ein Anteil der Lithoklasten von Orthoklas und Plagioklas gebildet wird (Abb. 2), der auf eine Abtragung von Magmatiten, möglicherweise aus dem Unter-Rotliegenden oder kristallinen Gebieten Polens (Mittel-Oder-Kristallin oder sogar Baltischer Schild), hinweisen. Im Oberen Steinmergelkeuper 2 Brandenburgs können neben Sandsteinen Glanzkohlenbänke (Abb. 1) und in der Vetschauer Keupermulde der Lausitz Kalksteine (Braunkohlenbohrung Seese-Ost Brk SeeseO 4654/86 westlich Cottbus) eingelagert sein, die auf ein generell transgressives Ablagerungsmilieu hinweisen. Die rote Färbung nimmt

im Oberen Steinmergelkeuper 2 nach oben hin ab (Abb. 1) oder ist überhaupt nicht vorhanden. Hellolivgraue Tonsteine (Abb. 1) lassen auf limnisches Ablagerungsmilieu schließen. Über den „Unterrhät“-Feinsandsteinen bei Seebergen folgt eine Wechsellagerung von zum Teil rotbraunen Feinsandsteinen und sandigen Tonsteinen. Darüber folgen noch schwach kalkige Tonsteine, die im Top Kalkstein-Lagen führen (KLAUA 1969, DOCKTOR 1974). Über dem Steinmergelkeuper 2 folgt der Steinmergelkeuper 3, der wieder durch rote, tonige Sedimente gebildet wird. Charakteristisch sind Dolomitmergel-Intraklasten-Einlagerungen. Oft ist der Obere Steinmergelkeuper 3 erodiert. Ob der Knollenmergel Baden-Württembergs als sein Äquivalent zu betrachten ist, ist noch zu prüfen.

Erosiv auflagernd folgen die *contorta*-Schichten, wobei gleichzeitig die markanteste altkimmerische Diskordanz im Oberen Keuper ausgebildet sein kann. Die Erosionsbasis entspricht einer Sequenzgrenze und wird der SB Rh 1 zugeordnet. Der basale *contorta*-Sandstein führt bereits im östlichen Niedersachsen die Muschel *Rhaetavicula contorta*, die dort marines Milieu anzeigt. Bei Seebergen ist sein unterer Teil durch Durchwurzelung charakterisiert und als „Röhrichsandstein“ („Fuchs“ und „Grund“, lokale bergmännische Bezeichnung) ausgebildet (PUTZER 1938). Dieser Abschnitt wird daher als LST interpretiert. Teilweise kann seine Basis in Brandenburg konkretionär markasitiert sein (Abb. 1). Solche Konkretionen treten im Sandstein „Weißer Grund“ bei Seebergen auf. In Brandenburg ist er generell einer Unten-Grob-Sequenz zuzuordnen, die oben mit Tonsteinen abschließt und in die oft geringmächtige Glanzkohlenbänke eingelagert sind (Abb. 2). Dieses Ausbildung zeigt Küstenablagungsmilieu und wird einem TST zugeordnet. Bei Seebergen würde zumindest der glaukonitische „Schersand“ (lokale bergmännische Bezeichnung) dem TST entsprechen. Typisch sind in Brandenburg außerdem geringmächtige, violettgrau verfärbte Lagen. Der *contorta*-Sandstein kann in Brandenburg im unteren Teil als Mittelsandstein ausgebildet sein und Mächtigkeiten erreichen, die seine Nutzung als Aquifer ermöglichen. Wie bei Seebergen („Schleifstein“ und „Bank“, KLAUA 1969) kann er jedoch durch Silifizierungen gekennzeichnet sein. Die Ton- und Schluffsteine der *contorta*-Schichten bilden in Brandenburg ihren mittleren Abschnitt und können als Oben-Grob-Sequenz wieder in Sandsteine übergehen, was beispielsweise in der Lausitz in der Vetschauer Keupermulde der Fall ist (Braunkohlenbohrung Missen Brk Miss 1004/847 westlich Cottbus), und dem HST des eustatischen Zyklus Rh 1 zugeordnet werden. Ein immer wieder zu findender wichtiger Leithorizont im Top der Sandsteine wird durch einen tonig-schluffigen Horizont gebildet, der durch Salzwasser-Mikroplankton gekennzeichnet wird. Er wird als mfs der maximalen Überflutung im eustatischen Zyklus Rh 1 interpretiert (Abb. 2 und 1). Oft ist der Abschnitt der Oben-Grob-Sequenz zumindest teilweise erodiert, was auch bei Seebergen der Fall ist. Der Zyklus Rh 1 umfaßt das „Mittelrhät“ und könnte lithostratigraphisch als Mittlerer Rhätkeuper ausgehalten werden (Tab. 2).

Die „kavernöse Quarzschicht“ wird als Äquivalent des Oberen Bonebeds Niedersachsens aufgefasst. Sie umfasst den LST des Zyklus Rh 2. PUTZER (1938) lässt damit das „Oberrhät“ bei Seebergen beginnen, was sequenzstratigraphisch völlig richtig ist. Bei Seebergen folgen über der kavernösen Quarzschicht eine geringmächtige tonig-sandige Lage mit Trockenrissen und Grabsuren und darüber die Glaukonit führenden Sandsteine „Lüdstein“, „Schäder“, „Fachstein“ (bergmännische Begriffe), die einem TST zuzuordnen sind. Mit dem darüber lagernden „Töpferton“ lässt BEUTLER (1998) die *Triletes*-Schichten beginnen, die er dem „Oberrhät“ gleichsetzt. Über dem „Töpferton“ folgen bei Seebergen der tonige Sandstein „Schorf“ (lokale bergmännische Begriffe) sowie „graugrünlich sandig-schieferiges Gestein“ (PUTZER 1938). Diese Abfolge wird als HST des Zyklus Rh 2 interpretiert. Der Zyklus Rh 2 umfaßt im Sinne PUTZERS (1938) das „Oberrhät“ und könnte lithostratigraphisch als Oberer Rhätkeuper ausgehalten werden (Tab. 2). Wie in Thüringen lagert in Brandenburg ein Sandstein erosiv über dem eustatischen Zyklus Rh 1, der als Unten-Grob-Sequenz ausgebildet ist. In der Vetschauer Keupermulde ist er in Brandenburg am größten ausgebildet und beginnt dort als feinkiesiger Grobsandstein mit kaolinitischem Bindemittel (Braunkohlenbohrungen Seese-Ost Brk SeeseO 5217/87 und Missen Brk Miss 1004/84), der der kavernösen Quarzschicht entspricht und dem LST des Zyklus Rh 2 zugeordnet werden kann. Im übrigen Brandenburg besteht sein basaler Teil höchstens aus grobsandigem Mittelsandstein, der nach oben in Feinsandsteine übergeht. Diese Unten-Grob-Sequenz geht über in Schluffsteine und endet mit Tonsteinen, in denen geringmächtige Glanzkohlenbänke auftreten können (Abb. 1 und 2). Die Schluffsteine können durch feinsandige Lamination und durch verfärbte violettgraue Lagen gekennzeichnet sein. Diese Unten-Grob-Sequenz wird dem TST des eustatischen Zyklus Rh 2 zugeordnet. Während die Porenräume der groben Basis in der Vetschauer Keupermulde durch kaolinitisches Bindemittel geschlossen werden, ist er im übrigen Brandenburg meist etwas karbonatisch ausgebildet. Daher kann er nur bedingt und lokal als Aquifer genutzt werden. Zum Teil ist er auch der Erosion durch die transgressive Auflagerung des Lias mit dem Hettang zum Opfer gefallen.

4.4 Lias

Durch Ammoniten wird der Schwarze Jura oder Lias bio- und chronostratigraphisch gegliedert. Der Lias entspricht dem Unter-Jura. Dabei bietet sich eine Korrelation der Lias-Ablagerungen Brandenburgs hauptsächlich mit der Gliederung Niedersachsens (Tab. 3), aber auch mit den Ablagerungen des Subherzynen Becken (Sachsen-Anhalt) und, wie im Oberen Keuper, mit den Ablagerungen des Thüringer Beckens an. Aus Bohrungen liegen in Brandenburg biostratigraphisch wichtige Ammoniten-Funde vor, die jedoch einer taxonomischen Neubewertung bedürfen. Der Lias ist in Brandenburg hauptsächlich durch einen Wechsel von Sandsteinen, Schluffsteinen und Tonsteinen gekennzeichnet. Dieser Wechsel ermöglicht die Zuordnung zu eustati-

schen Zyklen 3. Ordnung und eine chronostratigraphische Einstufung, die vor allem durch palynologische Ergebnisse gestützt werden kann.

Infolge der altkimmerischen Tektoevents kann das Hettang in Brandenburg bis in den Steinmergelkeuper diskordant übergreifen. Die ältesten Ablagerungen des Hettangs umfassen in Brandenburg eine schwach ausgebildete Unten-Grob-Sequenz, die mit feinsandig geschichteten Schluffsteinen beginnt (Abb. 2) und mit feinsandigen Tonsteinen abschließen kann. Oft wird sie aber nur durch feinsandige Tonsteine repräsentiert. Sie setzt mit der SB He 1 ein. In der Vetschauer Keupermulde der Lausitz ist darin eine Glanzkohlenbank ausgebildet, die die Megaspore *Nathorstisporites hopliticus* führt (GÖTHEL 1999). In den Tonsteinen wurde *Pachyteris papillosa* gefunden, die auf das Ablagerungsmilieu einer Mangrove hinweist (DABER in GÖTHEL 1999). In einer folgenden Oben-Grob-Sequenz schalten sich in die Schluffsteine zunächst Feinsandsteine ein, bevor diese die Sequenz abschließen. Diese Sequenz bildet den HST des eustatischen Zyklus 3. Ordnung He 1. Sie beginnt bei Seebergen (Thüringen) mit den „rhätischen Mergeln“ (PUTZER 1938). Deren oberer, schwarz gefärbter Teil setzt dort mit einer rotbraunen Bank ein, die der maximalen Überflutung im Zyklus He 1 entspricht. Aus diesem Teil gibt PUTZER (1938) einen schwach berippten Psiloceraten und „*Psiloceras nodulosum*“ an. Oft lagert das Hettang mit hellen Küstensanden auf, deren Basis limonitisch verfestigt sein und Gerölle führen kann (Abb. 1). Ob sie dem Zyklus He 1 angehören oder erst mit dem folgenden eustatischen Zyklus He 1.1 oder gar He 2 einsetzen, ist noch zu klären. Der Zyklus He 1.1 wird vorwiegend durch Feinsandsteine repräsentiert und kann mit einer mittelsandigen Basis beginnen. In seinem oberen Teil schalten sich Schluffsteine ein, der schließlich mit Feinsandsteinen endet. Bei Seebergen wird die SB He 1.1 durch die „Hauptknollenbank“, die u. a. den Ammoniten *Caloceras johnstoni* führt (PUTZER 1938), gekennzeichnet. Mit Feinsandsteinen einer Oben-Grob-Sequenz beginnt der Zyklus He 2. Ihnen folgen zum Teil schwarz gefärbte Schluff- und Tonsteine in enger Wechselagerung. Als Oben-Grob-Sequenz können Tonsteine folgen, die mit feinsandig geschichteten Schluffsteinen und schließlich Sandsteinen enden. Diese Oben-Grob-Sequenz umfasst den HST des Zyklus He 2 und vermutlich noch den LST des folgenden eustatischen Zyklus He 3 und ist als Äquivalent der Roten/Rotbunten Tonsteine NW-Deutschlands aufzufassen, die dort die *Schlotheimia angulata*-Zone charakterisiert (Abb. 2). Wo diese rote Fazies in Brandenburg genau verbreitet ist, ist noch unklar, da sie noch einmal im Ober-Sinemur als Fazies-Äquivalent der Pankarformation Schonens (S-Schweden) auftreten kann und oft Hettang und Sinemur in den Dokumentationen der Bohrergebnisse zusammengefasst wurden. Die Sandsteine vom oberen Teil der Oben-Grob-Sequenz des Zyklus He 1 bis zum unteren Teil der Unten-Grob-Sequenz des Zyklus He 2 bilden einen wirtschaftlich nutzbaren Aquifer in Brandenburg und können als Pylonoten-Sandstein (Abb. 2, Tab. 3) ausgehalten werden.

Das Sinemur wird wie das Hettang durch einen Wechsel von Sandsteinen, Schluffsteinen und Tonsteinen gebildet, wobei die Sandsteine im Ober-Sinemur am mächtigsten entwickelt sind und zum Teil einen weiteren wirtschaftlich nutzbaren Aquifer bilden können. Das Unter-Sinemur setzt transgressiv im eustatischen Zyklus He 3 ein und umfasst die Zyklen Si 1 und Si 2 (Tab. 3, Abb. 2). Das transgressiv einsetzende Ober-Sinemur (Lotharing) umfasst die Zyklen Si 3 und Si 4 (Tab. 3, Abb. 3).

Der transgressive Beginn des Unter-Pliensbach (Carixa) wird in Brandenburg durch kalkige Ablagerungen charakterisiert. Oft setzt es mit Kalkmergelsteinen oder Kalkschluffsteinen ein und geht in tonmergelige bis kalkig-tonige Ablagerungen über. Das Unter-Pliensbach ist in Brandenburg nicht vollständig ausgebildet und setzt nach dem Ammoniten-Fund von *Oistoceras figulinum* in der Kartierungsbohrung Oderin Kb Odn 1/62 wahrscheinlich erst im eustatischen Zyklus Pl 4 bzw. im jüngsten Unter-Pliensbach ein (Tab. 3, Abb. 3). Das Ober-Pliensbach (Domaro) wird durch einen Wechsel von Feinsandsteinen und Schluffsteinen gebildet, in dem geringmächtige Tonsteine eingelagert sein können. Es greift mit der maximalen Überflutung im Zyklus Pl 4 auf das Unter-Pliensbach über und ist durch den Ammoniten *Amaltheus margaritatus* belegt. Die Feinsandsteine gehören zu Oben-Grob-Zyklen (Abb. 3) und sind daher überwiegend dem HST der eustatischen Zyklen Pl 4 bis Pl 7 bzw. dem LST des jeweils folgenden Zyklus zuzuordnen. Schluff- und Tonsteine bilden überwiegend den TST und höchstens den unteren Abschnitt des HST dieser Zyklen. Insgesamt bildet das Ober-Pliensbach einen Aquifer-Komplex, der wegen der Schluffstein-Einlagerungen nur bedingt und lokal wirtschaftlich nutzbar ist.

Im Unter-Toarc (Whitby) überwiegen in Brandenburg Ton- und Schluffsteine in feinschichtiger Wechsellagerung, wobei die Tonsteine dominieren. Sie stellen das Posidonien-schiefer-Äquivalent dar. Nach Norden nimmt ein gewisser sandiger Anteil zu, wobei geringmächtige Feinsandsteinbänke ausgebildet sein können. Sie spielen als Aquifere keine Rolle. Das Unter-Toarc transgredierte im eustatischen Zyklus Pl 8 und kann nach oben mit einem Sandstein abschließen, der die SB Toa 4 markiert (Tab. 3, Abb. 3).

Bei Wandersleben (Thüringen) wird die SB Toa 4 durch ein Belemniten-Schlachtfeld markiert. Darüber transgredierte das Ober-Toarc (Yeovil). Es dominieren Schluffsteine, in denen in N-Brandenburg Feinsandsteine eingelagert sein können, die die SB der Zyklen Toa 5 und Toa 6 markieren. In S-Brandenburg wird die SB Toa 5 durch Belemniten-Anhäufungen gekennzeichnet. Das ist durch die darüber folgenden Tonsteine aus der Kartierungsbohrung Oderin Kb Odn 1/62 belegt, in denen der Ammonit *Pseudogrammoceras fallaciosum* gefunden wurde. Diese Belemniten-Anhäufungen sind bei Wandersleben im kondensierten, mergeligen Abschnitt zwischen *thouarsense*-Kalk und *dispansum*-Kalk zu finden. Im höchsten Ober-Toarc können die Schluffsteine in Nord-Brandenburg mergelig sein. Die

Feinsandsteine des Ober-Toarc sind wegen ihrer geringen Mächtigkeit in Brandenburg nicht als Aquifer geeignet.

4.5 Dogger

Wie der Lias wird der Braune Jura oder Dogger bio- und chronostratigraphisch durch Ammoniten gegliedert. Dabei bietet sich wie im Lias eine Korrelation Brandenburgs mit der Gliederung Niedersachsens an. Der Dogger entspricht dem Mittel-Jura und reicht mit der Ornatenton-Entwicklung lithostratigraphisch bis in die basalen Teile des Ober-Juras (Tab. 4). Zu dem ähneln sich auch die lithologischen Entwicklungen. Aus Bohrungen Brandenburgs liegen die biostratigraphisch wichtigen Ammoniten vor, die jedoch einer taxonomischen Neubewertung bedürfen. Der Dogger wird in Brandenburg hauptsächlich von Schluffsteinen, Schluffmergelsteinen bis Kalkfeinsandsteinen und Tonsteinen aufgebaut. Im unteren Teil dominieren Sandsteine, die nach oben zugunsten der Pelite zurücktreten. Der Wechsel von Sandsteinen, Schluffsteinen und Tonsteinen erlaubt nur im unteren Teil des Doggers (Aalen und Bajoc) eine Zuordnung zu den eustatischen Zyklen 3. Ordnung und danach eine chronostratigraphische Einstufung. Diese wird vor allem durch mikropaläontologische Ergebnisse (Foraminiferen und Ostrakoden) gestützt. Im Dogger wird das Ablagerungsgebiet der Nordostdeutschen Teilsenke zunehmend durch Salzfließen beeinflusst. Die Halokinese wurde insbesondere durch die mittelkimmerischen Tektoevents ausgelöst oder beeinflusst. Dabei wurde das Ablagerungsgebiet in Randsenken und Schwellen aufgegliedert (KÖLBEL 1967). Die durch Halokinese beeinflussten Akkumulations- und Abtragungsgebiete können zu unterschiedlicher Zeit entwickelt, aber lithologisch ähnlich gebildet worden sein. Die Eustatik wird dadurch lokal beeinflusst. Das erschwert eine Zuordnung zu den eustatischen Zyklen 3. Ordnung erheblich. Der obere Teil des Doggers (Bathon und Callov) ist außerdem biostratigraphisch noch nicht durchgängig belegt und zumindest in Teilen Brandenburgs lückenhaft entwickelt.

Das Unter-Aalen transgredierte nach der SB Toa 7 und wird durch Schluffsteine und Tonsteine, oft auch nur durch Tonsteine gebildet, die den *opalinum*-Ton repräsentieren (Tab. 4, Abb. 4). Mit der SB Aa 1 findet ein scharfer Sedimentationswechsel zu Sandsteinen statt. Sie markiert ein mittelkimmerisches Tektoevent. Das Ober-Aalen wird in Brandenburg durch Sandsteine gebildet, die den eustatischen Zyklen Aa1 und Aa2 zugeordnet werden können. Beide Zyklen beginnen als Unten-Grob-Sequenz mit Mittelsandsteinen, gefolgt von Feinsandsteinen und enden als Oben-Grob-Sequenz mit Fein- bis Mittelsandsteinen im Wechsel. Dabei ist der Zyklus Aa 1 mächtiger als der Zyklus Aa 2 ausgebildet (Abb. 4). Diese Sandsteine bilden einen Aquifer, der wegen seiner großen Mächtigkeit von wirtschaftlicher Bedeutung sein kann.

Mit der SB Bj 1 lagert über dem Aalen das Bajoc. In S-Brandenburg wurde es bisher nicht nachgewiesen. In N-Bran-

denburg wird das Bajoc hauptsächlich durch einen Wechsel von Feinsandsteinen, Schluffsteinen und Tonsteinen aufgebaut (Abb. 4). Mittelsandsteine können vorkommen. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit sind die Sandsteine des Bajocs nicht als Aquifere geeignet. Dieser Wechsel ermöglicht eine Zuordnung der Ablagerungen zu den eustatischen Zyklen Bj 1 bis Bj 4. Der Zyklus Bj 4 ist durch Kalkgehalt gekennzeichnet und beginnt deshalb mit schwach kalkigen Feinsandsteinen, die das Äquivalent der *garantiana*-Sandsteine Niedersachsens darstellen (Tab. 4). Ihnen folgen mergelige Schluffsteine mit Feinsandstein-Lagen.

In den mergeligen Schluffsteinen mit Feinsandstein-Lagen befindet sich in der Geothermie-Bohrung Neuruppin Gt Nn 2/87 die Basis des Bathons (Abb. 4). Das Mittel-Bathon wurde bisher in Brandenburg nicht nachgewiesen. In den Kartierungsbohrungen Oderin Kb Odn 1/62 und Kb Odn 2/62 scheint das Bathon mit einer Kalkfeinsandstein-Bank zu beginnen, die im oberen Teil Eisenerz-Oolithe führt. In der Struktur Potsdam tritt diese Bank in Form von Kalkfeinsandsteinen bis Kalkschluffsteinen mit Brauneisen-Ooiden auf. Dieser schluffig-sandig-kalkige Lithotyp wird als Cornbrash bezeichnet (NÖLDEKE 1967). Die oolithischen Eisenerze wurden in Brandenburg insbesondere durch das Erkundungsobjekt Westprignitz von 1965 bis 1967 erkundet. Danach wurden Eisenerz-Vorräte ausgewiesen. Im vorhandenen Kernmaterial der Bohrung Potsdam Ug P S11/62 wurden jüngst aus dem Cornbrash große Ammoniten geborgen, deren Bestimmung mit einer Diplom-Arbeit durch Frau Anke Küttner (Freie Universität Berlin) noch erfolgen wird. Auf diese Arbeit darf man besonders gespannt sein, da bisher nicht genau geklärt ist, welche Teile des Bathons vom Cornbrash-Lithotyp eingenommen werden und welche Teile des Bathons und des folgenden Callovs in Brandenburg fehlen. Aus der Bohrung Karstädt-Ost Fe KaO II/3/62 der Eisenerz-Erkundung in der Prignitz gibt WORMBS (1965) die Ammoniten „*Perisphinctes rotundatus*“, „*Paroecotraustes (Alcidellus) costatus*“, „*Paroecotraustes (Paroecotraustes) paradoxus*“, „*Paroecotraustes (Paroecotraustes) serrigerus*“, „*Clydoniceras (Deleticeras) evolutum*“, „*Choffatia (Homoeoplanulites) aequalis*“ an.

Das Callov ist in Brandenburg schluffig bis tonig entwickelt und weist generell einen Kalkgehalt auf. Toneisenstein-Lagen und -Knollen sowie *Chondrites* weisen auf eine lückenhafte Sedimentation hin. In der Geothermie-Bohrung Neuruppin Gt Nn 2/87 ist Unter-Callov durch den Nachweis der Macrocephalen-Schichten mit Ostrakoden nachgewiesen (Abb. 4). Aus der Eisenerz-Erkundung der Prignitz gibt WORMBS (1965) von der Bohrung Karstädt-Ost Fe KaO II/3/62 die Ammoniten „*Macrocephalites (Tmetocephalites) franconicus*“, „*Proplanulites cf. pourcandienensis*“, „*Oppelia cf. ützingensis*“, „*Hecticoceras parallelum*“, „*Perisphinctes (Grossouvria) arlti*“ sowie fraglich *Macrocephalites verus* und von der Bohrung Quitzow Fe Qtz III/1/62 die Ammoniten „*Perisphinctes bucharicus*“, „*Perisphinctes arcicostata*“, „*Proplanulites teisseyreii*“ sowie

„*Macrocephalites*“ sp. an. Mittel- und Ober-Callov wird durch den Ornaten-Ton repräsentiert, der bis in den basalen Ober-Jura entwickelt ist und noch die Ammoniten-Zone *Quenstedtoceras mariae* umfasst. In den Kartierungsbohrungen Oderin Kb Odn 1/62 und Kb Odn 2/62 ist bisher nur Ober-Callov durch Ammoniten (*Reineckea* sp., „*Perisphinctes polonicus*“, *Quenstedtoceras cf. lamberti*, u. a.) belegt, die jedoch einer Neubestimmung bedürfen. Ebenso ist das Mittel-Callov bisher in der Prignitz nicht durch Ammoniten belegt. Aus dem Ober-Callov der Bohrung Karstädt-Ost Fe KaO II/3/62 gibt WORMBS (1965) „*Pelto-ceras cf. athleta*“, *Quenstedtoceras lamberti* und fraglich *Quenstedtoceras mariae* sowie aus der Bohrung Quitzow Fe Qtz III/1/62 fraglich *Cardioceras excavatum* an. Letztere beiden Ammoniten würden bei exakter Bestimmung bereits basales Ober-Jura belegen (Tab. 5).

4.4 Malm

Nach der Ornatenton-Entwicklung ändern sich in Deutschland die biostratigraphischen und lithologischen Entwicklungen im Jura. Der süddeutsche Weiße Jura oder Malm wird mit seiner Anbindung an den tethyalen Raum von diesem faunistisch bestimmt. Seine Entwicklung reicht heute nur bis ins mittlere Tithon. Die norddeutsche Entwicklung wird von der süddeutschen durch ein Abtragungsgebiet getrennt. Faunistisch wird der norddeutsche Malm durch seine Anbindung an den borealen Raum nach England und Russland bestimmt. Die biostratigraphischen Gliederungen des tethyalen und borealen Raums nach Ammoniten sind insbesondere im oberen Teil verschieden. Ebenso ist die Meeresspiegeleustatik etwas unterschiedlich. Daher ist es nach dem derzeitigen Kenntnisstand sinnvoll, neben dem internationalen chronostratigraphischen Standard einen regionalen chronostratigraphischen Standard für den borealen Raum beizubehalten (Tab. 5). Der Malm reicht in der norddeutschen Entwicklung mit dem Ober-Wolga bzw. Ober-Portland bis in die basale Unter-Kreide. Er ist in W- und NW-Brandenburg lithologisch ähnlich wie im östlichen Niedersachsen entwickelt und lithostratigraphisch gliederbar. Diese lithostratigraphische Gliederung wird durch eine Ostrakoden-Parastratigraphie gestützt (WIENHOLZ 1968, GRAMANN et al. 1997, Tab. 5). Eine nach oben zunehmend mehr lithologisch davon abweichende, aber lithostratigraphisch ebenso gliederbare, durch Konglomerate charakterisierte und bruchtektonisch gestörte Entwicklung wurde östlich Berlin bei Herzfelde durchteuft (BACH et al. 1991).

Der Unter-Malm kann in Brandenburg (beispielsweise in der Struktur Potsdam) wie in Niedersachsen mit der sandig-kalkigen Heersum-Formation, besser als Heersum-Fazies zu bezeichnen, einsetzen. Es folgt eine kalkoolithische Entwicklung mit sandig-kalkigen Einschaltungen, die der Korallenoolith-Formation entspricht (Abb. 5). In der westlichen Prignitz wird der Korallenoolith durch Goethit-Ooide in sandiger Fazies ausgezeichnet. Dieses Eisenerz-Vor-

kommen ist an die Randsenken von Salzstöcken gebunden (NÖLDEKE 1967) und unter Umständen als Aquifer nutzbar.

Der Mittel-Malm wird durch die Süntel-Formation (= der Kimmeridge im lithostratigraphischen Sinne, GRAMANN et al. 1997) repräsentiert. Sie ist durch einen Wechsel von mergeligen Schluffsteinen und sandigen Kalkmergelsteinen sowie Kalksteinen aufgebaut, die eine Gliederung in Unteren, Mittleren und Oberen Kimmeridge ermöglichen (Abb. 5).

Der Ober-Malm entspricht in etwa dem borealen Wolga. Er beginnt mit sandigen Kalkmergeln, die wahrscheinlich den *gigas*-Kalken Niedersachsens entsprechen. Diese transgredieren nach dem jungkimmerischen Deister-Tektoevent, welches der borealen SB Ti 1 entspricht. Es folgen die zum Teil rot gefärbten Münder-Mergel, die in Brandenburg hauptsächlich aus karbonatischen Schluffsteinen gebildet werden. In ihrem oberen Teil kann eine Kalksandstein-Bank ausgebildet sein, die eine Sequenzgrenze markiert und als SB Be 1 der borealen Eustatik interpretiert wird. Sie grenzt den Oberen Münder-Mergel vom Unteren und Mittleren Münder-Mergel ab. Hier befindet sich in etwa die chronostratigraphische Grenze zur Unter-Kreide. Es folgt ein karbonatischer Schluffstein, in dem Karbonat- und Gips-Knollen eingelagert sind. Er stellt wahrscheinlich das Äquivalent des Serpulits Niedersachsens dar, welcher nach dem Osterwald-Tektoevent transgredierte. Dieses jungkimmerische Tektoevent wird der borealen SB Be 2 zugeordnet. Das Serpulit-Äquivalent bildet den Top des Malms in Brandenburg.

In England endet die Malm-Entwicklung mit dem Top der Purbeck-Formation, die vom englischen Wealden überlagert wird und bis ins höchste Rjasan reicht. Dagegen entspricht das deutsche Wealden, das in Niedersachsen durch die Bückeberg-Formation repräsentiert wird, in etwa dem borealen Rjasan (Tab. 5). In den Geothermie-Bohrungen Neuruppin Gt Nn 1/88 und Gt Nn 2/87 wird seine Basis durch rotgefleckte Tonsteine gebildet, die die boreale SB Be 3 markieren. Ansonsten wird es dort durch feinsandige, schwach kalkige Schluffsteine repräsentiert (Abb. 5). Lithologisch ähnlich, aber von großer Mächtigkeit ist das Wealden in den Randsenken des Salzstocks Rhinow entwickelt (STOERMER 1960). Ob überhaupt im Wealden Brandenburgs Sandsteine wie in Niedersachsen entwickelt sind, bleibt nachfolgenden Arbeiten vorbehalten.

Zusammenfassung

Für Brandenburg werden erstmalig detaillierte Übersichten für Trias und Jura gegeben, die sich an der aktuell gültigen Skala der Internationalen Stratigraphischen Kommission (GRADSTEIN et al. 2004) und eustatischen Zyklen 3. Ordnung (HARDENBOL et al. 1998) orientieren. Die dargestellten Profile der Kartierungsbohrung Strausberg Kb Su 1/63 und der Geothermiebohrung Neuruppin Gt Nn 2/87 wurden mit den Ergebnissen paläontologischer Untersuchungen und

anhand des Kernmaterials im Bohrkernlager Wünsdorf des LBGR Brandenburg sequenzstratigraphisch interpretiert und als Aquifere neu bewertet. Die sequenzstratigraphische Aquifer-Analyse ist ein bewährtes Instrument zur wirtschaftlichen Erschließung des geothermischen Potentials Brandenburgs im Sinne einer zeitgemäßen Energiepolitik.

Summary

Detailed stratigraphic overviews of the Triassic and Jurassic systems are given at first by Brandenburg. This overviews consider the updated Timescale of the International Commission on Stratigraphy (GRADSTEIN et al. 2004) and the eustatic third order cycles (HARDENBOL et al. 1998). The drilling logs of the hole Strausberg Kb Su 1/63 and of the hole Neuruppin Gt Nn 2/87 are new assessed and stratigraphically new interpreted on the basis of palaeontologic and lithologic studies at the drill core storing plant of the Geological Survey LBGR of Brandenburg, Germany.

Literatur

- AIGNER, T. & G. H. BACHMANN (1998): Sequence Stratigraphy of the Germanic Triassic: A Short Overview. - Hallesches Jahrb. Geowiss. **B Bh.** 6, S. 23-26, Halle (Saale)
- BACH, D., DIEBEL, L., HALLER, W. & I. KUNZ (1991): Die Ausbildung des Malm in der Bohrung Herzfelde (Ostbrandenburg). - Z. angew. Geol. **37** 1, S. 20-25, Berlin
- BECKER, A. (2005): Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). - Hallesches Jahrb. für Geowiss. **B Bh.** 21, 117 S., Halle (Saale)
- BEER, H. & V. MANHENKE (2001): Erdwärme- und Thermal-solenutzung in Ostbrandenburg. - Z. geol. Wiss. **29**, 1/2, S. 211-222, Berlin
- BEUTLER, G. (1976): Zur Ausbildung und Gliederung des Keupers in NE-Mecklenburg. - Jb. Geol. **7/8**, S. 119-126, Berlin
- BEUTLER, G. (1980): Beitrag zur Stratigraphie des Unteren und Mittleren Keupers. - Z. geol. Wiss. **8**, 8, S. 1001-1018, Berlin
- BEUTLER, G. (1998): Keuper. - Hallesches Jahrb. für Geowiss. **B Bh.** 5, S. 45-58, Halle (Saale)
- BEUTLER, G., FARRENSCHON, J., HAUSCHKE, N., OPPERMAN, K. & M. SEELING (1999): Das Typusprofil der Weser-Formation (Oberer Gipskeuper, Mittlerer Keuper) nördlich Polle/Weser (südliches Niedersachsen). - Hallesches Jahrb. Geowiss. **B 21**, S. 55-66, Halle (Saale)

- BEUTLER, G., HAUSCHKE, N. & E. NITSCH (1999): Faziesentwicklung des Keupers im Germanischen Becken. - In: HAUSCHKE, N. & V. WILDE (Hrsg): *Trias – Eine ganz andere Welt*, S. 129-174, München
- BEUTLER, G. & F. SCHÜLER (1987): Probleme und Ergebnisse der lithostratigraphischen Korrelation der Trias am Nordrand der Mitteleuropäischen Senke. - *Z. geol. Wiss.* **15**, 4, S. 421-436, Berlin
- COX, B. M. & M. G. SUMBLER (2002): *British Middle Jurassic Stratigraphy*. - GCR **26**. 508 S., London
- DOCKTOR, J. (1974): Keuper. - In: HOPPE, W. & G. SEIDEL (Hrsg): *Geologie von Thüringen*, S. 633-682, Gotha/Leipzig
- DOCKTOR, J., PUFF, P., SEIDEL, G. & G. KOZUR (1980): Zur Triasgliederung und Symbolgebung in der DDR. - *Z. geol. Wiss.* **8**, 8, S. 951-963, Berlin
- FÜCHTBAUER, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. - 1141 S., 4. Auflage, Stuttgart (Schweizerbart)
- GÖTHEL, M. (1999): Schlussfolgerungen über Untersuchungen zum Rhät/Lias der Vetschauer Keupermulde. - *Brandenburg. geowiss. Beitr.* **6**, 2, S. 65-77, Kleinmachnow
- GÖTHEL, M. (2000): Zum Nachweis der „reticulata-Bank“ im Oberen Muschelkalk der Lausitz. - *Natur und Landschaft in der Niederlausitz* **20**, S. 145-148, Cottbus
- GÖTHEL, M. & K. GRUNERT (1996): Neue Erkenntnisse aus der Braunkohlen-Erkundung zur Trias-Stratigraphie der Lausitzer Triasscholle. - *Freiberger Forschungsheft C* **464**, S. 175-202, Freiberg
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & A. SMITH (2004): *A Geologic Time Scale 2004*, 589 S., Cambridge
- GRAMANN, F., HEUNISCH, C., KLASSEN, H., KOCKEL, F., DULCE, G., HARMS, F.-J., HATSCHOREK, T., MÖNNIG, E., SCHUDACK, M., SCHUDACK, U., THIES, D. & M. WEISS (1997): Das Niedersächsische Oberjura-Becken – Ergebnisse interdisziplinärer Zusammenarbeit. - *Z. dt. geol. Ges.* **148**, 2, S. 165-236, Stuttgart
- HAGDORN, H. (2004): *Muschelkalkmuseum Ingelfingen*, 88 S., Heilbronn
- HAGDORN, H. & T. SIMON (1993): Ökostratigraphische Leitbänke im Oberen Muschelkalk. - In: HAGDORN, H. & A. SEILACHER (Hrsg): *Muschelkalk – Schöntaler Symposium 1991*, S. 193-208, Stuttgart
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & P. R. VAIL (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. - In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., ROSS, C. A., POSAMENTIER, H., van WAGONER, J. & C. G. S. C. KENDALL (Eds): *Sea-level changes: An integrated approach*. - SEPM Special Publication **42**, S. 71-108, Tulsa
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., THIERRY, J., GRACIANSKY, P.-C. & P. R. VAIL (1998): Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Chart. - In: GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., THIERRY, J. & P. R. VAIL (1998): *Sequence Stratigraphy of European Basins*. - SEPM Special Publication **60**, 786 S., Tulsa
- JUBITZ, K.-B. (1994): Zur Regionalstellung der Rüdersdorfer Schaumkalkfazies im ostelbischen Unteren Muschelkalk Brandenburgs. - *Brandenburg. geowiss. Beitr.* **1**, 1, S. 121-126, Kleinmachnow
- JUNGWIRTH, J., PUFF, P. & G. SEIDEL (1996): Zur Ausbildung des Unteren Keupers zwischen Erfurt und Arnstadt (Thüringer Becken). - *Geowiss. Mitt. von Thüringen* **4**, S. 19-34, Weimar
- KERN, A., & T. AIGNER (1997): Faziesmodell für den Kie-selsandstein (Keuper, Obere Trias) von SW-Deutschland: eine terminale alluviale Ebene. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 5, S. 267-285, Stuttgart
- KLAUA, D. (1969): *Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rhätsandsteine Thüringens*. - *Geologie Bh.* **64**, 82 S., Berlin
- KÖLBEL, H. (1967): Die Paläogeographie des Juras im Nordteil der DDR. - *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss.* **A 12**, 3/4, S. 259-288, Berlin
- KOZUR, G. (1998): The Correlation of the Germanic Buntsandstein and Muschelkalk with the Tethyan Scale. - *Hallesches Jahrb. für Geowiss.* **B Bh.** **5**, S. 97, Halle (Saale)
- KOZUR, G. & G. BACHMANN (2005): Correlation of the Germanic Triassic with the international scale. - *Albertiana* **32**, S. 21-35, Utrecht
- LEPPER, J. & H.-G. RÖHLING (1998): Buntsandstein. - *Hallesches Jahrb. für Geowiss.* **B Bh.** **5**, S. 27-34, Halle/Saale
- MADE, J. van der (1999): Intercontinental relationship Europe-Africa and the Indian Subcontinent. - In: RÖSSNER, G. E. & K. HEISSIG (Eds.): *The Miocene Land Mammals of Europe*, S. 457-472, München
- MENNING, M. & DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland*
- MORGANS-BELL, H. S., COE, A. L., HESSELBO, S. P., JENKYN, H. C., WEEDON, G. P., MARSHALL, J. E. A., TYSON, R. V. & C. J. WILLIAMS (2001): Integrated stratigraphy of the Kimmeridge Clay Formation (Upper Jurassic) based on

- exposures and boreholes in south Dorset, UK. - *Geol. Mag.* **138**, 5, S. 511-539, Cambridge
- MUTTERLOSE, J. (2000): Berrias. - In: STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION DEUTSCHLANDS (Hrsg.): Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland, S. 7-10, Frankfurt a. M.
- NÖLDEKE, W. (1967): Überblick über die Eisenerzföhrung in Jura und Kreide des Nordteils der DDR. - *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. A* **12**, 3/4, S. 315-327, Berlin
- OGG, J. G., OGG, G. & INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY (Stand Februar 2006): Updated Geological Time Scale 2004
- PUTZER, H. (1938): Die Rhät- und Liasablagerungen am Seeberg bei Gotha, am Röhnergrücken und bei Eisenach. - *Jenaische Zeitschrift für Naturwissenschaft* **71**, S. 327-444, Jena
- QUENSTEDT, F. A. (1858): Der Jura. - Text-Band, 842 S., Atlas-Band, 100 S., Tübingen
- SCHOTT, W. (1942): Die Gliederung im nordwestlichen Rätbecken. - *Ber. Reichsanstalt Bodenforsch.*, S. 61-77, Wien
- STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.) (2002): Atlas zur Geologie von Brandenburg im Maßstab 1 : 100 000. - 142 S., LGRB, Kleinmachnow
- STIMMS, M. J., CHIDLAW, N., MORTON, N. & K. N. PAGE (2004): British Lower Jurassic Stratigraphy. - *GCR* **30**, 458 S., London
- STOERMER, N. (1960): Einiges zur Mikrofauna der Wealdenschichten an der Struktur Rhinow (Westbrandenburg). - *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss.* **5**, 4, S. 346-364, Berlin
- SZULC, J. (2000): Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys ocean. - *Annales Societatis Geologorum Poloniae* **70**, S. 1-48, Krakow
- SZURLIES, M. (1999): Zyklenstratigraphie und Gamma-Ray-Log-Korrelation im Unteren Buntsandstein (Untere Trias) des nördlichen Harzvorlandes. - *Hallesches Jahrb. für Geowiss.* **B 21**, S. 35-53, Halle (Saale)
- SZURLIES, M., BACHMANN, G. H., MENNING, M., NOWACZYK, N. R. & K.-C. KÄDING (2003): Magnetostratigraphy and high-resolution lithostratigraphy of the Permian-Triassic boundary interval in Central Germany. - *Earth and Planetary Science Letters* **212**, S. 263-278
- TESSIN, R. (1976): Kurze Information zur Ausbildung des Keupers in Ost- und SE-Brandenburg. - *Jb. Geol.* **7/8**, S. 131-139, Berlin
- URLICHS, M. (1977): The Lower Jurassic in Southwestern Germany. - *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde*, **B 24**, 41 S., Stuttgart
- URLICHS, M. (1999): Cephalopoden im Muschelkalk und Lettenkeuper des Germanischen Beckens. - In: HAUSCHKE, N. & V. WILDE (Hrsg.): Trias – Eine ganz andere Welt, S. 343-354, München
- URLICHS, M. & TICHY, G. (1998): Correlation between the Bleiglanzbank (Gipskeuper) of Germany and Upper Ladinian Beds of the Dolomites (Italy). - *Hallesches Jahrb. für Geowiss.* **B Bh. 5**, S. 179, Halle (Saale)
- WIEFEL, H. & WIEFEL, J. (1980): Zur Lithostratigraphie und Lithofazies der Ceratitenschichten (Trias, Hauptmuschelkalk) und der Keupergrenze im östlichen Teil des Thüringer Beckens. - *Z. geol. Wiss.* **8**, 8, S. 1095-1121, Berlin
- WIENHOLZ, E. (1968): Ostracodenfaunen der Jura/Kreide-Grenzsichten im Norden der Deutschen Demokratischen Republik. - *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. A* **13**, 2, S. 233-238, Berlin
- WILL, H.-J. (1953): Paläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. - Dissertation (unveröff.), Universität Tübingen
- WORMBS, J. (1965): Makrofaunenführung und Fazies des Ober-Bath und Callov in einigen Bohrungen der Prignitz. - *Abhandlungen ZGI* **1**, S. 211-221, Berlin
- WRIGHT, J. K. & B. M. COX (2001): British Upper Jurassic Stratigraphy. - *GCR* **216**, 266 S., London

Anschrift des Autors:

Dipl.-Geol. Michael Göthel
Landesamt für Bergbau, Geologie
und Rohstoffe Brandenburg
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

E-mail: michael.goethel@lbgr-brandenburg.de

Mitteilung aus dem Landesamt No. 208

Abbildungsteil ab S. 106

Abbildungsteil

	Grobkonglomerat		Magmatit-Geröll (Feldspat-Lithoklasten)
	Mittelkonglomerat		Gerölle & Konkretionen
	Feinkonglomerat		Intraklasten
	Grobsandstein		oolithisch
	Mittelsandstein		sandig
	Feinsandstein		sandige Lagen
	Schluffstein		schluffige Lagen
	Tonstein		tonig & tonige Lagen
	Kohle		kohlig
	Kalkstein		Kohle-Lagen
	Kalkmergelstein & Kalkschluffstein		karbonatisch & kalkig
	Mergelstein		dolomitisch
	Schluffmergelstein		Toneisenstein-Lagen
	Tonmergelstein		gipshaltig, anhydrithaltig
	Dolomitstein		Gips- und Anhydrit-Lagen
	Dolomitmergelstein		kieselig, silifiziert
	Sideritstein & Toneisenstein		glaukonitisch
	Anhydrit & Gips		Schill
	Anhydrit- & Gips-Knollen		Grabgänge & Bioturbation
	Phosphorit-Konkretionen		Wurzeln

Legende zu den Abbildungen 1 bis 5

Abb. 1

Lithologische Entwicklung, Paläontologie und Sequenzstratigraphie von Mittlerem Keuper, Oberem Keuper, Hettang und Sinemur in der Kartierungsbohrung Strausberg Kb Su 1/63

Fig. 1

Lithologic formation, palaeontology and sequence-stratigraphy of the Middle Keuper Subgroup, Upper Keuper Subgroup, Hettangian Stage and Sinemurian Stage according to the drilling Strausberg Kb Su 1/63

Abb. 2

Lithologische Entwicklung, Paläontologie und Sequenzstratigraphie von Steinmergelkeuper, Oberem Keuper, Hettang und Unter-Sinemur in der Geothermiebohrung Neuruppin Gt Nn 2/87

Fig. 2

Lithologic formation, palaeontology and sequence-stratigraphy of the Steinmergelkeuper-Formation, Upper Keuper-Subgroup, Hettangian Stage and Early Sinemurian Substage according to the drilling Neuruppin Gt Nn 2/87

Abb. 3

Lithologische Entwicklung, Paläontologie und Sequenzstratigraphie von Ober-Sinemur, Pliensbach und Toarc in der Geothermiebohrung Neuruppin Gt Nn 2/87

Fig. 3

Lithologic formation, palaeontology and sequence-stratigraphy of the Late Sinemurian Substage, Pliensbachian Stage and Toarcian Stage according to the drilling Neuruppin Gt Nn 2/87

Abb. 4

Lithologische Entwicklung, Paläontologie und Sequenzstratigraphie des Doggers in der Geothermiebohrung Neuruppin Gt Nn 2/87

Fig. 4

Lithologic formation, palaeontology and sequence-stratigraphy of the Dogger Group according to the drilling Neuruppin Gt Nn 2/87

Abb. 5

Lithologische Entwicklung, Paläontologie und Sequenzstratigraphie von Malm und Wealden in der Geothermiebohrung Neuruppin Gt Nn 2/87

Fig. 5

Lithologic formation, palaeontology and sequence-stratigraphy of the Malm Group and Wealden Group according to the drilling Neuruppin Gt Nn 2/87

Tab. 2

Stratigraphie und Korrelation der Ablagerungen der Trias in Brandenburg

Tab. 2

Stratigraphic chart and correlation of the Triassic deposits of the country Brandenburg

Tab. 3

Stratigraphie und Korrelation der Ablagerungen des Lias in Brandenburg

Tab. 3

Stratigraphic chart and correlation of the Lias Group of the country Brandenburg

Tab. 4

Stratigraphie und Korrelation der Ablagerungen des Doggers in Brandenburg

Tab. 4

Stratigraphic chart and correlation of the Dogger Group of the country Brandenburg

Tab. 5

Stratigraphie und Korrelation der Ablagerungen des Malms und Wealdens in Brandenburg

Tab. 5

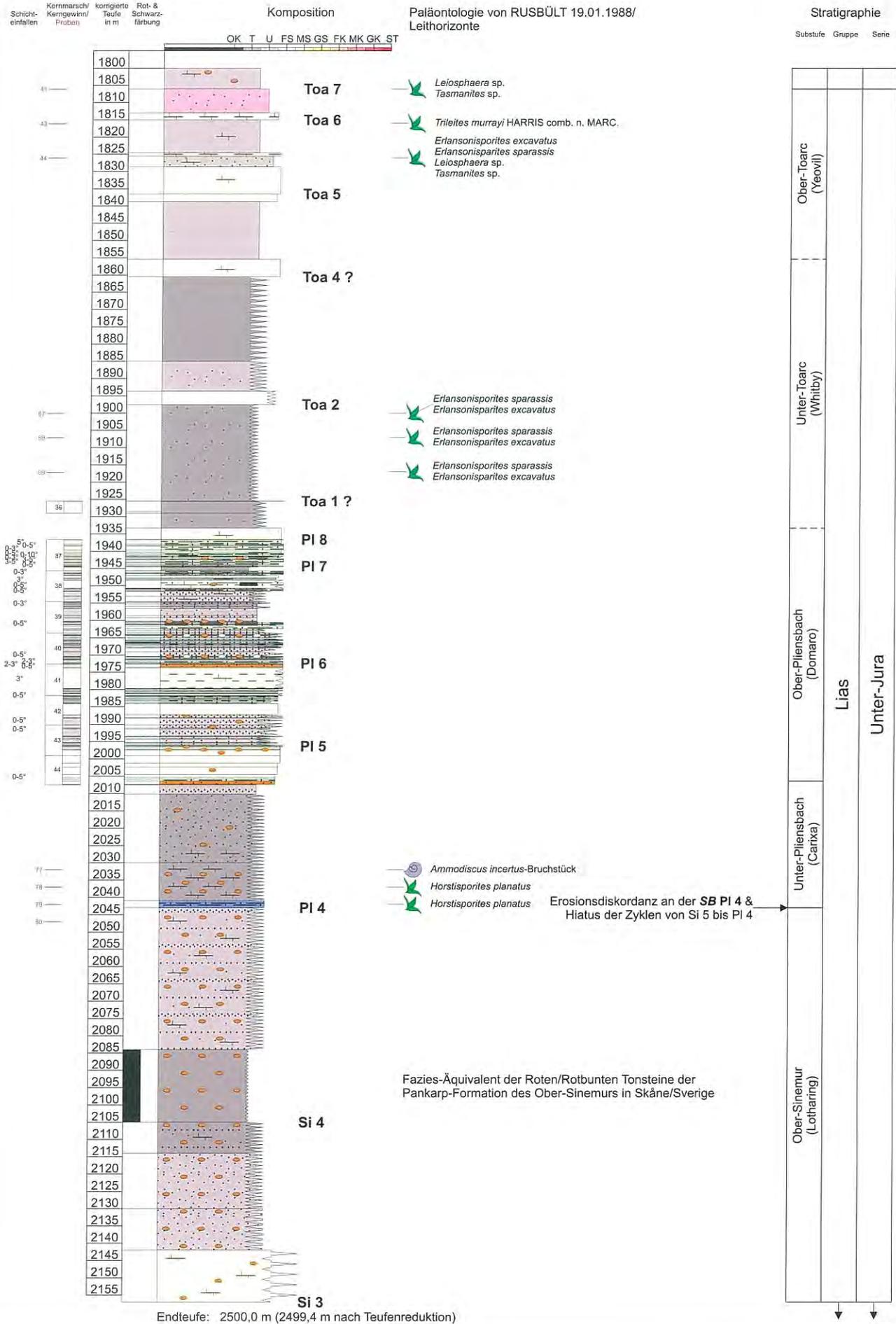
Stratigraphic chart and correlation of the Malm Group and Wealden Group of the country Brandenburg

Neuruppin Gt Nn 2/87

Hochwert: 58 64313,9 m
 Rechtswert: 45 53328,7 m
 Ansatzhöhe: +43,9 m HN

Abweichung: 41,5 m
 Azimut: 289,0 g
 Teufenreduktion: 0,6 m

Abb. 3

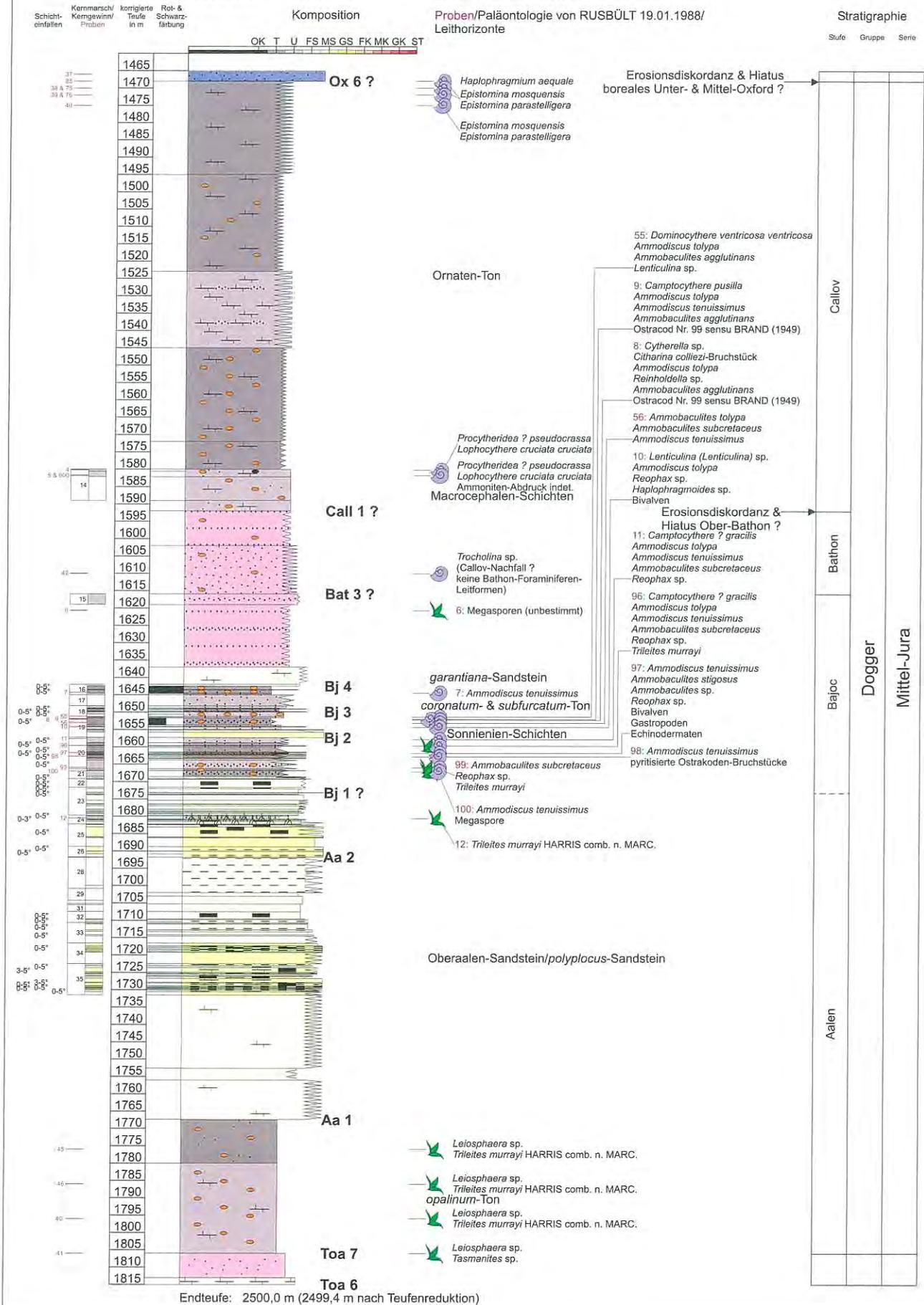


Neuruppin Gt Nn 2/87

Hochwert: 58 64313,9 m
 Rechtswert: 45 53328,7 m
 Ansatzhöhe: +43,9 m HN

Abweichung: 41,5 m
 Azimut: 289,0 g
 Teufenreduktion: 0,6 m

Abb. 4

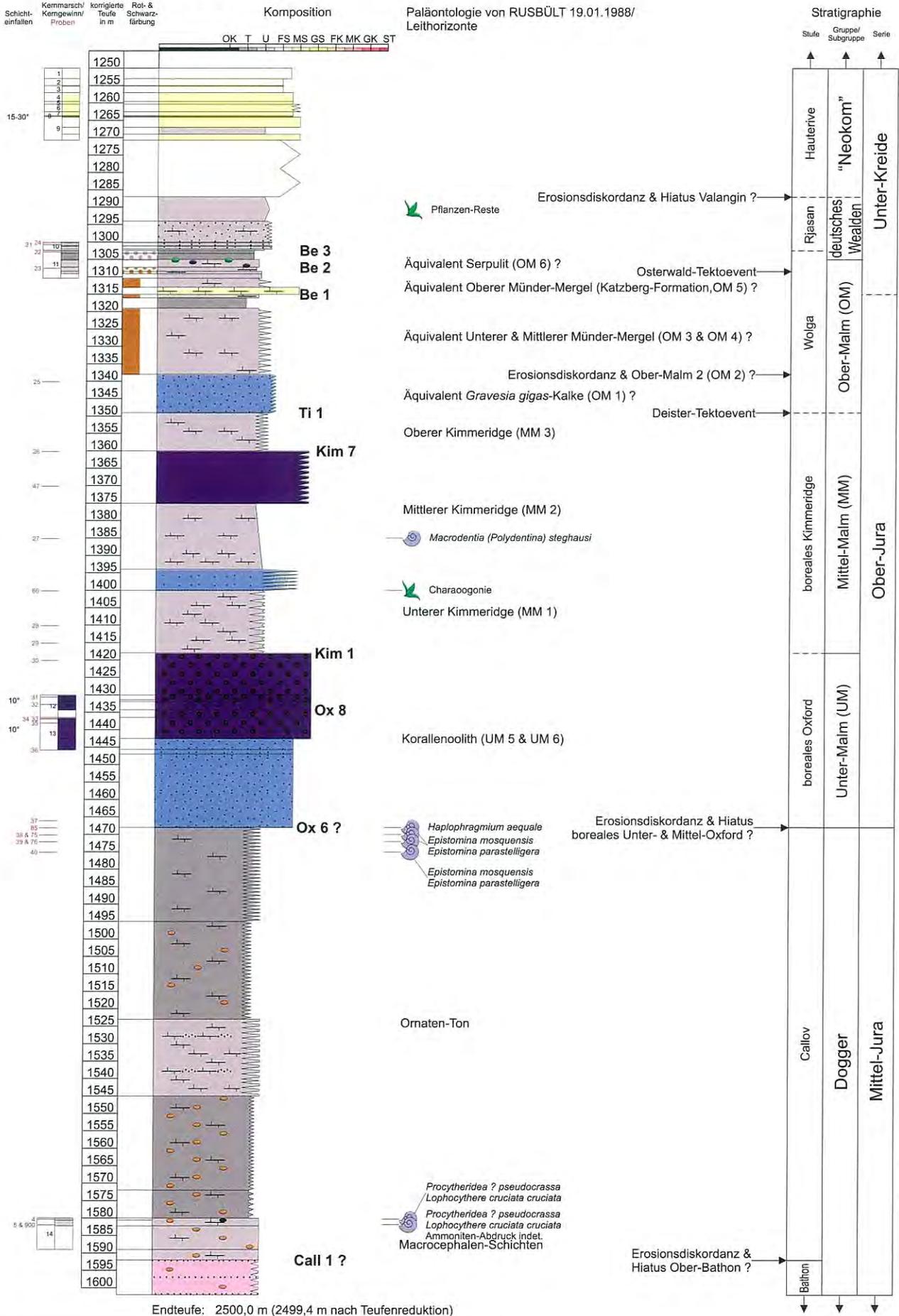


Neuruppin Gt Nn 2/87

Hochwert: 58 64313,9 m
 Rechtswert: 45 53328,7 m
 Ansatzhöhe: +43,9 m HN

Abweichung: 41,5 m
 Azimut: 289,0 g
 Teufenreduktion: 0,6 m

Abb. 5



Chronostratigraphie				Biostratigraphie				Lithostratigraphie						
Internat. Standard global		lithostrat. Regionalstandard Germanisches Becken		Ammoniten tethyal		Conodonten Tethys		Germanisches Becken						
Deutschland				GRADSTEIN et al. 2004, OGG & OGG Stand Februar 2006		KOZUR 1998, KOZUR & BACHMANN 2005, HARDENBOL et al. 1998, OGG & OGG Stand Februar 2006		Deutschland						
Zellulskala 2004 (GRADSTEIN et al. 2004, OGG & OGG Stand Februar 2006)				MENNING & Deutsche Stratigraphische Kommission 2002		KOZUR 1998, KOZUR & BACHMANN 2005, KOZUR 2003 (zitiert in OGG & OGG Stand Februar 2006)		KOZUR & BACHMANN 2005, HAGDORN 2004		DOCKTOR et al. 1980, HAGDORN et al. 1993, KOZUR 1998, TESSIN 1976				
Serie	Stufe	Substufe	Hauptgruppe	Gruppe	Subgruppe	Zone	Subzone	Zone	Formation	traditionell	Leitbänke			
Ober-Trias	Rhät	Sevat	Keuper	Mittlerer	Oberer	<i>Choristoceras marchi</i>	<i>Choristoceras marchi</i>	<i>Misikella ultima</i>	Extar	Ob. Rhätkeuper	kavernöse Quarzschicht			
							<i>Vandaites stuerzenbaumi</i>	<i>Misikella posthermsteini</i>						
						<i>Rhabdoceras suessi</i>	<i>Sagenites reticulatus</i>	<i>Cypridodella bidentata</i>	No 2	Arnstadt	Mittlerer Steinmergelkeuper	Oberer Steinmergelkeuper 1		
							<i>Sagenites quinquepunctatus</i>						nicht benannt	
						<i>Halonites macer</i>	<i>Amarossites semiplicatus</i>	<i>Cypridodella postera</i>	No 1	z.T. Hiatus ?	Unterer Steinmergelkeuper	Ochsenbachbank ?		
							<i>Himavatites hogarti</i>	<i>Himavatites hogarti</i>					<i>Cypridodella spiculata</i>	
	<i>Himavatites hogarti</i>	<i>Himavatites watsoni</i>			<i>Cypridodella multidentata</i>	Car 4	Weser	Oberer Gipskeuper	Lehrberg-Bänke					
		<i>Cyrtopleurites bicrenatus</i>			nicht benannt					<i>Epigondolella triangularis - Norigondolella hallstattensis</i>				
	Lac	Tuval			Jul	Unt.	Oberer	<i>Malayites paulcke</i>	<i>Malayites paulcke</i>	<i>Epigondolella quadrata</i>	Car 3	Stuttgart	Schiffsandstein	KÜHL'sche Brezule
									<i>Malayites tingriensis</i>	<i>Epigondolella orchardi - N. navicula</i>				
	Karn	Lad			Fassan	M.	Oberer	<i>Guembelites jandianus</i>	<i>Dimorphites selectus</i>	<i>Epigondolella orchardi - N. navicula</i>	Lad 3	Grabfeld	Unterer Gipskeuper	Keuper-Hauptsteinisatz
									<i>Dimorphites n.sp. 1</i>	<i>Epigondolella orchardi - N. navicula</i>				
Lad	Longobard	Illyr	M.	Oberer	<i>Anatropites spinosus</i>	<i>Gonionotites italicus</i>	<i>Carnepigondolella pseudodiebeli</i>	Lad 2	Erfurt	Lettenkeuper	Grundgips (Grenzdeform)			
						<i>Discotropites plinii</i>	<i>Carnepigondolella zoeae</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Tropites subbullatus</i>	<i>Tropites subbullatus</i>	<i>Carnepigondolella zoeae</i>	Lad 1	Meißner	Oberer Hauptmuschelkalk	Glaukonitbank			
						<i>Projuvavites crassepicatus</i>	<i>Metapolygnathus carpathica</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Tropites dilleri</i>	<i>Metapolygnathus carpathica</i>	<i>Metapolygnathus carpathica</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Austrotrachyceras austriacum</i>	<i>Metapolygnathus carpathica</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Austrotrachyceras austriacum</i>	<i>Neoprotrachyceras</i>	<i>Metapolygnathus carpathica</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Austrotrachyceras austriacum</i>	<i>Metapolygnathus carpathica</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Trachyceras</i>	<i>Trachyceras aon</i>	<i>Metapolygnathus carpathica</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Trachyceras aon</i>	<i>Metapolygnathus carpathica</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Protrachyceras</i>	<i>Frankites regoledanus</i>	<i>Budurovignathus supralongobardica</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Protrachyceras neumayri</i>	<i>Budurovignathus mungoensis</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Protrachyceras</i>	<i>Protrachyceras longobardicum</i>	<i>Budurovignathus hungaricus</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Protrachyceras grecleri</i>	<i>Budurovignathus hungaricus</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Protrachyceras</i>	<i>Protrachyceras margaritosum</i>	<i>Budurovignathus hungaricus</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Eoprotrachyceras curionii</i>	<i>Budurovignathus truempyi</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Eoprotrachyceras curionii</i>	<i>Anolites recubariensis</i>	<i>Paragondolella? trammeri</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Eoprotrachyceras curionii</i>	<i>Paragondolella? trammeri</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Nevadites secedensis</i>	<i>Chieseiceras chiesensis</i>	<i>Paragondolella aequidentata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Serpianites serpiensis</i>	<i>Paragondolella aequidentata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Hungarites</i>	<i>Ticinites crassus</i>	<i>Paragondolella? trammeri praetrammeri</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Aplococeras avisianum</i>	<i>Paragondolella? trammeri praetrammeri</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Paraceratites trinodosus</i>	<i>Reizites reitzi</i>	<i>Paragondolella alpina - Paragondolella? trammeri praetrammeri</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Kellnerites felsocersensis</i>	<i>Paragondolella alpina - Paragondolella? trammeri praetrammeri</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Paraceratites trinodosus</i>	<i>Lardoceras pseudohungaricum</i>	<i>Neogondolella mesotriassica</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Paraceratites trinodosus</i>	<i>Neogondolella constricta</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Paraceratites trinodosus</i>	<i>Semionites aviticus</i>	<i>Neogondolella constricta</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Schreyerites abichii</i>	<i>Paragondolella bifurcata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Balatonites balatonicus</i>	<i>Schreyerites binodosus</i>	<i>Paragondolella bifurcata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Bulogites zoldianus</i>	<i>Paragondolella bifurcata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Balatonites balatonicus</i>	<i>Balatonites balatonicus</i>	<i>Paragondolella bifurcata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Cuccoceras cuccense</i>	<i>Paragondolella bifurcata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Kocaelia</i>	nicht benannt	<i>Paragondolella bulgarica</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Aghdarbandites ismidicus</i>	<i>Paragondolella bulgarica</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Kocaelia</i>	nicht benannt	<i>Paragondolella bulgarica</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Nicomedites osmani</i>	<i>Paragondolella bulgarica</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Paracerochordiceras</i>	<i>Pseudokeysertlingites guexi</i>	<i>Neogondolella? regalis</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Japonites welteri</i>	<i>Chiosella timorensis</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Paracerochordiceras</i>	nicht benannt	<i>Chiosella gondolelloides</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Neopanoceras haugi</i>	<i>Chiosella gondolelloides</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Toziceras pakistanum</i>	<i>Triassospathodus sosioensis</i>	<i>Triassospathodus sosioensis</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Prohugites - Subcolumbites</i>	<i>Triassospathodus triangularis</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Tirolites cassianus</i>	<i>Triassospathodus homeri</i>	<i>Triassospathodus homeri</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Prohugites - Subcolumbites</i>	<i>Triassospathodus triangularis</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Tirolites cassianus</i>	<i>Triassospathodus collinsoni</i>	<i>Triassospathodus collinsoni</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Triassospathodus collinsoni</i>	<i>Triassospathodus collinsoni</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Tirolites cassianus</i>	<i>Triassospathodus hungaricus</i>	<i>Triassospathodus hungaricus</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Triassospathodus hungaricus</i>	<i>Triassospathodus hungaricus</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>gemischte Vergesellschaftung</i>	<i>Neospathodus waageni - Scythogondolella milleri</i>	<i>Neospathodus waageni - Scythogondolella milleri</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Neospathodus waageni - Scythogondolella milleri</i>	<i>Neospathodus waageni - Scythogondolella milleri</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Meekoceras gracilitatis</i>	<i>Flemingites flemingianus</i>	<i>Flemingites flemingianus</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Flemingites flemingianus</i>	<i>Flemingites flemingianus</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Flemingites rohilla</i>	<i>N. waageni - Scythogondolella meeki</i>	<i>N. waageni - Scythogondolella meeki</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Chengyuania nepalensis</i>	<i>Chengyuania nepalensis</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Gyronites frequens</i>	<i>Rohillites rohilla</i>	<i>Neospathodus dieneri</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Gyronites frequens</i>	<i>Neospathodus dieneri</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Ophiceras connectens & Ophiceras tibeticum</i>	<i>Sweetospathodus kummeli</i>	<i>Sweetospathodus kummeli</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>"Pleurogyronites" planidorsatus</i>	<i>Sweetospathodus kummeli</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina postcarinata</i>	<i>Clarkina postcarinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							
Lad	Longobard	Fassan	M.	Oberer	<i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>	Lad 1	Meißner	Mittlerer Hauptmuschelkalk	Saurerkeulbank			
						<i>Clarkina carinata</i>	<i>Clarkina carinata</i>							

Chronostratigraphie						Biostratigraphie				SB Zyklen 3. Ordnung (HARDENBOL et al. 1998)	Lithostratigraphie	
internat. Standard			Regionalstandard			Ammoniten						
tethyal & boreal			boreal			subboreal		subboreal				
			Nordwest-Europa			Nordwest-Europa		England & Frankreich			östliches Niedersachsen	
Zeitskala 2004 (GRADSTEIN et al. 2004, OGG & OGG Stand Februar 2006)			HARDENBOL et al. 1998, STIMMS et al. 2004			GRADSTEIN et al. 2004, OGG & OGG Stand Februar 2006, STIMMS et al. 2004		HARDENBOL et al. 1998, OGG & OGG Stand Februar 2006		QUENSTEDT 1858, URLICHS 1977		
Serie	Stufe	Sub- stufe	Gruppe/ Serie	Stufe	Sub- stufe	Zone	Subzone			Formation	traditionell für SW- Deutschland	
Unter-Jura	Toarc	Ober	Schwarzer Jura/Lias	Toarc	Yeovil	<i>Pleydellia aalensis</i>	<i>Pleydellia lugdunensis</i>	Toa 7	jurense-Mergel	Dörnten-Schiefer	ζ ₃	
							<i>Pleydellia mactra</i>	Toa 6				
						<i>Dumortieria levesquei</i>	<i>Dumortieria moorei</i>					Toa 5
							<i>Dumortieria levesquei</i>					
						<i>Grammoceras thouarsense</i>	<i>Physeogrammoceras dispansum</i>	Toa 4				
							<i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i>					Toa 3
		<i>Esericeras fascigerum</i>					Toa 2					
		<i>Grammoceras thouarsense</i>									Toa 1	
		<i>Haugia variabilis</i>				<i>Pseudogrammoceras bingmanni</i>	PI 8					
						<i>Haugia vitiosa</i>		PI 7				
						<i>Haugia illustris</i>					PI 6	
		Whitby				<i>Hildoceras bifrons</i>	<i>Haugia variabilis</i>	PI 5				
	<i>Catacoeloceras crassum</i>		PI 4									
	<i>Harpoceras falciferum</i>			<i>Peronoceras fibulatum</i>	PI 3							
			<i>Harpoceras exaratum</i>	PI 2								
	<i>Dactyloceras tenuicostatum</i>		<i>Dactyloceras commune</i>		PI 1							
			<i>Harpoceras falciferum</i>	PI 1								
		<i>Harpoceras exaratum</i>	PI 1									
	Domaro	<i>Dactyloceras tenuicostatum</i>		PI 1								
		<i>Dactyloceras clevelandicum</i>	PI 1									
	Carixa	<i>Protogrammoceras paltus</i>		PI 1								
		<i>Pleuroceras spinatum</i>	<i>Pleuroceras hawskerense</i>		PI 1							
			<i>Pleuroceras apyrenum</i>			PI 1						
		<i>Amaltheus margaritatus</i>	<i>Amaltheus gibbosus</i>		PI 1							
			<i>Amaltheus subnodosus</i>			PI 1						
			<i>Amaltheus stokesi</i>				PI 1					
	Uptonia jamesoni	<i>Oistoceras figulinum</i>	PI 1									
		<i>Prodactyloceras davoei</i>		PI 1								
		<i>Tragophylloceras ibex</i>			<i>Androgynoceras capricornus</i>	PI 1						
				<i>Androgynoceras maculatum</i>	PI 1							
<i>Uptonia jamesoni</i>		<i>Beaniceras luridum</i>		PI 1								
		<i>Acanthopleuroceras valdani</i>			PI 1							
	<i>Tropidoceras masseanum</i>	PI 1										
Lotharing	<i>Uptonia jamesoni</i>		PI 1									
	<i>Echioceras raricostatum</i>	<i>Platyleuroceras brevispina</i>		PI 1								
		<i>Leptechioceras macdonelli</i>			PI 1							
	<i>Oxynoticeras oxynotum</i>	<i>Polymorphites polymorphus</i>		PI 1								
		<i>Echioceras raricostatum</i>			PI 1							
	<i>Asteroceras obtusum</i>	<i>Cruciloboceras densinodulum</i>		PI 1								
<i>Oxynoticeras oxynotum</i>		PI 1										
<i>Oxynoticeras simpsoni</i>			PI 1									
Unter	<i>Caenisites turneri</i>	<i>Eparietites denotatus</i>		PI 1								
		<i>Caenisites birchi</i>	PI 1									
	<i>Amioceras semicostatum</i>	<i>Caenisites brooki</i>		PI 1								
		<i>Eugassiceras sauzeanum</i>	PI 1									
	<i>Arietites bucklandi</i>	<i>Agassiceras scipionianum</i>		PI 1								
		<i>Arietites bucklandi</i>	PI 1									
Hettang	<i>Schlotheimia angulata</i>	<i>Coroniceras charlesi</i>		PI 1								
		<i>Arietites bucklandi</i>	PI 1									
Hettang	<i>Alsatites liasicus</i>	<i>Coroniceras rotiforme</i>		PI 1								
		<i>Alsatites laqueus</i>	PI 1									
		<i>Waehneroceras portlocki</i>			PI 1							
	<i>Psiloceras planorbis</i>	<i>Coroniceras corybeari</i>	PI 1									
		<i>Psiloceras planorbis</i>		PI 1								
	keine Ammoniten		PI 1									

Tab. 3

Tab. 4

Chronostratigraphie			Biostratigraphie				Lithostratigraphie			
internat. Standard		Regionalstandard		Ammoniten						
boreal & tethyal		boreal		subboreal		subboreal				
		Nordwest-Europa		Nordwest-Europa		England & Frankreich		östliches Niedersachsen		
Zeitskala 2004 (GRADSTEIN et al. 2004, OGG & OGG Stand Februar 2006)		HARDENBOL et al. 1998		COX & SUMBLER 2002, GRADSTEIN et al. 2004, OGG & OGG Stand Februar 2006		COX & SUMBLER 2002, HARDENBOL et al. 1998, OGG & OGG Stand Februar 2006		QUENSTEDT 1858		
Serie	Stufe	Sub- stufe	Gruppe/ Serie	Stufe	Sub- stufe	Zone	Subzone	Formation	traditionell für SW- Deutschland	
Mittel-Jura	Callov	Ober	Callov	Ober		<i>Quenstedtoceras mariae</i>	<i>Cardioceras praecordatum</i>	Ox 1	Ornaten-Ton	§
						<i>Quenstedtoceras lamberti</i>	<i>Cardioceras scaburgense</i>	Ox 0		
					<i>Pelloceras athleta</i>	<i>Quenstedtoceras lamberti</i>	Call 5			
						<i>Kosmoceras spinosum</i>	Call 4			
						<i>Kosmoceras proniae</i>				
						<i>Kosmoceras phaeinum</i>				
		Mittel		<i>Erymnoceras coronatum</i>	<i>Kosmoceras grossouvrei</i>	Call 3				
				<i>Kosmoceras jason</i>	<i>Kosmoceras obductum</i>					
		Unter		Unter	<i>Sigaloceras calloviense</i>	<i>Sigaloceras endodatum</i>	Call 2			
					<i>Proplanulites koenigi</i>	<i>Sigaloceras calloviense</i>				
				<i>Macrocephalites herveyi</i>	<i>Kepplerites galilaeii</i>	Call 1				
					<i>Kepplerites (Gowericeras) curtlobus</i>					
	<i>Kepplerites (Gowericeras) gowenianus</i>		Call 0							
	<i>Macrocephalites kamptus</i>									
	Bathon	Ober		Bathon	Ober	<i>Clydoniceras discus</i>	<i>Clydoniceras discus</i>	Bat 5	Oxycerites aspidooides-Ton	ε
						<i>Oxycerites orbis</i>	<i>Clydoniceras hollandi</i>	Bat 4		
			<i>Procerites hodsoni</i>		Bat 3					
			<i>Morrisiceras morrissi</i>			<i>Wagnericeras</i>				
			Mittel		<i>Morrisiceras morrissi</i>	Bat 2				
					<i>Tulites subcontractus</i>					
		Unter	<i>Procerites progracilis</i>		Bat 1	Parkinsonia württembergica- Ton/Cornbrash				
			<i>Zigzagiceras zigzag</i>		<i>Asphinctites tenuiplicatus</i>		Bj 5			
		<i>Oxycerites yeovilensis</i>								
		<i>Morphoceras macrescens</i>								
		<i>Parkinsonia (Gonolk.) convergens</i>								
		Bajoc	Ober			Bajoc	Ober	<i>Parkinsonia parkinsoni</i>	<i>Parkinsonia bomfordi</i>	
	<i>Parkinsonia parkinsoni</i>			<i>Parkinsonia densicostata</i>						
	<i>Garantiana garantiana</i>			<i>Garantiana acris</i>	Bj 3					
<i>Garantiana tetragona</i>										
<i>Garantiana subgaranti</i>										
<i>Garantiana dichotoma</i>										
Strenoceras niortense	<i>Orthogarrantiana schroederi</i>		Bj 2							
	<i>Garantiana baculata</i>									
Stephanoceras humphriesianum	<i>Caumontisphinctes polygiralis</i>		Bj 1							
	<i>Teloceras banksi</i>									
Sonninia propinquans	<i>Teloceras blagdeni</i>		Bj 2	Stephanoceras coronatum-Ton						
	<i>Stephanoceras humphriesianum</i>									
Witchellia laeviuscula	<i>Dorsetensia romani</i>	Bj 1	Sonninien-Ton	γ						
	<i>Dorsetensia hebridica</i>									
	<i>Emileia sauzei</i>									
	<i>Witchellia laeviuscula</i>									
Hyperlioceras discites	<i>Witchellia laeviuscula</i>	Bj 1								
	<i>Shirbuirnia trigonalis</i>									
Aalen	Ober		Aalen	Ober	<i>Hyperlioceras subsectum</i>	Aa 2	"Inoceramus" polyplocus-Sandstein	β		
					<i>Hyperlioceras walkeri</i>					
	<i>Graphoceras concavum</i>	<i>Graphoceras formosum</i>		Aa 1						
		<i>Graphoceras concavum</i>								
	<i>Brasilia bradfordensis</i>	<i>Brasilia gigantea</i>		Aa 1						
		<i>Brasilia bradfordensis</i>								
<i>Ludwigia munchisonae</i>	<i>Ludwigia munchisonae</i>	Aa 1								
	<i>Ludwigia obtusifformis</i>									
Leioceras opalinum	<i>Ludwigia haugi</i>	Aa 1		Hiatus opalinum-Ton	α					
	<i>Leioceras bifidatum</i>									
						<i>Leioceras opalinum</i>				

Jubiläen

Herzlichen Glückwunsch allen Jubilaren im Verbreitungsgebiet unserer Zeitschrift und darüber hinaus. Herausgeber und Redaktion wünschen Ihnen sehr viel Gesundheit und persönliches Wohlbefinden. Bleiben Sie der brandenburgischen Landesgeologie auch weiterhin gewogen.

Leider können wir nur einige wenige Jubilare persönlich ansprechen. Der besondere Gruß gilt daher stellvertretend allen mit der brandenburgischen Landesgeologie besonders verbundenen.

Wir beglückwünschen die Herren **Prof. Dr. Peter Bankwitz, Dr. Reiner Benek und Prof. Dr. Joachim Marcinek** zur Vollendung ihres 75. Lebensjahres. Mit allen drei Jubilaren pflegen wir einen engen und fruchtbaren Gedankenaustausch, den wir uns auch für die Zukunft wünschen. Das gilt auch für **Herrn Prof. Dr. Klaus-Dieter Jäger**, der seinen 70. Geburtstag beging und (unserem Haus ebenfalls sehr verbunden ist) die Landesgeologie mit Rat und Tat unterstützt.

Aus unserem Hause beglückwünschen wir herzlich **Frau Dipl.-Geophysn. Anneliese Andreae** und Herrn **Dr. Jürgen Kopp** zur Vollendung ihres 60. Lebensjahres. Frau Andreae hat sich mit bewährtem Geschick um dieses vorliegende Doppelheft bemüht und sich damit selbst ein schönes Geschenk bereitet, wohingegen sich Herr Dr. Kopp neben seinen Aufgaben zur Geologie des Untergrundes vorbildlich um die Nutzungsfähigkeit des Bohrkern- und Probenarchivs in Wünsdorf verdient macht.

Auch allen nicht aufgeführten Jubilaren wünschen wir Glück und Wohlbefinden.

Werner Stackebrandt

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	13 (2006), 1/2	S. 117-132	15 Abb., 2 Tab., 31 Lit.
------------------------------	--------------	----------------	------------	--------------------------

Die Kupfer-Lagerstätte Spremberg-Graustein in Südbrandenburg

The copper deposit Spremberg-Graustein in South Brandenburg

JÜRGEN KOPP, ANDREAS SIMON & MICHAEL GÖTHEL

1. Einleitung

Kupfer ist das älteste Gebrauchsmetall des Menschen und hat mit seinem Namen zwei Epochen der Menschheitsgeschichte Pate gestanden, der Kupferzeit und der Bronzezeit. Es ist heute nach Eisen und Aluminium das dritt wichtigste Gebrauchsmetall überhaupt. Seine hohe Elektrizitäts- und Wärmeleitfähigkeit sowie seine Korrosionsfestigkeit und Haltbarkeit machen Kupfer zu einem unverzichtbaren Bestandteil moderner Elektronik, Elektro- und Bautechnik. In der Natur ist der Anteil an Kupferoxiden sowie an gediegenem Kupfer niedrig. Meistens wird es daher aus sulfidischen Erzen gewonnen, in denen es zusammen mit anderen Metallen wie Eisen, Zink, Silber oder Nickel vorkommt. Die sulfidischen Erze sind auch technologisch einfacher zu verarbeiten als oxidische. Mehr als 80% der Kupfer-Weltproduktion stammen daher aus sulfidischen Erzen. Ihre Kupfergehalte liegen zwischen 0,5 und 4%. Lagerstätten-genetisch tritt Kupfer in einem sehr breiten Bildungsbe-reich auf als:

- hydrothermale Gang- und Imprägnationslagerstätten,
- sedimentäre Lagerstätten in kohlenstoffreichen Mergeln, Schiefern, Dolomiten sowie in ariden Konglomeraten/Fanglomeraten und Sandsteinen.
- vulkanogen-sedimentäre Lagerstätten und
- liquidmagmatische Lagerstätten

Die Hauptlagerstätten, die entsprechend den oben aufgeführten Typen unterschiedlicher Genese sind, befinden sich in den USA (Arizona, Montana), Brasilien, Mittelamerika,

Kongo (Katanga), Sambia, Russland und Kanada. Die weltweite größte Kupferlagerstätte ist Chuquibambilla in Chile mit einer Fläche von 3 x 1,5 km. Auch Australien, China und Indonesien, verfügen über bedeutende Kupferlagerstätten und in Europa liegen weitere Lagerstätten in Spanien (Rio Tinto) und Finnland (Karelien).

Die bedeutendsten Lagerstätten Mitteleuropas sind sedimentären Ursprungs und an den Kupferschiefer gebunden. Seine Verbreitung ist durch Bergbau, Erkundungsbohrungen und übertägige Aufschlüsse gut dokumentiert. Eine Kupfererzführung, die wirtschaftlichen Ansprüchen gerecht wird, ist aber nur in kleineren Teilbereichen gegeben. Die altbekannten Lagerstätten Deutschlands (Eisleben, Mansfeld, Sangerhausen, Richelsdorf) sind erschöpft oder werden aus Gründen der Rentabilität nicht mehr betrieben. Überhaupt steht derzeit in Europa nur im polnischen Niederschlesien Kupferschiefer in Abbau. Es handelt sich dabei um das etwa 550 km² umfassende Kupfer-Revier von Legnica-Głogów im Bereich der Subsudetischen Monokline. Ein seit 2004 anhaltender Rohstoffboom für Industriemetalle betrifft an vorderster Stelle das Kupfer. Er führte zu starken Preiserhöhungen und einer Rohstoffverknappung. Auslöser dieser Entwicklung war die starke Nachfrage Chinas und Indiens. Asien insgesamt ist zur zentralen Wachstumsregion für Kupfer geworden und wird es wohl langfristig bleiben. Allein China, mit einem jährlichen Kupferbedarf von etwa 3,5 Mio t, hat inzwischen einen Anteil von etwa 21% an der Weltnachfrage und dabei die Vorreiterrolle der „Tigerstaaten“ Taiwan, Südkorea und Singapur aus

Kupferbestände an den Warenterminbörsen weltweit ggü. Kupferpreis

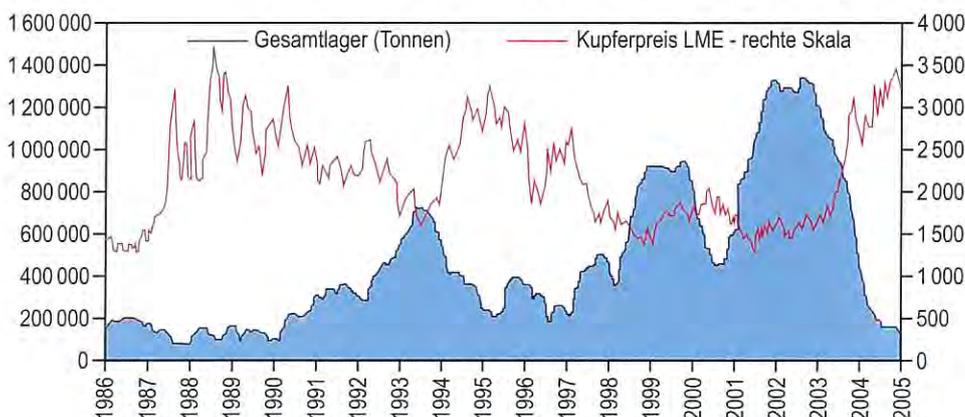


Abb. 1
Die Entwicklung der Preise [in US \$] und Lagerbestände für Kupfer zwischen 1996 und 2005/2006 (WEINBERG 2005)

Fig. 1
Trend of copper prices [US \$] and the stock of copper during 1996 and 2005/2006

den 80er und 90er Jahren übernommen. Im Jahr 2003 ist China zum weltweit größten Kupferverbraucher aufgestiegen und hat die USA vom ersten Platz verdrängt.

Schon jetzt ist Asien für rund die Hälfte der Weltnachfrage verantwortlich. Mit einer Abschwächung des Nachfrage-trends ist daher keinesfalls zu rechnen.

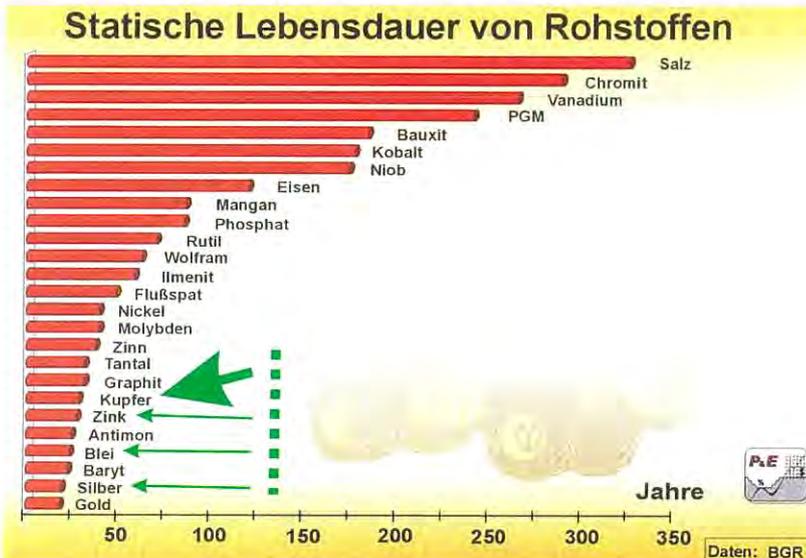


Abb. 2

Die erkundeten Vorräte industrieller Rohstoffe (verändert, nach WELLMER & DALHEIMER 2000, aus BORG 2002)

Fig. 2

Explored reserves of industrial resources

Man kann davon ausgehen, dass der weltweite Kupferbedarf mit der Kupferproduktion und mit den Lagerbeständen eng korreliert. In Abbildung 1 ist die kontinuierliche Steigerung der Kupfergewinnung seit 1990 klar belegt. Dabei steht die Problematik schrumpfender Ressourcen bei Kupfer noch stärker im Vordergrund als bei anderen Industrie- oder Edelmetallen (WEINBERG 2005). Die offiziell ausgewiesenen Kupferreserven betragen lediglich 470 Mio t bei einer jährlichen Weltminenproduktion von rund 14 Mio t. In Abbildung 2 wird dargestellt, dass bei gleichbleibender Förderung die meisten Kupferlagerstätten in spätestens 50 Jahren erschöpft sein werden. Es ist jedoch absehbar, dass auf Grund des oben dargelegten steigenden Verbrauchs weitere Lagerstätten erkundet und in Abbau genommen werden. Die Folgerungen aus Abbildung 2 erscheinen aber trotzdem realistisch, da sich der weltweite Verbrauch kaum abschwächen wird und allein in den letzten zwei Jahrzehnten zu einer Verdoppelung der Nachfrage nach Kupfer führte. Wurden 1980 noch über 9 Mio t produziert und verarbeitet, so sind es heute etwa 18 Mio t.

In Europa werden jährlich über 4 Mio t Kupfer und damit fast 25% der Weltkupferproduktion verarbeitet. Das entspricht einem jährlichen Pro-Kopf-Einsatz von mehr als 9 kg bei einem knappen Angebot auf den Märkten.

Politisch instabile Verhältnisse in wichtigen kupferproduzierenden Ländern der Dritten Welt und die dargelegten

enormen Preissteigerungen werden deshalb Überlegungen zur Nutzung einheimischer Lagerstätten weiteren Auftrieb verleihen.

Der Kupferbedarf Deutschlands vor 1933 wurde zu einem großen Anteil (> 50%) durch einheimisches Aufkommen gedeckt. Es speiste sich im Wesentlichen aus zwei genetisch unterschiedlichen Lagerstättentypen, die zu etwa je

50% dazu beitrugen. Das waren:

- die großen Erzlagern des Rammelbergs bei Goslar im Harz und
 - den großen Kupferschieferlagerstätten im Harzvorland (Eisleben-Mansfeld) und
 - in Hessen (Richelsdorf) sowie die später entdeckten Lagerstätten in
 - Niederschlesien (Nordsudetische Mulde)
- Nach 1945 fielen die Vorräte der niederschlesischen Lagerstätten mit den Gruben Lena und Konrad an Polen. Sie wurden nicht vollständig abgebaut, die Gruben aber trotzdem 1968 und 1987 geschlossen, da inzwischen durch polnische Geologen noch ertragreichere Lagerstätten bei Lubin erkundet worden waren.

In der Sowjetischen Besatzungszone bzw. der späteren DDR verblieben die Lagerstätten Eisleben, Mansfeld und die später erschlossenen Vorräte der Sangerhäuser Mulde. Der Abbau der Lagerstätten erfolgte in dieser Reihenfolge systematisch. Nach 1990 war mit der Erschöpfung der Sangerhäuser Erzvorräte zu rechnen. In diesem Zusammenhang wurde die Struktur Mulkwitz bei Spremberg durch den damaligen VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle, Betriebsteil Freiberg lagerstättengeologisch auf Kupfervererzungen erkundet.

2. Die Struktur Mulkwitz

Die am Südwest-Rand der Norddeutsch-Polnischen Senke nach dem Ort Mulkwitz in Sachsen benannte Antiklinalstruktur wurde zwischen 1953 und 1980 durch geophysikalische Messungen und etwa 130 Tiefbohrungen eingehend erforscht. Sie stellt eine Hochlage altpaläozoischer, permischer und triadischer Schichtfolgen (keine Salzstruktur!) dar, die an ihren Flanken von herzynisch streichenden Störungen begrenzt wird. Rheinisch und E-W streichende Verwerfungen untergliedern sie intern. Die Untersuchungsergebnisse ergaben einen relativ komplizierten tektonischen Bau, zeigten aber auch, dass an der Zechsteinbasis ein Kupferschieferflöz (T1) vorliegt, das bis zu 1,4 m mächtig wird. Zusammen mit den jüngeren Schichtfolgen ist es um bis zu 300 m herausgehoben worden. Damit lagen gute Voraussetzungen für geologische Untersuchungen auf Kupfer- und weitere Buntmetall-Vererzungen vor (Abb. 3).

Die ersten Erkundungen beschränkten sich auf den in Sachsen gelegenen, südlichen Teil der Struktur Mulkwitz

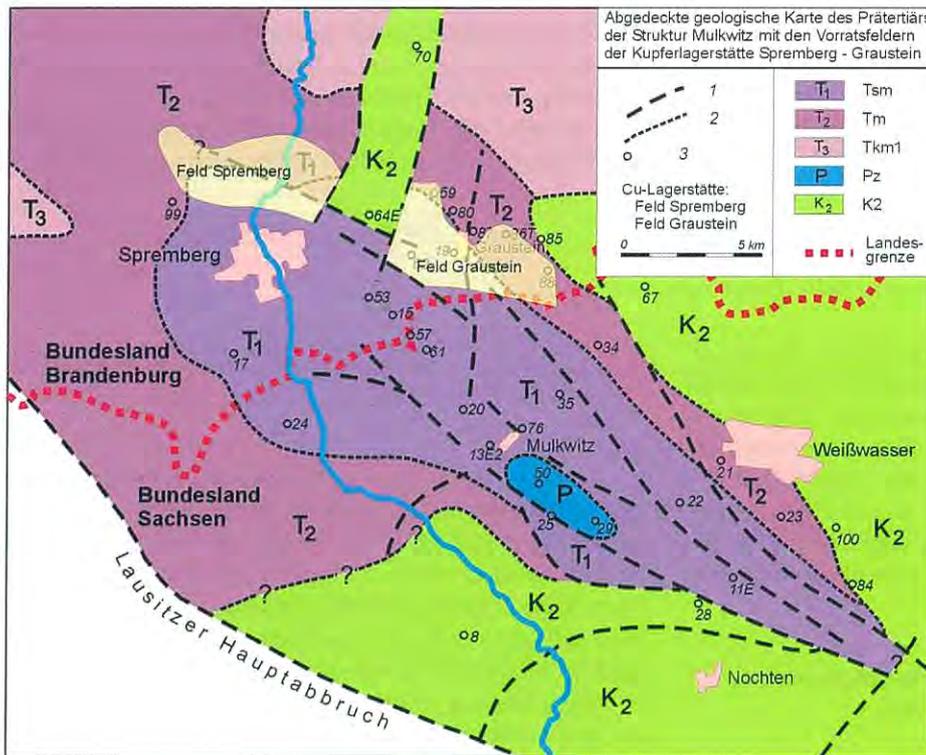


Abb. 3
Abgedeckte geologische Karte des Prätertiärs mit der Hochlage der Struktur Mulkwitz mit den Erzfeldern Spremberg und Graustein am Nordrand (verändert, nach FRANZ & RUSITZKA 1963).

Legende:
1 – Störungen 1. Ordnung, 2 – Schichtgrenzen, 3 – Bohrung mit Nr.,
K₂/K₂ – Oberkreide, P/Pz – Perm/Zechstein, T₃/Tkm1 – Keuper, T₂/Tm – Muschelkalk,
T₁/Tsm – Buntsandstein

Fig 3
Revealed geological map of the Pre-Tertiary with the uplifted structure Mulkwitz and the ore fields Spremberg and Graustein at the north rim (modified, after FRANZ & RUSITZKA 1963).

Legend:
1 – faults of 1. order, 2 – stratigraphic boundarys, 3 – bore hole with numbers,
K₂/K₂ – Oberkreide, P/Pz – Perm/Zechstein, T₃/Tkm1 – Keuper, T₂/Tm – Muschelkalk,
T₁/Tsm – Buntsandstein

und erbrachten den Nachweis erheblicher Blei-Zink- und nur lokaler Kupfer-Vererzungen an der Zechsteinbasis. Erst genaue Forschungen zum Charakter und zur Verbreitung der Roten Fäule-Fazies führten auch zu Untersuchungen im Norden der Antiklinale. Im Ergebnis wurde die im europäischen Maßstab bedeutende polymetallische Kupfer-Lagerstätte Spremberg-Graustein entdeckt. Sie besteht nach derzeitigem Stand aus den Erzfeldern Spremberg und Graustein und erstreckt sich über etwa 14 km Länge in Nordwest-Südost-Richtung an der Nord- und Nordostflanke der Struktur bei einer Breite von 2 bis 3 km. Die Lagerstätte fällt flach nach Norden und Nordosten ein. Frühere Untersuchungen wiesen auf einen genetisch-paläogeographischen Zusammenhang zu den polnischen Lagerstätten Niederschlesiens hin. Er macht sich insbesondere in ähnlichen Sedimentationsbedingungen bemerkbar (Ei-

SENTRAUT 1939), KÖLBEL 1958a, 1958b, OSZCZEPALSKI 1999, HERRMANN et al. 2005, KOPP & HERRMANN, in Vorbereitung). Nach der geologischen Erkundung wurde 1981 durch das Mansfeld-Kombinat ein Projekt für den bergmännischen Aufschluß der Lagerstätte erarbeitet (HENNIG et al., 1974, 1981).

Nahezu alle wichtigen Kupferschieferbohrungen sind erhalten und stehen für neue Untersuchungen und Bewertungen zur Verfügung. Sie befinden sich zusammen mit weiteren Unterlagen, wie z. B. zahlreichen Erzanschliffen, Dünnanschliffen und sonstigem Probenmaterial in den Archiven (Bohrkernlager, Berichtsarchive) der Geologischen Dienste Brandenburgs und Sachsens.

2.1 Stratigraphische Kurzbeschreibung der Schichtfolgen vom Liegenden zum Hangenden

Eine geologisch-tektonische Karte (mit abgedecktem Känozoikum) des Nordteils der Struktur Mulkwitz sowie den Umrissen der beiden Lagerstättenteile wird in Abbildung 4 vorgestellt. Sie belegt, dass die Prä-Känozoikums oberfläche von mesozoischen Schichtfolgen dominiert wird. Dabei tritt im Zentrum der Buntsandstein deutlich hervor. Den Nordrand bilden Muschelkalk und Kreide. Letztere hat sich insbesondere durch den Türkendorfer Kreidegraben, einer tief abgesenkten Grabenstruktur, markant an der Prä-Känozoikums oberfläche abgebildet.

Ein geologischer Längsschnitt A-B von Nordwest nach Südost, sowie zwei Querschnitte von Nordost-Südwest, C-D (Erzfeld Spremberg) und E-F für (Erzfeld Graustein) geben die erbohrten stratigraphischen Einheiten wieder.

2.1.1 Altpaläozoikum (PZ)

Prä-Rotliegendgesteine treten teilweise unmittelbar unter dem geringmächtigen Zechsteinkonglomerat und Rotliegendesandsteinen in verschiedenen Bereichen der Struktur auf (z. B. Cu Sp 120/72 und 122/72). Es handelt sich

dabei um schwach geschieferte Grauwacken, Sandsteine und Konglomerate sowie graue Tonschiefer und Tonsteine. Die Farbe der Gesteine ist allgemein grau bis dunkelgrau. Sie weisen durchweg einen hohen Diageneseegrad und einen relativ gleichkörnigen Kornbestand auf. In der Bohrung Spremberg H 8/71 (Schachtbohrung) wurden mehr als 300 m derartiger tektonisch hochbeanspruchter Gesteine erbohrt. In letzterer Bohrung nehmen diese Gesteine dann im tieferen Teil des Gesteinsverbands eine hellgrün-graue Färbung an.

SIEGERT et al. (1963) untersuchten den Detritus dieser Gesteine. Danach enthalten die Konglomerate hauptsächlich kantengerundete Quarzite, Chloritschiefer, phyllitische Gesteine, Tonschiefer und einen auffällig hohen Anteil Bitotitgneis. Die Sandsteine setzen sich überwiegend aus den Abtragungsprodukten metamorpher, granitischer und vulkanischer Gesteine zusammen. Eine eindeutige Altersbestimmung ist an diesen Gesteinen bisher nicht vorgenommen worden.

2.1.2 Rotliegend (P1) und Zechsteinkonglomerat/ Grauliegendsandsteine (K1+S1)

Im gesamten Bereich der Lagerstätte ist Rotliegend ange-troffen worden, das direkt unterhalb des Kupferschiefers überwiegend als mehrere Meter mächtiges Grauliegend ausgebildet ist. Die Mächtigkeit ist in den beiden Lagerstättenfeldern aber sehr unterschiedlich. Im Feld Spremberg beträgt sie am Südrand etwa 15 m und wächst bis zur Nordbegrenzung auf etwa 50 m an. Im Feld Graustein nimmt sie vom Ostrand des Türkendorfer Kreidegrabens bis zur östlichen Feldgrenze sehr stark zu und erreicht Werte von > 300 m. Diese Maximalmächtigkeiten des Rotliegend stehen immer mit rinnenförmig ausgebildeten Auflageflächen in Zusammenhang.

Die Sedimente bestehen aus Schluffsteinen, Sandsteinen und Tonsteinen mit konglomeratischen Lagen und repräsentieren das Ober-Rotliegend II (HERRMANN 2004, HERRMANN & KOPP 2005). Oft treten engere Schichtpakete auf, die in diesen Gesteinen wechsellagern.

Die Gerölle sowohl in den Sandsteinen als auch im Zechsteinkonglomerat lassen auf einen kurzen Transportweg schließen. Sie zeigen nur leicht kantengerundete Formen und setzen sich überwiegend aus Vulkaniten, Plutoniten und Metamorphiten sowie länglichen Kieselschieferbruchstücken zusammen.

Im Rotliegend der Bohrungen 117/72 und H 8/71 wurden im untersten Bereich Rhyolithe bzw. Tuffe mit glasiger Fließstruktur vorgefunden. Diese Schichtfolgen werden dem Unter-Rotliegend zugeordnet.

2.1.3 Zechstein (P2)

Basalschichten des Zechsteins (T1):

Im Bereich des Nordteils der Struktur Mulkwitz mit den beiden Lagerstättenteilen transgrediert der Zechstein in Form des Kupferschiefers diskordant und fa-zial scharf abgegrenzt auf Rotliegendeschichten. Wie

die reduzierten Mächtigkeiten der Bohrungen Cu Sp 110/62 und 80/ 60 andeuten, wird er weiter nach Norden an einer Sandbarre auskeilen (siehe auch Abb. 8).

Das Flöz wird vom Liegenden zum Hangenden in 3 Rhythmen eingeteilt, die folgende Zonenbezeichnungen haben:

Zonen	Rhythmen
ε 2	3
ε 1	
δ 1-3	2
γ 1-3	
β	1
α 1-2	

In mehreren Bohrungen sind Abweichungen von dieser Gliederung vorgefunden worden. In den Zonen γ und δ treten ein bis zwei helle bis zu 10 cm mächtige Mergellagen hervor und in der Zone δ kommt noch eine dunkle, stark bituminöse Tonmergelsteinlage hinzu. Es entstehen enge Wechsellagerungen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich dunkler, bituminöser Lagen mit hellen Mergelsteinen. Diese Flözausbildung nimmt nach Osten hin zu und wird dort zur Normalausbildung. Hierin ist ein Übergang zur „Grö-ditzer Fazies“ der Nordsudetischen Mulde angezeigt.

Auf die lithofazielle Ausbildung des Kupferschiefers wird in Pkt. 3.1 und 3.2 weiter eingegangen.

Die Verbreitungsgrenze einer geschlossenen marinen Zechsteinausbildung verläuft etwa 10 km südlich der Struktur. Es sind deshalb nur Verhältnisse zu erwarten, wie sie für Faziesverhältnisse am Beckenrand typisch sind.

Die Werra-Serie an der Basis (1. Zechsteinzyklus) ist aber noch voll entwickelt und erreicht eine Gesamtmächtigkeit von > 200 m. Mit Beginn des 2. Zechsteinzyklus, der Staßfurt-Serie ändert sich das, indem die Schichtkomplexe nur noch maximal 95 m erreichen. Diese verringerte Sedimentation setzt sich auch im 3. Zechsteinzyklus, der Leine-Serie, fort. Sie ist durch ein Überwiegen der Salinarsedimente und einen Rückgang an klastischen Anteilen gekennzeichnet. Ihre größte Mächtigkeit erreicht sie im Feld Graustein mit 57 m. In den übrigen Teilen der Lagerstätte liegt sie deutlich darunter. Der 4. und jüngste Zechsteinzyklus im Lagerstättenbereich, die Aller-Serie, ist mit 2 bis 4 m nur sehr geringmächtig und unvollständig entwickelt. Es liegen nur wenige Kernstrecken vor, um eine genaue Beurteilung vornehmen zu können.

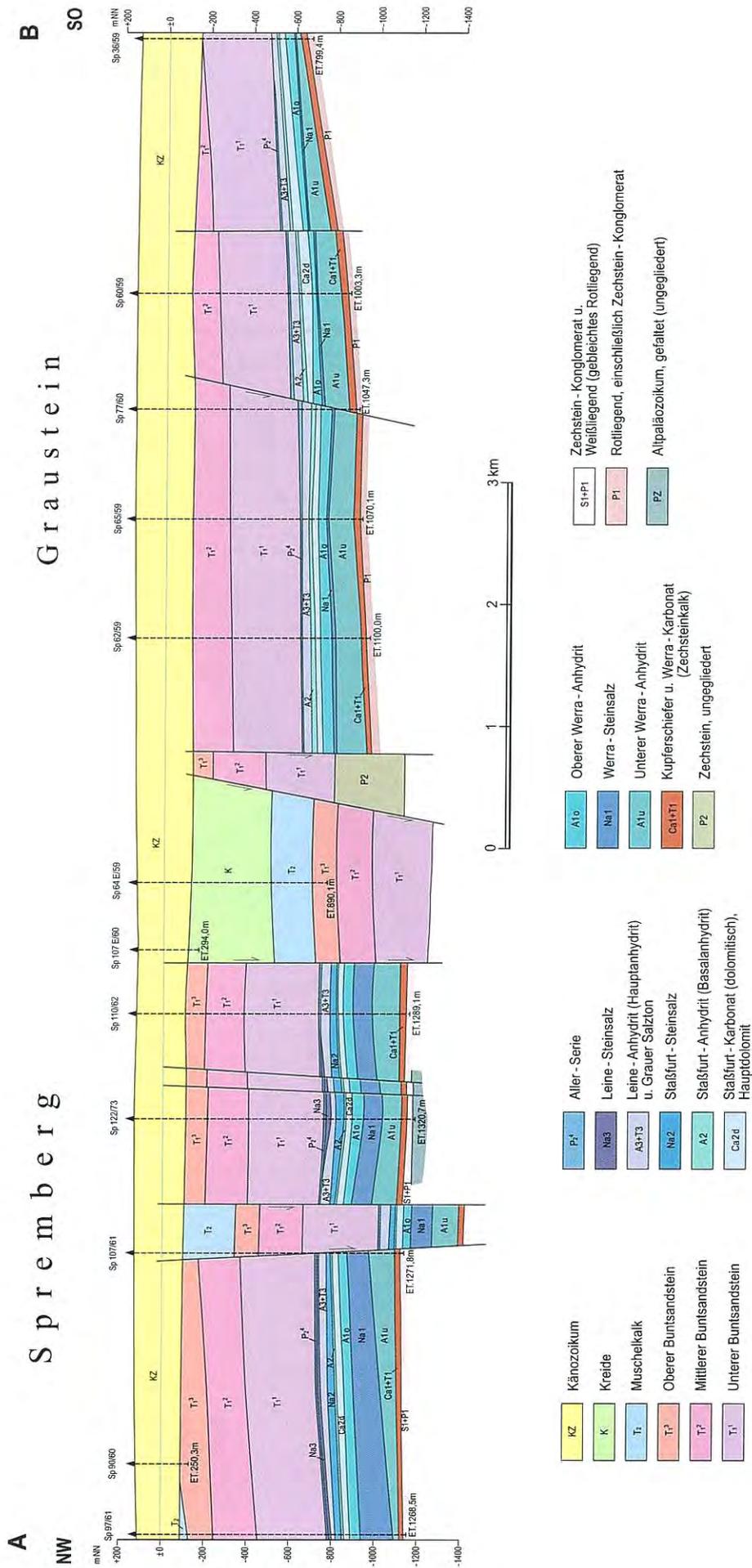
Abb. 4 Abgedeckte geologisch-tektonische Karte des Nordteils der Struktur Mulkwitz mit den Umrissen der Kupferlagerstätte Spremberg-Graustein.

Fig. 4 Revealed geologic-tectonic map of the northern part of the structure Mulkwitz with the configuration of the copper deposit of Spremberg-Graustein

Kupferlagerstätte Spremberg-Graustein

Geologisch-tektonischer Schnitt A - B

(Überhöhung: ca. 1,7-fach)



Daten nach FRANZ et al. (1958/1967) und HENNIG et al. (1974, 1981)
Geologische Bearbeitung: J. Kopp

Abb. 5 Geologischer Nordwest-Südost-Schnitt durch die Kupferlagerstätte Spremberg-Graustein
Fig. 5 Geological NW-SE-section across the copper deposit of Spremberg-Graustein

Kupferlagerstätte Spremberg-Graustein

Geologisch-tektonischer Schnitt C - D und E - F
(Überhöhung: ca. 1,7-fach)

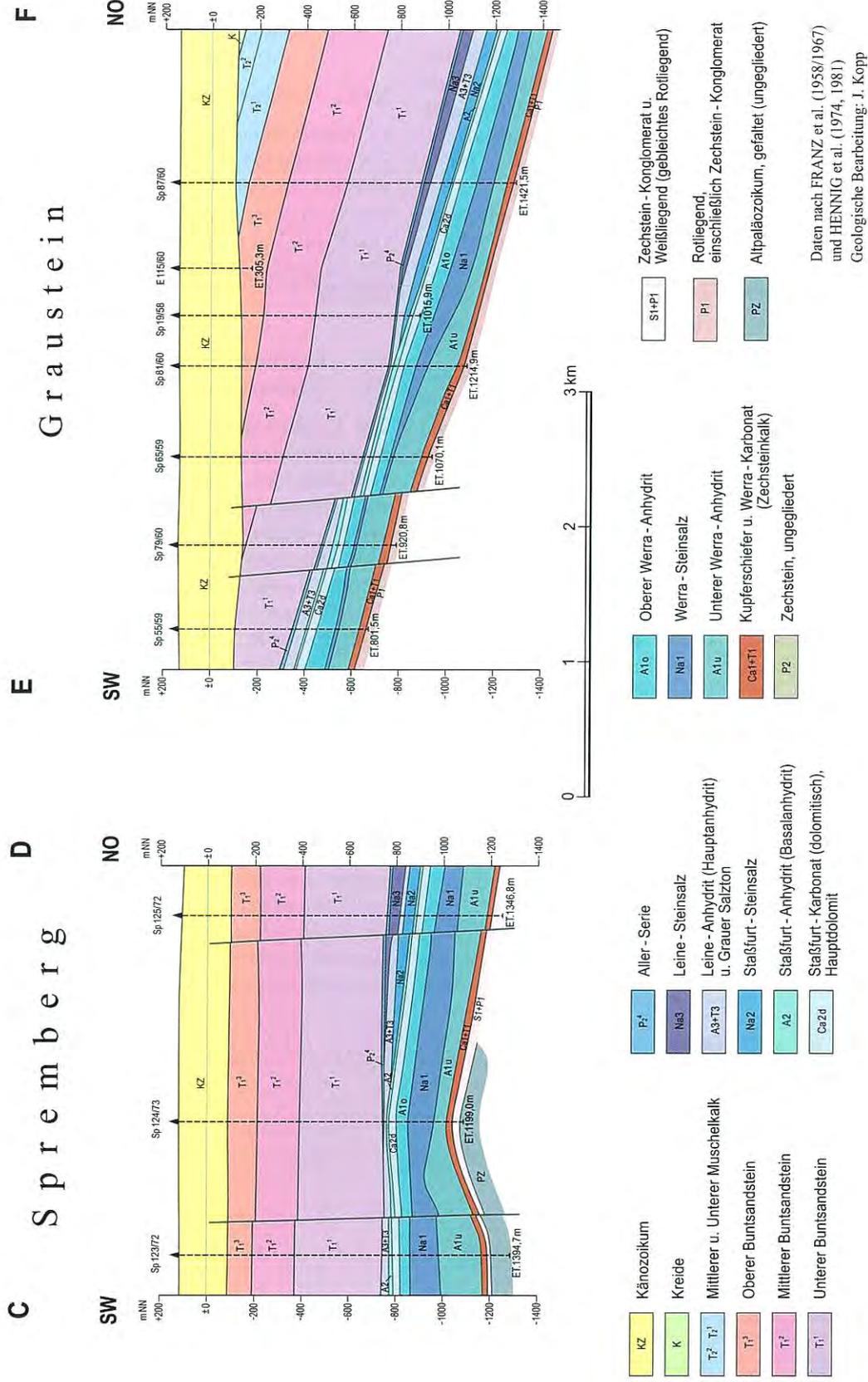


Abb. 6 Geologische SW-NE-Schnitte durch die Erzfelder Spremberg und Graustein der Kupferlagerstätte Spremberg-Graustein
Fig. 6 Geological NW-SE-sections across the ore fields of the copper deposit of Spremberg-Graustein

2.1.4 Buntsandstein (T₁)

Der Untere Buntsandstein ist mit bis zu 360 m die mächtigste klastische Ablagerung der Buntsandsteinfolge. Charakteristisch ist in den feinkörnigen Sandsteinen und Schluffsteinen die Zunahme des Pelitanteils vom Hangenden zum Liegenden. Petrographische Leithorizonte fehlen weitgehend und erschweren eine Untergliederung.

Der Mittlere Buntsandstein im Lagerstättenbereich schwankt zwischen 150 und 250 m Mächtigkeit. Er ist klastisch ausgebildet und repräsentiert überwiegend fein- bis mittelkörnige Sandsteine hoher Porosität, die sich nach ihren jeweiligen Pelitanteilen gut gliedern lassen. Die Unterkante zum Oberen Buntsandstein stellt eine gut fixierbare Grenze dar, die sich geophysikalisch auf Grund ihres hohen Tongehalts deutlich abhebt. Die Gesteinsserien des Oberen Buntsandsteins sind durch einen Rückgang der klastischen Sedimentation gekennzeichnet. Er wird bis zu 150 m mächtig und streicht im Hauptteil der Lagerstätte unter tertiärer Bedeckung aus. Er ist durch horizontbeständige Anhydrit/Gips-Einschaltungen in mehrere Rhythmen gliederbar.

2.1.5 Muschelkalk (T₂)

Der Muschelkalk ist die jüngste mesozoische Bildung, die im gesamten Lagerstättenbereich, außer in den Grabenzonen, vorhanden ist. Unterer und mittlerer Muschelkalk werden zusammen bis zu 250 m mächtig und sind überwiegend kalkig ausgebildet, führen aber zumindest im mittleren Teil Anhydritbänke. Sie sind überwiegend auf die Nord- und Nordostflanke der Lagerstätte beschränkt. Oberer Muschelkalk fehlt im Bereich der Lagerstätte vollständig.

2.1.6 Keuper (T₃)

Keupersedimente sind bisher nur in einer Bohrung in geringmächtiger Ausbildung (< 10 m) vorgefunden worden. Es handelt sich dabei um Tonsteine und dolomitische Mer-

gel, die wahrscheinlich dem Unteren Keuper zugeordnet werden können.

2.1.5 Oberkreide (K₂)

Im Untersuchungsgebiet treten ausschließlich Ablagerungen der Oberkreide auf. Sie sind auf die Grabenzonen beschränkt und treten im Bereich der Lagerstätte Spremberg-Graustein nicht auf. Im Türkendorfer Kreidegraben ist die Oberkreide mit einer Mächtigkeit von 380 m erbohrt worden. Es handelt sich überwiegend um Kalkmergel und Kalkschluffe.

3. Lagerstättengeologie

3.1 Kupferschiefer

Der Kupferschiefer repräsentiert das erste durchgehend marine Sediment an der Basis des Zechsteins über der variszischen Molasse und bildet die Basis des ersten Zyklus der Sedimentfolgen des Zechsteins (Werra-Folge). Biofazielle, geochemische und Detail-Untersuchungen belegen, dass er in einem geschichteten Meer, zumeist unter anoxischen Bedingungen als zunächst kaum verfestigter und wasserreicher Faulschlamm unterhalb der Chemokline abgelagert wurde. Er ist nahezu im gesamten Zechsteinbecken vorhanden. Hierin wird ein Beleg für die weiträumige Transgression des Zechstein-Meeres auf die grobklastisch-terrestrischen und vulkanogenen Ablagerungen des Rotliegend gesehen. Nach STROHMENGER et al. (1996) bildet der Kupferschiefer sequenzstratigraphisch ein „Transgressive System Tract“ (TST). Die „maximum flooding surface“ (mfs) liegt im untersten Zechsteinkalk.

Es können entsprechend den paläogeographischen Bedingungen eine mächtige und karbonatreiche Randfazies, eine geringmächtige Beckenfazies und eine Schwellenfazies des Kupferschiefers unterschieden werden. Letztere führt hin und wieder unter dem eigentlichen Kupferschieferflöz eine Subformation, die ein fossilreiches Karbonat darstellt.



Abb. 7

In typischer Weise axial aufgetrennter Kern des Kupferschieferflözes der Bohrung Cu Sp 83/60

Fig. 7

Axis parallel cut drill core of the Kupferschiefer seam of the well Cu Sp 83/60

Es wird als Mutterflöz, Grenzdolomit oder Productuskalk bezeichnet (PAUL 2006).

Jüngere, oft mehrere 100 m mächtige Folgen des Zechsteins (Karbonat-, Sulfat- und Chloridgesteine) sowie triassische Sedimente überlagern im Norddeutschen Becken die Faulschlammsschicht und verursachten seine erhebliche Kompaktion und mechanische Verfestigung zum so genannten Kupferschiefer. Die durchschnittliche Mächtigkeit des Kupferschiefers im Sangerhäuser und Mansfelder Revier liegt deshalb nur noch bei 35 bis 40 cm. Im Bereich der Struktur Mulkwitz jedoch erreicht das Kupferschieferflöz eine Mächtigkeit von 60 bis 140 cm und übertrifft damit die des Mansfelder und Sangerhäuser Reviers deutlich.

In Abbildung 7 ist ein für die Lagerstättengeologische Bemusterung axial aufgetrennter Kern des Kupferschieferflözes der Bohrung Cu Sp 83/60 in typischer Ausbildung dargestellt.

Seine überwiegend schwarze bis schwarzgraue Färbung an den Beckenrändern wird durch hohe Anteile an Kohlenstoff (2 bis 5% C_{org}) sowie einen gewissen Bitumengehalt verursacht. Er repräsentiert damit einen typischen Schwarzschiefer. In zahlreichen Tiefbohrungen weiter im Beckeninneren kann er diese typische Färbung verlieren. Die meist nahezu erzleeren, C_{org} -armen und karbonatischen Kupferschieferäquivalente nehmen dann oft eine bläulich-violette Färbung an. In einigen Bohraufschlüssen tritt in den oberen Bereichen des Kupferschiefers bei gleichzeitiger Zunahme des Kalk- bzw. Dolomitgehalts eine hellere Bänderung bzw. Fleckenführung auf, ein deutlicher Hinweis auf fazielle Beziehungen zum teilweise hellen dolomitischen Kupfermergel des niederschlesischen Lagerstättentyps.

Im Erkundungsgebiet setzt sich der Kupferschiefer aus feilaminieren Ton- und Mergel-Gesteinen zusammen. Er läßt sich lagenweise nach Ritzhärte und Strichmehlfarbe in fünf Zonen ($\alpha - \epsilon$) gliedern. Die Zonen unterscheiden sich jeweils durch ihr Karbonat-Tonmineralverhältnis, wobei die Karbonate überwiegend dolomitisch ausgebildet sind. Auch im Detritusgehalt sind Unterschiede erkennbar.

Ein direkter Vergleich mit dem Aufbau des Kupferschieferflözes im Vor-Harz (Mansfeld-Eisleben-Sangerhausen) ist nur eingeschränkt möglich, da die dortige Gliederung in Feine Lette, Grobe Lette, Kammschale, Schieferkopf und Schwarze Berge nicht ohne weiteres übertragbar ist.

3.1 Vererzung und Rote Fäule

Der hohe Gehalt an organischer Substanz im ehemaligen Faulschlamm erzeugte ein stark reduzierendes Milieu, wodurch die Fixierung von Schwermetallen, vor allem als Sulfide, stark begünstigt wurde. Trotzdem sind die primären (syngenetischen) Metallanreicherungen im späteren Kupferschiefer meistens gering und deshalb kaum montangeologisch relevant.

Die teilweise enormen Metallanreicherungen im Kupferschiefer und an der Zechsteinbasis insgesamt müssen deshalb mit späteren geologischen Ereignissen in Verbindung gebracht werden. Sie dürften kaum auf nur einen Lagerstätten-

tenbildenden Vorgang zurückzuführen sein. Wahrscheinlicher ist, dass die Anreicherung in mehreren zeitlich getrennten Etappen erfolgte, die jeweils durch verstärkte tektonische Aktivität gekennzeichnet waren. Radiometrische Altersbestimmungen (BECHTEL et al. 1999) deuten dafür einen Zeitraum zwischen Keuper und Tertiär an.

Von großer Bedeutung für die Metallanreicherung und Lagerstättenbildung ist die Eigenschaft des Kupferschiefers, sowohl eine physikalische als auch eine geochemische Barriere darzustellen. Ein Grund dafür ist in seiner Feinkörnigkeit und seinem Gehalt an Tonmineralen zu suchen. Beide Eigenschaften bewirkten seine weitgehende Wasserundurchlässigkeit. Als Gestein von flözartiger Verbreitung stellte er somit einen natürlichen StauhORIZONT für aufsteigende metallreiche Tiefenwässer dar. Diese Tiefenwässer dürften „Na-Ca-Cl-brines“ repräsentieren, die sich aus frei gewordenen Kompaktionswässern des norddeutschen Molassebeckens und „basement-brines“ zusammensetzten und dabei ihre Metallfracht in die Schichten des basalen Zechsteins brachten (RENTZSCH et al. 1976, BORG 1991, RENTZSCH & FRIEDRICH 2003). Kupfer-Hauptlieferant sind wahrscheinlich die bis über 1 000 m mächtigen andesitischen Vulkanite im Untergrund der Norddeutsch-Polnischen Senke gewesen.

Die Migration der Erz bringenden „brines“ ging hauptsächlich von regionalen Bruchzonen des Variszikums und Spätvariszikums aus und dehnte sich oft über die Sandsteine des obersten Rotliegend (Grauliegendes, Weißliegendes) und den Kupferschiefer bis in den Zechsteinkalk (Ca1) aus.

Die Verteilung der Erzminerale im Kupferschieferflöz bzw. im gesamten basalen Zechstein des Vor-Harz und in Südbrandenburg ist jedoch inhomogen. Die Gehalte liegen fast immer $\ll 1\%$. Deutliche Kupferanreicherungen an der Zechsteinbasis werden in hohem Maße durch die Rote Fäule, einen Faziesbereich mit oxidierenden Bedingungen, kontrolliert. Rote Fäule liegt dann vor, wenn im Kupferschiefer sowie seinem Hangenden (Zechsteinkalk bis basalen Werra-Anhydrit) als auch dem unmittelbar Liegenden (Zechsteinkonglomerat, Grauliegend- und Weißliegend-Sandsteine) Hämatit (Fe_2O_3) beständig ist. Daneben können in graugrünen Gesteinspartien auch Chlorit sowie chloritisierter Biotit stark angereichert auftreten.

In den Gebieten mit Rote Fäule-Fazies wurden stets Schwellenzonen („Sandbarren“) nachgewiesen. Am Rande dieser Gebiete tritt eine Eh-pH-gesteuerte sehr charakteristische horizontale und vertikale Zonenfolge der Erzmineralverteilung auf. Vereinfacht betrachtet liegt am Rande der diagonal durch die Schichtenfolge setzenden Roten Fäule ein Saum mit Kupferanreicherungen, der mit einem darauf folgenden Bleianreicherungssaum überlappt, um dann in eine Zone mit Blei-Zink-Vormacht überzugehen.

Für die Erkundung der Kupferanreicherungen ist daher eine umfassende Kenntnis des jeweiligen Verlaufs und der Ausbildung der Roten Fäule-Fazies von entscheidender Bedeutung. Ähnliches gilt für Blei- und Zink-Anreicherungen. Die Rote Fäule stellt daher ein wichtiges Erkundungskriterium im Kupferschieferbergbau dar (EISENTRAUT & KAUTZSCH 1954, DETTE 1965).

Tab. 1

Wichtige Erzminerale, die in Bohrungen der Lagerstätte Spremberg-Graustein nachgewiesen wurden (RENTZSCH & LANGER 1963; RENTZSCH & KNITZSCHKE 1968).

Tab. 1

Important ore minerals of the deposit Spremberg-Graustein proved by wells (RENTZSCH & LANGER 1963; RENTZSCH & KNITZSCHKE 1968).

Erz-Mineral	bergmännische Bezeichnung	Chemische Zusammensetzung
Chalkosin	Kupferglanz	CuS
Bornit	Buntkupferkies	Cu ₅ FeS ₄
Chalkopyrit	Kupferkies	CuFeS ₂
Neodigenit	-	Cu ₉ S ₅
Covellin	Kupferindigo	etwa Cu ₂ S
Idait	-	Cu ₅ FeS ₆
Tennantit	Arsen-Fahlerz	Cu ₃ AsS _{3,25} (vereinfacht)
gediegenes Silber	-	Ag
Galenit	Bleiglanz	PbS
Sphalerit	Zinkblende	ZnS
Pyrit	Eisenkies	FeS ₂
Markasit	-	FeS ₂

Chalkosin, Bornit und Chalkopyrit vertreten. Die Rote Fäule fällt hier, in den höheren Bereichen des Zechsteinkalks beginnend, bis in den liegenden Sandstein keilförmig ein. Ihre jeweiligen Randbereiche weisen die größten Kupferanreicherungen auf und durchziehen dabei sowohl den hangenden Zechsteinkalk als auch das Kupferschieferflöz und gehen darüber hinaus bis in die liegenden Sandsteine. Der Erzkörper besteht also aus dem Kupferschieferflöz und den vererzten Liegend- und Hangendgesteinen. Im Schnitt durch den Erzkörper in Abbildung 9. wird die Verteilung der Metallgehalte (Cu, Pb, Zn) wiedergegeben. Die Kupfer- und Blei-Vererzungen in den höheren Bereichen des Cal (Zechsteinkalk) werden als nicht zum Erzkörper gehörig definiert, sondern als Außerbilanzvorräte betrachtet (HENNIG et al. 1974, 1981).

Die Erzminerale im Kupferschiefer selbst treten als so genannte Speise (äußerst fein verteilt, Korngröße < 0,1 mm), in epigenetischen Schrumpfrissen und in tektonisch gebildeten Klüften und Rissen auf. Im liegenden Sandstein und Konglomerat sowie im Zechsteinkalk sind sie dagegen oft massig ausgebildet. In den Abbildungen 10 bis 12 werden charakteristische Erz-Typen vorgestellt. Die wichtigsten Erzminerale der Spremberger Lagerstätte sind in Tabelle 1 aufgeführt.

Weiter südlich, hauptsächlich auf sächsischem Gebiet, überwiegen im Bereich der Struktur Mulkwitz Galenit- und Sphalerit-Vererzungen. Der bisherige Kenntnisstand über die Gesamtstruktur weist jedoch erhebliche Lücken auf.

Die Verteilung der Blei- und Zinkerze wird ebenfalls durch den Randbereich der Roten Fäule kontrolliert. Dabei zeigte sich eine deutliche Zonalität der Kupfer-, Blei- und Zinkvererzungen, von NE nach SW aus dem Verbreitungsgebiet des Oberrotliegend auf die oberrotliegendfreie Grundge-

birgshochlage des Lausitzer Blocks gerichtet ist (RENTZSCH & KNITZSCHKE 1968).



Abb. 10

Erzanschliff des Sanderzkörpers im Liegenden der Kupferschiefers. Die Erzminerale sind Chalkopyrit, Bornit und Neodigenit

Fig. 10

Polished section of the sandy ore below the Kupferschiefer, here bornite, chalkopyrite, and neodigenite

4. Erkundungsstand und Vorräte

Die Erzfelder Spremberg und Graustein werden durch eine etwa 2 km breite Grabenstruktur (Türkendorfgaben) voneinander getrennt. Innerhalb dieser Grabenstruktur beträgt die Absenkung der geologischen Schichten 600-800 m.



Abb. 11
Erzanschliff des fein lamellierten Kupferschiefers. Als Erzminerale treten Chalkopyrit und Bornit auf

Fig. 11
Polished section of the fine layered Kupferschiefer with chalcopyrite and bornite

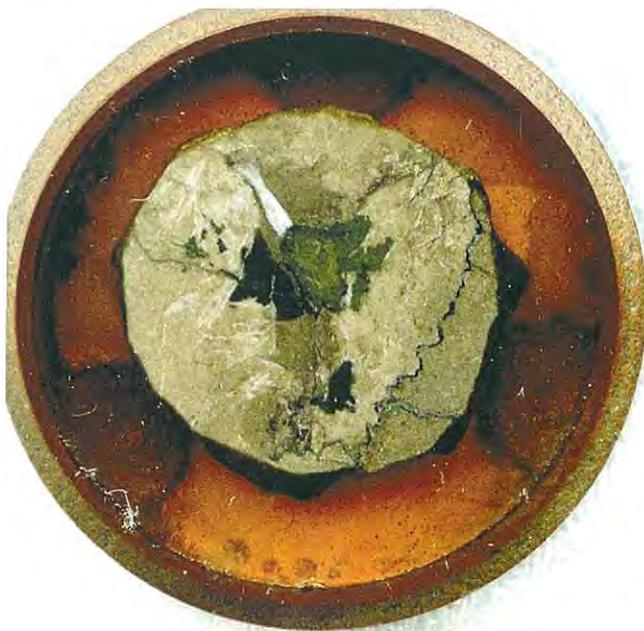


Abb. 12
Erzanschliff aus dem Zechsteinkalk im Hangenden des Kupferschiefers. Die Erzminerale sind Chalkopyrit, Bornit und Neodigenit

Fig. 12
Polished section of Zechsteinkalk above the Kupferschiefer, here with chalcopyrite, bornite, and neodigenite

Die Teufenlage der Lagerstätte-Abbaufelder bewegt sich zwischen 800 und 1 500 m. Sicher ist, dass die Lagerstät-

te Spremberg-Graustein eine Buntmetall-Lagerstätte darstellt, die neben Kupfer auch eine Gewinnung von Blei, Zink, Silber und einer Reihe seltener Metalle ermöglichen würde.

Wie die Abbildung 9 schematisch zeigt, ändert sich mit dem Abstand zur Rote Fäule-Zone die Anreicherung dieser Metalle in charakteristischer Weise, indem die Kupferanreicherungen zuerst im Hangenderz (Ca 1/Zechsteinkalk) auftreten, dann im Kupferschieferflöz ihre Hauptverbreitung finden und schließlich in das Liegenderz (Grauliegend-Sandsteine) wechseln. Der für den Kupferschieferlagerstättentyp sehr mächtige Gesamterzkörper ist in Abbildung 13 dargestellt. Die Erzmächtigkeit in beiden Teilfeldern ist jedoch unterschiedlich. Sie liegt im Feld Spremberg zwischen 0,5 und 3,8 m und im Feld Graustein zwischen 0,8 und 8,2 m.

Die Fläche der Lagerstätte Spremberg-Graustein beträgt etwa 22,5 Mio m². Sie führt damit auf einer Fläche, die halb so groß ist wie die der Sangerhäuser Lagerstätte (1970 noch 47,2 Mio m²) einen etwa doppelt so hohen Kupferinhalt (STAMMBERGER in HENNIG et al. 1974).

In Tabelle 2 werden die Kupfer-Vorratsmengen sowie die Vorräte an Begleiterzen aufgeführt, die in beiden Erzfeldern nachgewiesen bzw. berechnet worden sind.

Die ausgewiesenen Vorräte stellen Mindestmengen dar, die erkundet wurden, um in der DDR eine wirtschaftliche Berechtigung für die Gewinnung nachzuweisen. Die Kennziffern gelten als sicher, wobei jedoch von Vorratsverlusten (Sicherheitspfeiler, Restmengen, Abbauverluste usw.) auszugehen ist. Sie könnten bis zu 20% betragen.

Nach HENNIG et al. (1974) sollte die durchaus mögliche Erweiterung der Vorratslage bergmännischer Erkundung vorbehalten bleiben. Perspektive Gebiete des Feldes Spremberg liegen im Nordwesten in Richtung der Ortslage Groß Buckow, wo die Bohrung Cu Sp 105/62 am Rande des Feldes mit > 34 kg/t Cu in einer Kupferschiefer-Reicherz-Fazies steht. Auch der hangende Zechsteinkalk führt Cu-Gehalte zwischen 10 und 16 kg/t. Dagegen ist das Liegende S1/K 1 als nicht abbauwürdig einzustufen. Auch beim Feld Graustein bestehen nach Südosten und Südwesten Erweiterungsmöglichkeiten (Bohrung Cu Sp 84/60 und Bohrung Cu Sp 23/59).

Insgesamt ist noch unklar, ob eine wesentliche Erweiterung der berechneten Erzvorräte nur im Streichen des Kupfersaums (also in der Längserstreckung der Felder), oder in gewissem Umfang auch quer zu dieser Richtung zu erwarten ist. Diese Unsicherheiten zeigen sich z. B. an Hand der Bohrungen Cu Sp H10/71 und Cu Sp H11/71, die zur Erkundung des Standorts für den Hauptschacht vorgesehen waren und eine reiche Kupfer-Vererzung aufweisen. Sie liegt außerhalb des erkundeten Lagerstättenbereichs in südöstlicher Richtung, einer Zone in der nach den bisherigen Vorstellungen Blei und Zink gegenüber Kupfer eine Vormacht bilden sollten.

Die dargelegten lagerstättengeologischen Verhältnisse in Abbildung 15 ermöglichen (um den Preis einer „Metallgehaltsverdünnung“) den Abbau wesentlich mächtigerer

Tab. 2 Die nachgewiesenen Vorräte an Kupfer- und Begleiterzen der Lagerstätte Spremberg-Graustein (HENNIG et al. 1974)

Tab. 2 Proved reserves of copper, lead, zinc, and silver of the deposit Spremberg-Graustein (HENNIG et al. 1974)

Erztyp	Baufeld	Erzmenge (1000 t)	Anteil (%)	Cu-Gehalt (kg/t)	Cu-Inhalt (1000 t)	Anteil (%)
Hangenderz	Feld Graustein	15 600		10,50	164,0	
	Feld Spremberg	17 900		9,83	176,0	
	Gesamtlagerstätte	33 500	34,4	10,1	340,0	22,9
Flözerz	Feld Graustein	14 700		25,1	369,0	
	Feld Spremberg	16 500		18,80	311,0	
	Gesamtlagerstätte	31 200	31,9	21,80	680,0	45,7
Liegenderz	Feld Graustein	23 300		14,30	334,0	
	Feld Spremberg	9 700		13,60	132,0	
	Gesamtlagerstätte	33 000	33,7	14,10	466,0	31,4
Kupfervorräte		97 700	100,0	15,30	1486,0	100,0
Begleiterze (t)		Blei 161 000		Zink 81 800		Silber 2 680

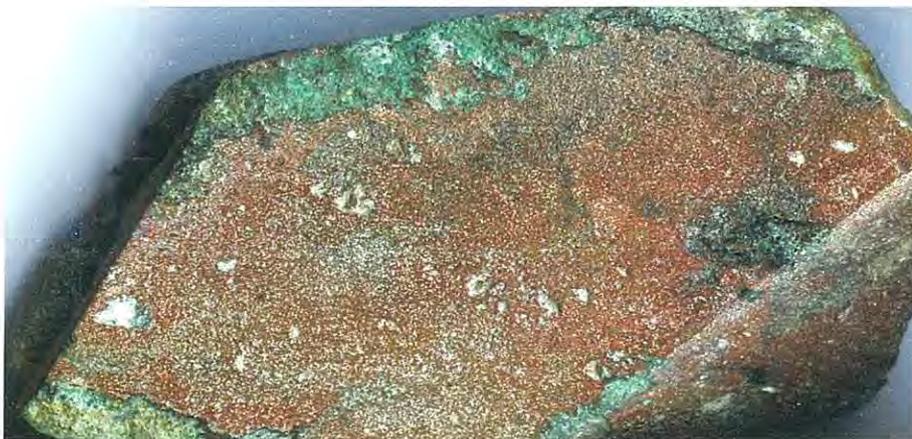


Abb. 13 „Rohstein“: Flözerz-Liegenderz-Konzentrat

Fig. 13 Copper matte: originated from seam ore-base ore concentrate



Abb. 14 „Rohstein“: Flözerz-Hangenderz-Konzentrat

Fig. 14 Copper matte: originated from seam ore-top ore concentrate

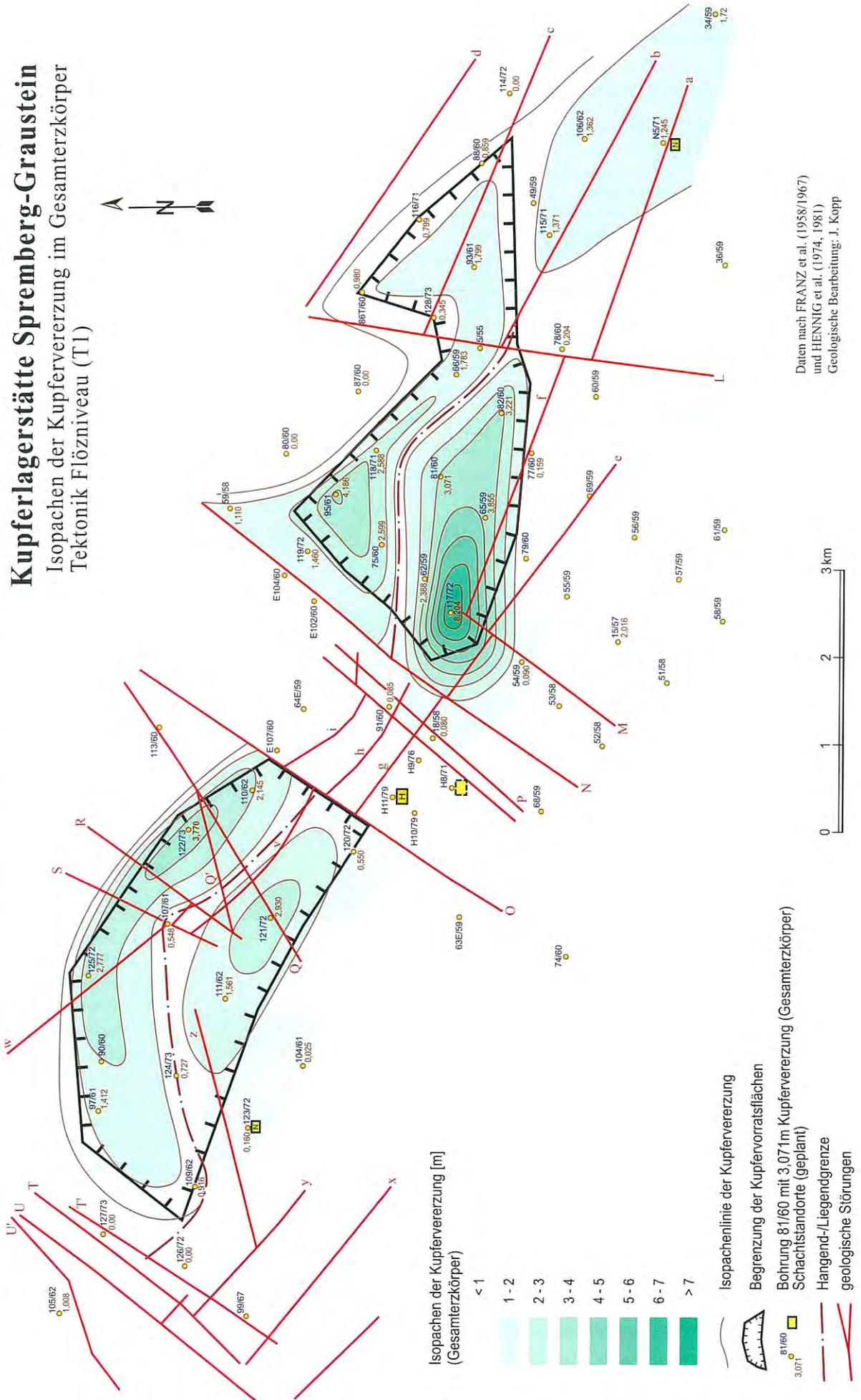
Erzkörper als im Sangerhäuser Revier und damit (bei herkömmlicher Gewinnungstechnologie) einen sehr hohen Mechanisierungsgrad.

Aus montangeologischer Sicht ist für den Bereich der Hangenderz-Flözvererzung (Mächtigkeiten > 2,5 m) ein Strebbau sinnvoll und für die Flöz-Liegendvererzung ein Kammerpfeilerbau. Entsprechend modernen und verschärften Sicherheits- und Umweltschutzanforderungen müssten beide Verfahren schwebend und als Rückbau erfolgen.

Auch moderne Laugungsverfahren sind denkbar.

Die niedergebrachten Erkundungsbohrungen lieferten aus der Lagerstätte ausreichend Erzmengen, um in Polen, wo große Erfahrungen mit sehr ähnlichen Kupfererzen vorliegen, Verhüttungsuntersuchungen vornehmen zu können. Nach einer Flotationsbehandlung im Instytut Metali Nieżelaznych in Gliwice wurden Erzkonzentrate sowohl aus dem Kupferschieferflöz als auch aus dem Liegenden und Hangenden hergestellt (Gemisch Flözerz-Hangenderz und Ge-

Abb. 15 Der Gesamterzkörper in den balancierten Erzfeldern Spremberg und Graustein. Die Mächtigkeit des Erzkörpers im Feld Graustein beträgt bis zu 8 m.
 Fig. 15 Thickness of the total-ore-body in the balanced ore fields Spremberg and Graustein. The Thickness of up to 8 m in the Graustein-field is remarkable.



misch Flözerz-Liegenderz). Diese Konzentrate konnten in der Kupferhütte Legnica pyrometallurgisch behandelt werden. In den Abbildungen 13 und 14 sind kupferreiche „Rohstein“-Proben des erfolgreich verlaufenen Verhüttungsprozesses dargestellt.

Zusammenfassung

Die polymetallische Kupferschieferlagerstätte Spremberg-Graustein ist nördlich und östlich von Spremberg gelegen und Teil der paläozoischen Struktur Mulkwitz. Der mittels Bohrungen aufgeschlossene Kupferschiefer stellt einen Schwarzschiefer dar und repräsentiert das erste durchgehend marine Sediment an der Basis des Zechsteins. Sein Erze befindet sich zwischen den Redbed-Sedimenten des Rotliegend und des Zechsteinkalks. Sie stellen in der Reduktionszone schwarzgraue Gesteine dar, die reich an organischem Material und sulfidischen Erzen sind. In der Oxidationszone (Rote Fäule-Zone) sind diese Gesteine durch Eisenoxide rötlich gefärbt und an organischem Material sowie Schwermetallen verarmt. In der Übergangszone zwischen beiden Faziesbereichen kommen beide Typen horizontal und vertikal nebeneinander vor.

Anreicherungen mit überwiegend Kupfer und Silber sind an einen 1-2,5 km breiten Saum südlich der Rote-Fäule-Zone gebunden. Auf diese Weise stellt die Rote-Fäule Fazies ein brauchbares Kriterium zur Erkundung von Kupfer, Blei, Zink, Silber und anderen Wertmetallen dar. An der Zechstein-Basis wurde zwischen 1953 und 1980 die Kupfererzlagerstätte Spremberg-Graustein erkundet. Sie besteht aus dem stratiformen Kupferschiefer, dem darüber liegenden Zechsteinkalk und dem vererzten Grauliegend-Sandsteinen. Die Mächtigkeit des Gesamterzkörpers im bilanzierten Lagerstättenbereich beträgt bis zu 8 m und beinhaltet etwa 1,5 Mio t. Kupfer.

Die steigenden Weltmarktpreise für Kupfer, Blei und Zink zwingen zum Umdenken in der langfristigen Rohstoff-sicherung für die deutsche Wirtschaft. Das brandenburgische Polymetall-Potenzial ermutigt zu diesem Schritt.

Summary

The polymetallic Kupferschiefer-deposit Spremberg-Graustein is situated in South Brandenburg, northern and eastern of the city of Spremberg and represent a part of the paleozoic anticline Mulkwitz. The Kupferschiefer was explored by drillings. It is a black shale, representing the lowermost unit of the marine Upper Permian Zechstein Group. Its ore series between the Rotliegend redbeds and the Zechsteinkalk are developed as dark-grey organic matter-rich and metal sulphide-containing deposits in a reduced zone or as red-stained organic matter- and heavy metal-depleted and iron-bearing sediments in the oxidized zone of the Rote Fäule. The transition zone from oxidized to reduced rocks occurs in both types vertically and horizontally.

The enrichment of copper and silver occurs in the south of this zone in a seam of a broadness between 1,0-2,5 km. By this means the Rote Fäule represents a guide to favour-

able areas for exploration of Cu, Pb, Zn and Ag and other noble metals. The copper ore-deposit Spremberg-Graustein at the Zechstein base have been explored between 1953 and 1980. It consists of the stratiform Kupferschiefer, of the top ore (Zechsteinkalk) and of a base ore (Grauliegend-sandstones). The thickness of the total-ore body in the balanced ore fields Spremberg and Graustein is up to 8 meters and copper-concentration comprised 1,5 million tons.

The increasing global market prices of Cu, Pb, Zn, and Ag force to rethinking the longtime protection of raw materials for the German economy. The polymetallic potential of Brandenburg encourages in this step.

Danksagung

Für die Unterstützung bei der Archiveinsicht sind wir den Mitarbeitern des Mansfeld-Archivs in Eisleben und der Geologischen Archive im Landesamt für Umwelt und Geologie Sachsen, in Freiberg, zu großem Dank verpflichtet.

Herr Mehlau zeichnete die teilweise komplizierten geologischen Karten nach neueren Gesichtspunkten um und Frau Andreae und Herr Dr. Thieke übernahmen die zeitaufwendige und mühsame Manuskriptumsetzung.

Allen danken wir ganz herzlich.

Literatur

- BECHTEL, A., ELLIOTT, W., WAMPLER, J. M. & S. OSZCZEPALSKI (1999): Clay mineralogy, cristallinity, and K-Ar-ages of illites within the Polish Zechstein Basin: Implications for the age of Kupferschiefer mineralization. - *Econ. Geol.* **34**, S. 261-272, Berlin
- BECHTEL, A., GRAZER, R., PÜTTMANN, W. & S. OSZCZEPALSKI (2000): Geochemical and isotopic composition of organic matter in the Kupferschiefer of the Polish Zechstein basin: relation to maturity and base metal mineralization. - *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)* **89**, S. 72-89, Berlin
- BORG, G. (2002): Sauberes Zinkerz aus der Wüste: Ein neues Konzept zur nachhaltigen Rohstoffnutzung. - *Wissenschafts Journal der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg*, 1/02, S. 7-8, Halle
- BORG, G. (1991): The significance of Rotliegend volcanics for the metal provinces of the Kupferschiefer Basin. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. 4*, S. 929-943, Stuttgart
- CISSARZ, A., GREBE, W.-H., KRUSZONA, M. & H. SCHMIDT (1972): Kupfer. - *Bundesanstalt für Bodenforschung*, 156 S., Hannover
- DETTE, K. (1965): Kenntnisstand der Roten Fäule, Freiberg. *Forschh. C* **193**, S. 227-246, Leipzig
- FRANZ, R. (1965): Metallfazies und Rote Fäule im Unteren Zechstein bei Spremberg-Weißwasser, Freiberg. *Forschh. C* **193**, S. 41-54, Leipzig
- EISENTRAUT, O. (1939): Der Niederschlesische Zechstein und seine Kupferlagerstätte, *Arch. Lagerst.-Forsch. N. F.* **71**, S. 1-116, Berlin

- EISENTRAUT, O. & E. KAUTZSCH: (1954): Handbuch für den Kupferschieferbergbau. - 334 S., Fachbuchverlag Leipzig
- FRANZ, R. & D. RUSITZKA (1963): Geologische Ergebnisse der Erkundungsarbeiten auf Kupferschiefer im Raum Spremberg-Weißwasser. - Z. f. Angew. Geol. **9**, 4, S. 169-176, Berlin
- HENNIG, D. & AUTORENKOLLEKTIV (1981): Ergebnisbericht Kupfer Spremberg - Schachterkundung (Doppelschachtenanlage), 1979-1981. - Bericht des VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle, Betriebsteil Stendal, 164 S., Halle (unveröff.)
- HENNIG, D. & AUTORENKOLLEKTIV (1974): Ergebnisbericht über die Erkundung der Kupferlagerstätte Spremberg-Graustein von 1970-1974. - Bericht des VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle, Betriebsteil Freiberg, 364 S., Freiberg (unveröff.)
- HERRMANN, S. & J. KOPP (2005): Sedimentfazies und Ablagerungsmodell des Rotliegend-Zechstein-Übergangs in Südbrandenburg, Freiberg. *Forschh. C* **507** S. 91-107, Freiberg
- HERRMANN, S. (2004): Kartierung der Rotliegend-Zechstein-Grenzzonen in Südbrandenburg. - Diplom-Kartierung, Inst. f. Geol. u. Paläont., TU Bergakademie Freiberg, (unveröff.)
- KÖLBEL, F. (1958a): Zur Stratigraphie und Erzführung des Zechstein 1 (Werra-Serie) in Südbrandenburg und in der Subsudetischen Zone. - Z. f. Angew. Geol. **4**, 11, S. 504-508, Berlin
- KÖLBEL, F. (1958b): Das Prätertiär der Struktur Mulkwitz bei Spremberg nordöstlich des Lausitzer Hauptabbruchs. - *Geologie, Bubnow-Festschrift* **7**, 3-6, S. 676-681, Berlin
- KOPP, J. & S. HERRMANN (2007): Paläogeographie des Rotliegendreliefs und Mächtigkeitentwicklung des basalen Zechsteins in Südbrandenburg (in Vorb.)
- KULICK, J. & J. PAUL (1987): Internationales Symposium Zechstein vom 28.04.-02.05.1987, Exkursionsführer I und II, 1-173 und 1-310, Kassel-Hannover
- OSZCZEPALSKI, S. (1999): Origin of the Kupferschiefer polymetallic mineralization in Poland. - *Mineralium Deposita*, **34**, S. 599-613, Berlin
- PAUL, J. (2006): Der Kupferschiefer: Lithologie, Stratigraphie, Fazies und Metallogenese eines Schwarzschiefers. - *Z. dt. Ges. Geowiss.* **157/1**, S. 57-76, Stuttgart
- RENTZSCH, J. (1965): Fazielle Gesetzmäßigkeiten beim Auftreten der Roten Fäule, Freiberg. *Forschh. C* **193**, 100-106, Leipzig
- RENTZSCH, J. & G. FRIEDRICH (2003): Zur Herkunft der Metalle der Kupferschiefervererzung in Deutschland. - *Hall. Jb. f. Geowiss. B* **25**, S. 1-20, Halle
- RENTZSCH, J. & H. J. FRANZKE (1997): Die laterale Verbreitung der Erzmineralisationen im deutschen Kupferschiefer. - *Z. geol. Wiss.* **25**, 1/2, S. 141-149, Berlin
- RENTZSCH, J. & H. J. FRANZKE (1997): Regional Tectonic Control of the Kupferschiefer Mineralization in Central Europe. - *Z. geol. Wiss.* **25**, 1/2, S. 121-139, Berlin
- RENTZSCH, G., SCHIRMER, B., RÖLLIG, G. & G. TISCHENDORF (1976): On the metal source of non-ferrous mineralization in the Zechstein basement (Kupferschiefer type). - In: J. FEDAK: *The current Metallogenetic Problems of Central Europe*. - pp 171-188, Geol. Inst. of Poland, Publishing House Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa
- RENTZSCH, J. & G. KNITZSCHKE (1968): Die Erzmineralisationen des Kupferschiefers und ihre regionale Verbreitung. - *Freiberg. Forschh. C* **231**, S. 189-211, Leipzig
- RENTZSCH, J. & M. LANGER (1963): Fazielle Probleme des Kupferschiefers von Spremberg-Weißwasser. - *Z. f. Angewandte Geologie* **4**, 9, S. 507-513, Berlin
- SIEGERT, C. (1963): Das Liegende des Kupferschiefers im Raum Spremberg-Weißwasser. - *Z. f. Angew. Geol.* **9**, 11, S. 226-230, Berlin
- SIEGERT, C., TZSCHORN, G. & G. WINKLER (1963): Die feinstratigraphische Gliederung des Kupferschiefers im Raum Spremberg-Weißwasser. - *Z. f. Angew. Geol.* **9**, 11, S. 561-568, Berlin
- STROHMENGER, C., VOIGT, E. & J. ZIMDARS (1996): Sequence stratigraphy and cyclic development of Basal Zechstein carbonate-evaporite with emphasis on Zechstein 2 off-platform carbonates (Upper Permian, Northeast Germany. - *Sed. Geol.* **102**, S. 33-54, Amsterdam
- WEINBERG, E. (2005): Kupfer: Das Ende eines mittelfristigen Zyklus. - Internet-Veröffentlichung der Deutschen Zentral-Genossenschaftsbank (DZ-Bank), Frankfurt/Main

Anschrift der Autoren:
 Dr. Jürgen Kopp
 Dipl.-Geol. Andreas Simon
 Dipl.-Geol. Michael Göthel
 Landesamt für Bergbau, Geologie
 und Rohstoffe
 Bereich Geologie
 Stahnsdorfer Damm 77
 14532 Kleinmachnow

Mitteilung aus dem Landesamt No. 209

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	13 (2006), 1/2	S. 133-154	6 Abb., 2 Tab., 2 Taf., 42 Lit.
------------------------------	--------------	----------------	------------	---------------------------------

Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse einer quasi vollständigen weichselzeitlichen Schichtenfolge im Bereich des Deponiestandorts Grimmen (Mecklenburg-Vorpommern)

Stratigraphy and bedding conditions of a nearly complete Weichselian sequence in the area of the dumpsite Grimmen (Mecklenburg-Vorpommern)

HANS-DIETER KRIENKE, JAQUELINE STRAHL, ANNETTE KOSSLER & HANS ULRICH THIEKE

Herrn Diplom-Geologen Ulrich Müller (LUNG Güstrow) zum 65. Geburtstag gewidmet

1. Einleitung

Vermoorte Senken waren bisher selten Objekte intensiver Erkundung ihres Untergrunds, da sie in der Regel von geringer wirtschaftlicher Bedeutung sind. Im vorliegenden Fall

handelt es sich jedoch um eine Deponie, welche die Stadt Grimmen seit 1968 in einer solchen Senke betreibt (Abb. 1 u. 2). Um eine Kontaminationsgefährdung des abgedeckten Grundwasserleiters (GWL) zu überprüfen, die die Genehmigung des Weiterbetriebs der Deponie in Frage gestellt hätte, wurde ihr Untergrund zwischen 1990 und 1996 durch eine Reihe von Bohrungen, darunter auch Kernbohrungen, erkundet.

Die etwa 500 m lange und 300 m breite Senke befindet sich ca. 1 km östlich der Stadt Grimmen in der Grundmoränenlandschaft des jüngsten Gletschervorstoßes der Weichsel-Vereisung, des Mecklenburger Vorstoßes (W3). Die Senke ist Teil einer sich unregelmäßig SE-NW erstreckenden flachen und nur teilweise vermoorten Geländerinne, die nach ca. 600 m in eine WSW-ENE verlaufende Niederung mündet. Diese vom Schwedengraben durchflossene Niederung, eine östliche Verlängerung des Trebel-Tals, verbreitert sich hier zu den Salzwiesen (Abb. 2). Rinne und Niederung zeich-

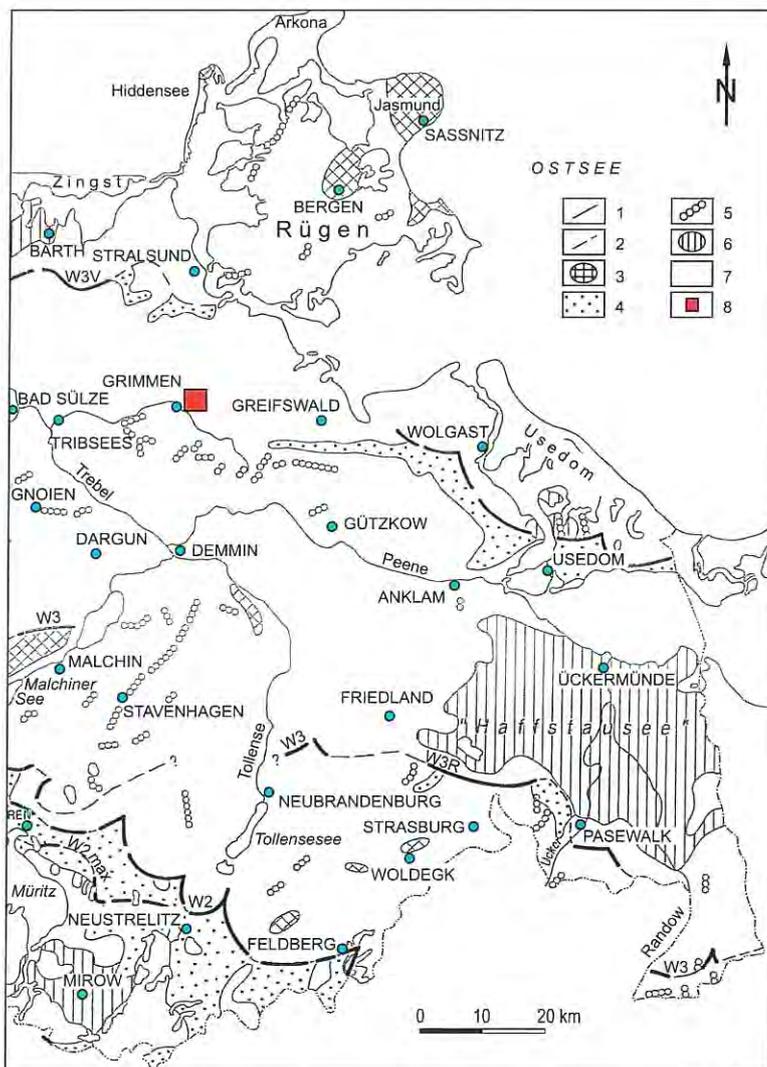


Abb. 1
Geologische Übersichtskarte mit Lage des Untersuchungsgebiets

1 – Eisrandlagen; 2 – desgl., wahrscheinlicher Verlauf; 3 – auffällige morphologische Vollformen (raises); 4 – outwash plain; 5 – eskar; 6 – basin; 7 – Grundmoräne; 8 – Lage des Untersuchungsgebiets

Fig. 1
Geological survey map with location of the studied area

1 – limits of ice sheets; 2 – the same, probable course; 3 – distinct morphological elevations (raises); 4 – outwash plain; 5 – eskar; 6 – basin; 7 – ground moraine; 8 – location of the studied area

nen heute das ehemalige Spaltensystem des W3-Gletschers nach. Ein durch die Geländerinne in den Schwedengraben fließender Entwässerungsgraben flankiert den Westrand der Senke. Ihm fließt ein ringförmig um den östlichen Teil der Senke angelegter Graben an ihrer Nordspitze zu. Die Nutzung der Senke als Müllablageplatz wurde 1969 genehmigt. Bis 1990 hatte die Deponie bereits den größten Teil der Senke überdeckt, wobei die Sickerwässer über das beschriebene Grabensystem unter Ausnutzung des Verdünnungseffekts in die Niederung abgeleitet wurden. Erst 1990, kurz vor der vollständigen Überdeckung der Senke, wurde ihr Untergrund im noch freien nördlichen Bereich durch zwei Rammkernsondierungen erkundet. Die Sondierungen erbrachten eine bis 3,5 m mächtige Torf-Mudde-Sand-Folge über Geschiebemergel. Nach einigen Spülbohrungen

wassers im abgedeckten GWL feststellbar war, wurde der Weiterbetrieb der Deponie nach TA Siedlungsabfall durch das STAUN Stralsund bis 1995 genehmigt. Mit dem Antrag auf Weiterbetrieb wurde für eine detaillierte Gefährdungsabschätzung in den Jahren 1995 und 1996 ein verdichtetes Kernbohrprogramm durchgeführt, das durch Rammkernsondierungen ergänzt wurde. Zur Begutachtung der geologisch-hydrogeologischen Situation wurde das Geologische Landesamt, heute der Geologische Dienst im Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, hinzugezogen.

Die ringförmig um die Deponie im Randbereich der Senke angeordneten 14 Kernbohrungen und ca. 50 Rammkernsondierungen erbrachten bis in etwa 28 m Tiefe ein aussagefähiges Bild der quartären Schichtenfolge und ihrer

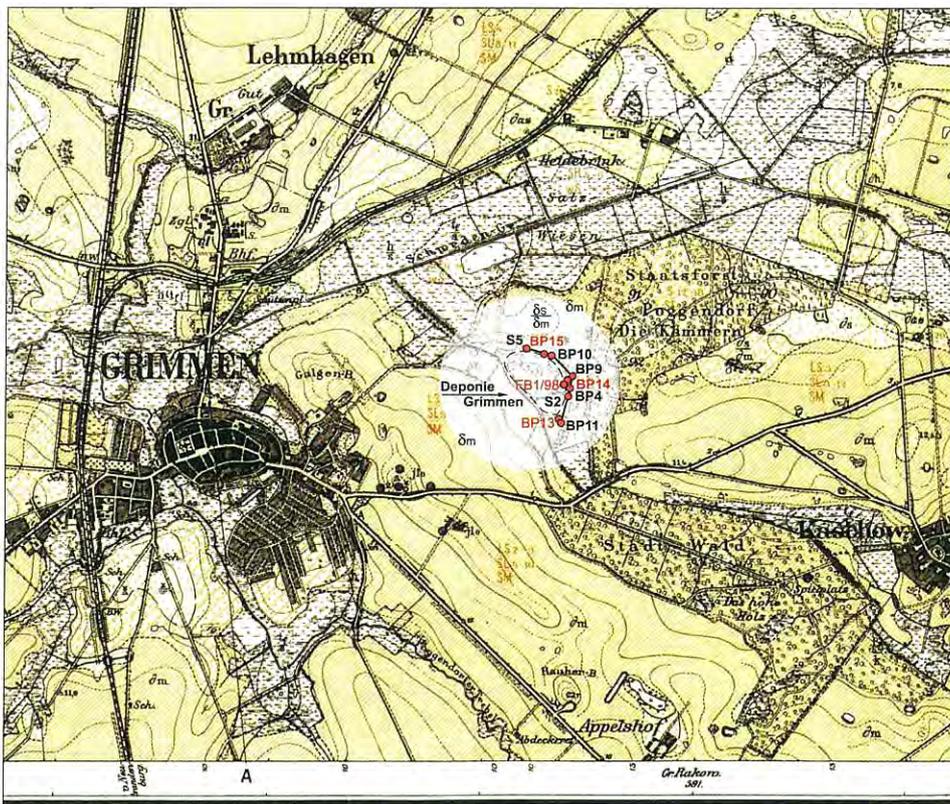


Abb. 2
Geologische Übersicht des Untersuchungsgebiets einschließlich Lage der Deponie Grimmen und der wichtigsten dort niedergebrachten Bohrungen nebst Schnittverlauf Abb. 3 (Ausschnitt aus der GK 25, Blatt 1844, Grimmen, untersuchte Bohrungen in Rot)

Fig. 2
Geological overview of the studied area showing the locality of the dumpsite Grimmen, the most important drill holes and the position of the geological transect in fig. 3 (section of the geological map 1 : 25 000, sheet 1844, Grimmen, red = investigated boreholes)

folgten seit 1991 erstmalig Trockenbohrungen, welche nun exakte geologische Aufnahmen und Beprobungen ermöglichten. Da eine ausreichend mächtige Geschiebemergelschicht zwischen dem belasteten oberen und dem abgedeckten GWL erbohrt und keine Beeinträchtigung des Grund-

Lagerungsverhältnisse (repräsentativer Schichtenschnitt Abb. 3). Unsicher blieb der zentrale, inzwischen von einem durchschnittlich 6 m mächtigen Deponiekörper überdeckte Bereich der Senke. Eine mit den Bohrungen BP 9 und BP 14 (Abb. 2-4) am östlichen Senkenrand angetroffene, tiefe spät- bis postglaziale Depression wird zwar auch von Geschiebemergel unterlagert, deutete aber die Möglichkeit von Schwachstellen in diesem Horizont an. Die Entscheidung für den genehmigten Weiterbetrieb der Deponie wurde durch einen Dauerpumpversuch herbeigeführt. Hier wurde keine hydraulische Verbindung zwischen oberem unbedecktem und unterem abgedecktem GWL festgestellt. Um die Deponie wurde das Grabensystem zu einem Ringgraben ausgebaut, der die Deponiesickerwässer fasst und einer Aufbereitung zuführt.

Der 9 m mächtigen Schichtenfolge über dem jüngsten Geschiebemergel (g qw3¹ in den Schichtenschnitten Abb.

3-4) in der Bohrung BP 14 wurden 13 Proben zur pollenanalytischen Untersuchung entnommen. Im Ergebnis zeigte

¹ Kürzel entsprechend dem Symbolschlüssel Geologie

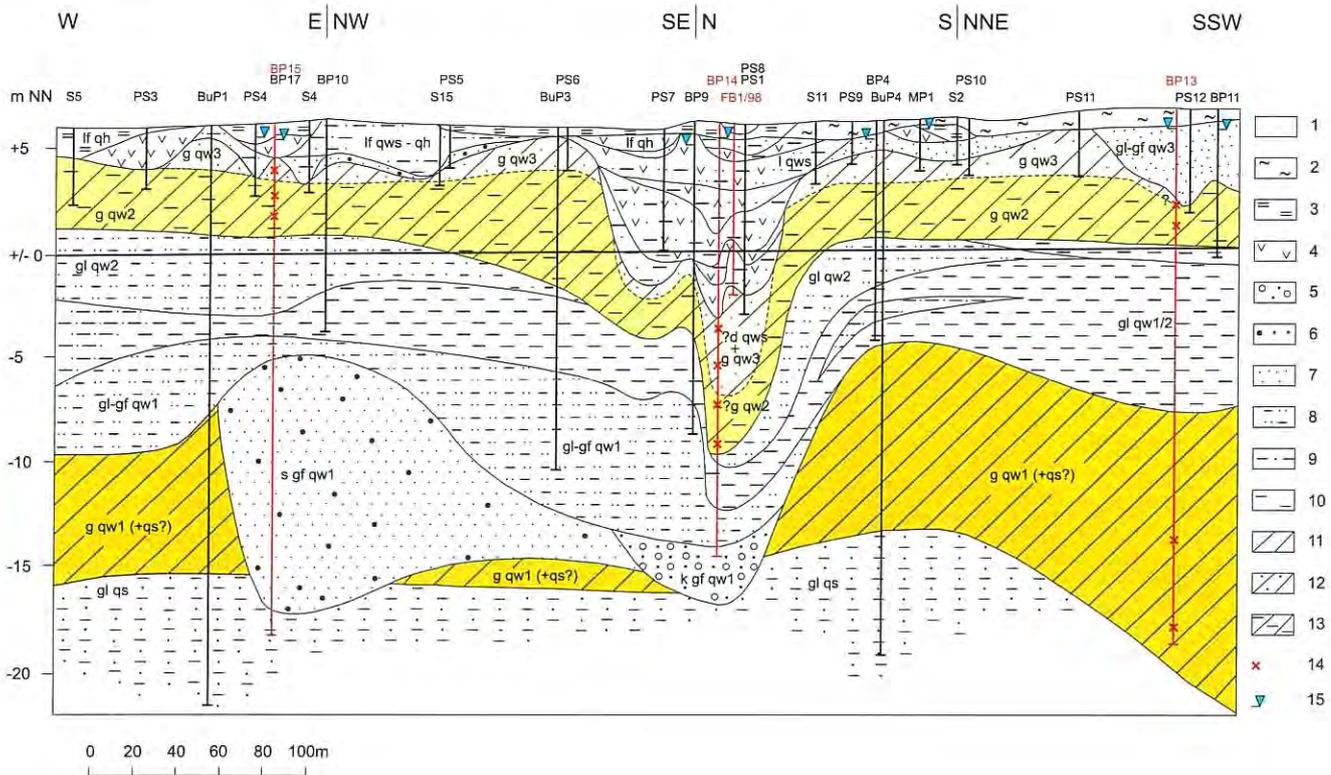


Abb. 3 Geologischer Schichtenschnitt durch den Ostrand der Senke östlich von Grimmen

Lithologie:

1 – Aufschüttung; 2 – Moorerde, wechselnd sandig und schluffig, Mutterboden;
 3 – Niedermoortorf; 4 – Mudde; 5 – Kies, wechselnd sandig, Gerölle; 6 – Fein- bis Grobsand, z. T. kiesig; 7 – Feinsand; 8 – Fein-
 sand, wechselnd schluffig; 9 – Schluff, wechselnd feinsandig; 10 – Schluff, z. T. tonig; 11 – Geschiebelehm, Geschiebemergel; 12
 – desgl., sandig; 13 – desgl., schluffig-tonig; 14 – Kleingeschiebezählung, 15 – Grundwasserstand

Genese/Stratigraphie:

Holozän: A – Aufschüttung; lf qh – limnische bis fluviatile Bildungen
 Weichsel-Spätglazial: l qws – limnische Bildungen; d qws – deluviale Bildungen (Schlammstrom-Ablagerungen)
 Weichsel-Hochglazial: gl-gf qw3 – glazilimnische bis glazifluviatile Nachschüttbildungen des Mecklenburger Vorstoßes W3; g
 qw3 – Grundmoräne W3; g qw2 – Grundmoräne des Pommerschen Stadiums W2; gl qw2 – glazilimnische Vorschüttbildungen W2;
 gl qw1/2 – glazilimnische Bildungen zwischen Brandenburger und Pommerschem Stadium; gl-gf qw1 – glazilimnische bis glaziflu-
 viatile Nachschüttbildungen des Brandenburger Stadiums W1; s/k gf qw1 – sandige bzw. kiesige Nachschüttbildungen W1; g qw1
 – Grundmoräne W1; Saale-Glazial: gl qs – glazilimnische Bildungen der Saale-Kaltzeit S; g qs – Grundmoräne S

Fig. 3 Geological transect through the eastern margin of the depression E of Grimmen

Lithology:

1 – aggradation; 2 – muck, alternate sandy and silty, top soil; 3 – peat; 4 – organic silt; 5 – gravel, alternate sandy, boulders; 6
 – fine up to coarse grained sand, partly gritty; 7 – fine grained sand; 8 – fine grained sand, alternate silty; 9 – silt, alternate fine
 sandy; 10 – silt, partly clayey; 11 – boulder clay; 12 – the same, sandy; 13 – the same, silty-clayey; 14 – pebble analysis, 15 – piezo-
 metric head

Genesis/Stratigraphy:

Holocene: A – aggradation; lf qh – lacustrine up to fluviatile sediments
 Late Weichselian: l qws – lacustrine sediments; d qws – diluvial sediments (turbidites) Weichselian Pleniglacial: gl-gf qw3 – gla-
 cilacustrine up to glaciofluvial sediments accumulated after the Mecklenburg advance W3; g qw3 – ground moraine W3; g qw2
 – ground moraine of the Pommerian advance W2; gl qw2 – glacialacustrine foresets of W2; gl qw1/2 – glacialacustrine sediments bet-
 ween Brandenburg and Pommerian advance; gl-gf qw1 – glacialacustrine up to glaciofluvial sediments accumulated after the Bran-
 denburg advance W1; s/k gf qw1 – sandy respectively gritty grained sediments accumulated after W1; g qw1 – ground moraine W1;
 Saalian: gl qs – glacialacustrine sediments of the Saalian S; g qs – ground moraine S

sich, dass hier ein etwa 8 m mächtiges, annähernd lückenlo-
 ses Weichsel-Spätglazial-Profil erfasst wurde.
 Um eine exakte Aufnahme und detaillierte Probenahme
 der Schichtenfolge zu ermöglichen, wurde im Rahmen ei-

nes weiteren Bohr- und Untersuchungsprogramms des Geo-
 logischen Dienstes Mecklenburg-Vorpommern mit dem
 amtseigenen Bohrergerät 1998 einige Meter neben der Boh-
 rung BP 14 die Forschungsbohrung FB 1/98 niedergebracht

(Mbl. 1844, Grimmen, H 59 98 930,0, R 45 70 180,0, Abb. 2-4). Das in 50 mm-Linern gewonnene Probenmaterial wurde im Kernlager des Geologischen Dienstes in Sternberg grob aufgenommen. Die lithologische Feinaufnahme der Bohrung und die Beprobung für die pollen-, makrorest- und schwermineralanalytischen Untersuchungen erfolgten anschließend im Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe (LBGR) in Kleinmachnow (vgl. Pkt. 4).

zwischen 20 und 30 km breite und etwa West–Ost streichende Grimmener Wall verläuft mit seinem Südrand durch Grimmen. Da hier Lias bzw. Oberkreide unter der quartären Schichtenfolge ausstreichen, sind in der Region Sedimente dieser Formationen nicht nur in zahlreichen Glazialschollen unterschiedlicher Dimensionen (Lias-Ton-Schollen werden unmittelbar nördlich Grimmen abgebaut), sondern auch aufgearbeitet in den Grundmoränen anzutreffen. Zahlreiche oberflächennahe Lias-Schollen unbekannter Mächtigkeit sind durch Altbohrungen auf dem NW–SE verlaufenden Höhenrücken des Galgenbergs zwischen der Stadt und der Geländerinne bekannt.

Die Auswirkungen zeigen sich im Bearbeitungsgebiet an der stärker schluffig-tonig ausgebildeten Grundmoräne des Pommerschen Stadiums (W2, = g qw2 in Abb. 3) durch Aufnahme oberflächennaher bindiger Sedimente und der mit Kreideschollen und älterem Moränenmaterial durchsetzten Grundmoräne des Brandenburger Stadiums [W1, = g qw1(+qs?) in Abb. 3]. Damit waren auch die kleingeschiebestatistischen Untersuchungen, die an Geschiebemergelproben aus drei Bohrungen durchgeführt wurden, in ihrer stratigraphischen Aussagekraft beeinträchtigt (Tab. 1), wobei angemerkt werden muss, dass im östlichen Vorpommern die Anwendbarkeit der TGL 25232 für die Einstufung von Weichsel-Moränen durch den hier verbreitet geringen Anteil an paläozoischen Schiefen deutlich eingeschränkt ist. Aus diesem Grund mussten lithologische Unterschiede und überregionale Vergleiche zur stratigraphischen Zuordnung der hier angetroffenen drei Grundmoränen herangezogen werden.

Dargestellt und beschrieben wird die erkundete geologische Situation anhand des Schichtenschnitts in Abbildung 3, der annähernd ringförmig um den östlichen Rand der Senke verläuft und die quartäre Schichtenfolge in diesem Bereich bis in etwa 28 m Tiefe abbildet.

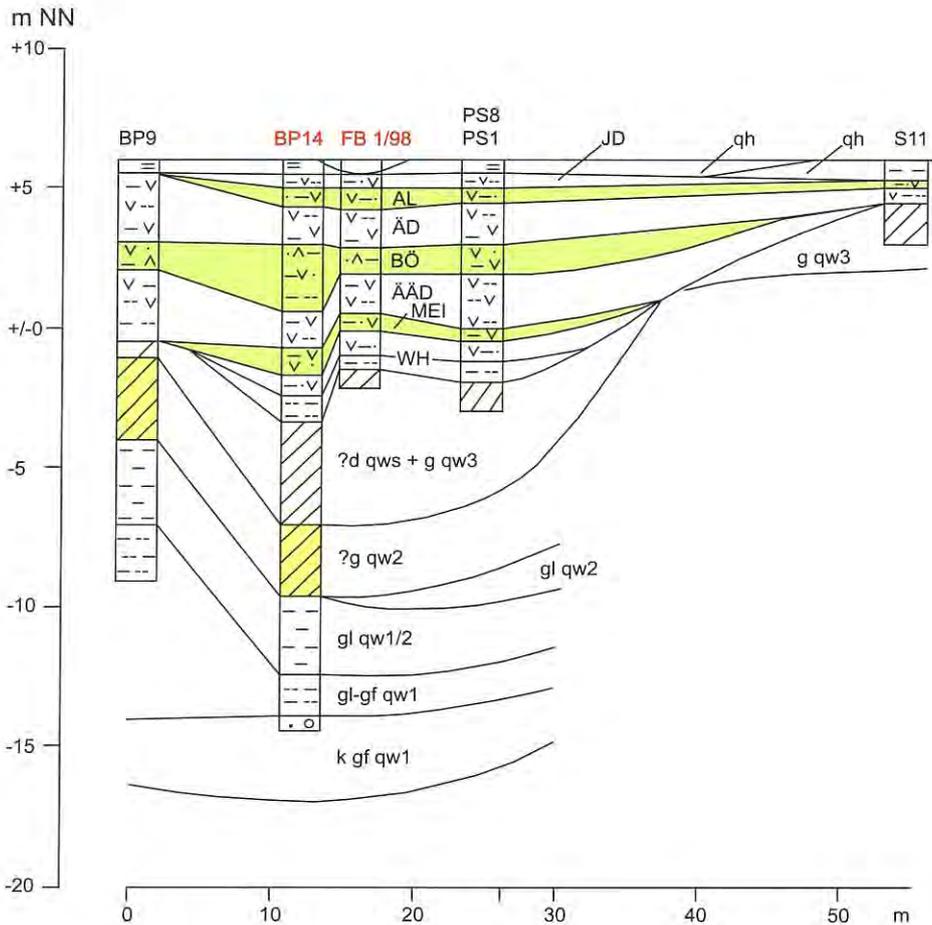


Abb. 4 Geologischer Detailschnitt

Legende zu Lithologie und Genese/Stratigraphie vgl. Abb. 3

WH – Weichsel-Hochglazial; MEI – Meiendorf; ÄÄD – Älteste Dryas; BÖ – Bölling; ÄD – Ältere Dryas; AL – Alleröd; JD – Jüngere Dryas; qh – Holozän

Fig. 4 Geological detail transect

Legend concerning lithology und genesis/stratigraphy cp. fig. 3

WH – Weichselian Pleniglacial; MEI – Meiendorf; ÄÄD – Oldest Dryas; BÖ – Bölling; ÄD – Older Dryas; AL – Alleröd; JD – Younger Dryas; qh – Holocene

2. Die quartärgeologische Situation im Untersuchungsgebiet

Regional werden die quartären Sedimente und ihre Lageverhältnisse durch den Grimmener Wall, eine tektonisch angelegte Hochlage des Präquartärs, beeinflusst. Der

Tab. 1

Ergebnisse geschiebestatistischer Untersuchungen an den erbohrten Grundmoränenhorizonten im Bereich der Deponie Grimmen (Proben siehe Schichtenschnitt Abb.3)

NK Nordisches Kristallin; PK Paläozoische Kalke; PS Paläozoische Schiefer; D Dolomite; MK Mesozoische Kalke; S Paläozoische und ältere Sandsteine; F Feuerstein; Ffr Feuerstein, frisch

Geschiebespektren: W3 Weichsel, Mecklenburger Vorstoß (liegt im S-Spektrum nach TGL 25232);

W Weichsel; S Saale; S2 (typisches Warthe-Spektrum mit erhöhten Anteilen an Dolomiten und paläozoischen Kalken); E Elster

* Probe wegen Fehlens von PS und F eingeschränkt auswertbar; ** Scholle von Elster (Saale?)-Grundmoräne

Tab. 1

Results of pebble analysis of drilled ground moraine horizons in the area of the dumpsite Grimmen (samples cp. Fig. 3)

NK nordic crystalline; PK Palaeozoic lime stone; PS Palaeozoic schists; D dolomites; MK Mesozoic lime stones; S Palaeozoic and older sand stones; F flint; Ffr flint, fresh

spectra of pebble analysis: W3 Weichselian, Mecklenburg advance (within the Saalian spectrum after TGL 25232); W Weichselian;

S Saalian; S2 (typical spectrum of Warthe substage with enhanced rates of dolomites and palaeozoic lime stones); E Elsterian

* due to absence of D and F sample only limited analysable; ** block of Elsterian (Saalian?) ground moraine

Bhrg./ Pr. Nr.	Teufe in m	F – PS – PK in %			wichtige Quotienten				Lokale Komponenten in %	Stratigraphie nach TGL	Grund- moränen- horizont
		F	PS	PK	NK/PS	NK/D	NK/PK	(PK+D)/S			
B 13											
B 13/1	4,0 - 5,0	0	0	100	?	?	1,18	4,3	0,4	S	qw3*?
B 13/2	5,0 - 6,0	2,0	4,0	94,0	16,8	33,5	0,75	4,8	7,7	S (2)	qw2?
B 13/3	20,0 - 20,5	41,3	1,9	56,8	44,7	?	1,5	2,3	3,5	E	qw1 (+qs)**
B 13/4	24,0 - 25,0	50,9	1,8	47,3	89,0	?	3,4	2,4	2,9	E	qw1 (+qs)**
B 14											
B 14/1	9,0 - 10,0	0	4,8	95,2	17,6	?	0,88	6,1	1,3	S (2)	qw3
B 14/2	11,0 - 12,0	1,7	9,4	89,0	7,9	19,1	0,83	5,1	6,5	W3 (S2)	qw3
B 14/3	13,0 - 14,0	2,7	12,3	84,9	6,7	60,5	0,98	4,7	5,8	W (S)	qw2
B 14/4	15,0 - 15,6	5,1	8,2	86,7	8,5	22,7	0,80	7,3	4,1	S (W)	qw2
B 15											
B 15/1	2,0 - 3,0	1,0	5,4	93,6	15,4	33,8	0,89	5,9	6,4	W3 (S2)	qw3
B 15/2	3,0 - 4,0	0,8	9,4	89,8	9,3	18,5	0,97	2,6	13,6	S	qw2
B 15/3	4,0 - 4,5	5,3	15,8	78,9	8,6	?	1,71	2,5	4,2	W	qw2

2.1 Weichsel-Hochglazial

Als älteste Bildungen wurden in einigen Bohrungen feinsandig-schluffige Sedimente angetroffen, die als saalezeitliche Ablagerungen eingestuft wurden (gl qs).

Die darüber liegende Grundmoräne ist häufig von mehr oder weniger aufgearbeiteten Schollen, vor allem von Kreide, Lias und auch älterem Pleistozän (vgl. Bohrung BP 13, Tab. 1), durchsetzt. Der regionalen Abfolge entsprechend, ist sie in das Brandenburger Stadium einzustufen (W1 bzw. g qw1 in Abb. 3). Die z. T. hohe Mächtigkeit spricht darüber hinaus für mögliche Anteile einer Saale-Moräne im liegenden Teil dieser Bank. Sie wurde deshalb im Schnitt mit g qw1(+qs) gekennzeichnet. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 0 (ausgeräumt) und größer 12 m (vgl. BP 13, Abb. 3).

Im Hangenden folgt eine annähernd vollständige stadiale Serie von Schmelzwasserbildungen. Sie beginnt hier an der Basis, allerdings nur im mittleren Teil des Schichtenschnitts verbreitet, mit sandigen, z. T. auch kiesigen Bildungen (gf qw1). Es folgen zum Hangenden, schon ausgedehnter, feinsandig-schluffige Bildungen (gl-gf qw1). Die beiden Folgen bilden den abgedeckten GWL, der aus Fassungen westlich von Grimmen das Trinkwasser für die Stadt liefert. Die dar-

über lagernden schluffigen Bildungen (gl qw1/2) sind über die gesamte Senke verbreitet, ebenso die folgenden sandig-schluffigen Bildungen, mit denen die Serie abschließt (gl qw2). Die gesamte Abfolge erreicht Mächtigkeiten von 8-18 m. Dieser Teil des glaziären Zyklus im Sinne von HECK (1961), der hier annähernd vollständig ausgebildet ist, wird im Weichsel-Hochglazial Mecklenburg-Vorpommerns nur zwischen den Grundmoränen des Brandenburger (W1) und des Pommerschen Stadiums (W2) in flächenhafter Verbreitung, wenn auch oft lückenhaft, angetroffen.

Flächendeckend befindet sich darüber im gesamten Senkenbereich eine 2-8 m mächtige Geschiebemergel-Bank, die vermutlich zwei Grundmoränen repräsentiert.

Die untere Grundmoräne der Bank grenzt sich von der oberen durch ihren höheren Schluff- und Tongehalt ab, offenbar bedingt durch die Aufnahme von Beckenbildungen bzw. Lias-Ton. Trotz ihres eher untypischen Geschiebebestands (häufiger indifferentes Saale-Spektrum als Weichsel-Spektrum, Tab. 1) wird sie hier dem Pommerschen Stadium (W2 bzw. g qw2 in Abb. 3) zugeordnet. Die obere, geringmächtigere und lückenhaft ausgebildete Grundmoräne wird nach ihren typischen lithologischen Merkmalen dem Mecklenburger Vorstoß (W3 bzw. g qw3 in Abb. 3) zugeordnet.

Sie ist wechselnd sandig ausgebildet und kalkhaltig bis zur Oberfläche (!). Auch der Kleingeschiebebestand (Tab. 1) ist annähernd charakteristisch, d. h. gegenüber dem Weichsel-Spektrum nach TGL 25232 liegt ein erhöhter Anteil an paläozoischen Kalken bei vermindertem Anteil an paläozoischen Schiefen vor (RÜHBERG 1987). Eine Abgrenzung zur W2-Moräne anhand der Kleingeschiebezählung (KGZ) ist wegen der erwähnten lokalen Bedingungen und der verbreiteten PS-Armut der Weichsel-Moränen im östlichen Vorpommern kaum möglich. Da sich die beiden Moränen immerhin lithologisch unterscheiden lassen (s. Signatur in Abb. 3), ist ihre Grenze im geologischen Schichtenschnitt gerissen dargestellt. Ein sandiges Zwischenmittel zwischen diesen Grundmoränen ist selten ausgebildet und fehlt auch hier.

Nur im S des Schichtenschnitts folgen über der jüngsten Grundmoräne bis zu 4 m mächtige sterile Feinsande, die an ihrer Basis mittelsandige und zum Top hin schluffige Anteile führen und als Nachschüttbildungen des W3-Gletschers (gl-gf qw3) angesprochen werden.

2.2 Weichsel-Spätglazial und Holozän (Überblick)

Die 1935 herausgegebene Geologische Spezialkarte Blatt Grimmen 1 : 25 000 (Ausschnitt Abb. 2) stellt in der Senke nur Moorerde über Sand dar und zeigt nach der Topographie von 1920 noch eine größere, sichelartig geformte Wasserfläche (alter Torfabbau?). Etwa 50 Jahre später war diese offenbar verlandet, denn auf der topographischen Unterlage der Lithofazieskarte Quartär 1 : 50 000 von 1972, Einheitsblatt Demmin, ist an dieser Stelle bereits Sumpf dargestellt. Außerdem ist die Senke nun geologisch als Torffläche gekennzeichnet. Unter Moorerde bzw. Torf folgen in der Regel mehr oder weniger sandige Mudden bzw. Sande mit wechselnden Mächtigkeiten.

Im Schichtenschnitt (Abb. 3), in dem keine Umdeutungen gegenüber den Primäraufnahmen der verschiedenen Bearbeiter vorgenommen wurden, lassen sich über den glazialen Bildungen relativ sicher überwiegend weichselspätglaziale Mudden, schluffige Sande und sandige Schluffe aushalten und miteinander korrelieren. Die Mudden erreichen gelegentlich Mächtigkeiten bis zu 3 m, in der lokalen Depression im Bereich der Bohrungen BP 14 und FB 1/98 sogar bis zu 8 m. Geringmächtige Sande unterlagern die Mudden. Die darunter in überhöhter Mächtigkeit angetroffene Moräne des jüngsten Gletschervorstoßes (g qw3, Abb. 3) dürfte zumindest in ihrem Topbereich (vielleicht auch vollständig) als Schlammstrom (d qws) in die sich herausbildende Topteisdepression geflossen sein und ihre Basis darstellen. Eine Abgrenzung zwischen glazigenem und deluvialen Anteil der Moräne war sowohl optisch als auch nach dem Geschiebebestand nicht möglich.

Holozäne Bildungen erreichen in der Senke nur vergleichsweise geringe Mächtigkeiten. Die wenigen Sondierungen zur Gefährdungsabschätzung im Zentralbereich der Senke erbrachten Mächtigkeiten von Moorerde und/oder Torf un-

ter 2 m. Lediglich in einer 1997 abgeteuften Rammkernsondierung durch den 9 m mächtigen Deponiekörper im Zentralbereich liegt die Basis der hier 1,1 m mächtigen verdichteten Torfbank so tief, dass an dieser Stelle eine ursprüngliche Mächtigkeit von etwa 3 m anzunehmen ist. Über holozäne Mudden liegen keine Erkenntnisse vor, ihr Anteil kann aber nach dem Ergebnis der Untersuchungen an der FB 1/98 (Pkt. 4.3) weitgehend vernachlässigt werden. Bei undifferenzierten Bohrungsaufnahmen wurden gelegentlich Weichsel-Spätglazial und Holozän zusammengefasst (l qws – lf qh, Abb. 3)

2.3 Die weichselzeitliche Schichtenfolge

Anhand der Bohrergebnisse im Randbereich der Senke ergibt sich eine annähernd komplette weichselzeitliche Schichtenfolge des Weichsel-Hochglazials und -Spätglazials, deren besondere Bedeutung in der lückenlosen Sedimentation der spätglazialen Bildungen liegt (s. Pkt. 4):

- qws – limnische Bildungen des Weichsel-Spätglazials
- d qws – deluviale Bildungen des Weichsel-Spätglazials
- g qw3 – Grundmoräne des Mecklenburger Vorstoßes (W3)
- g qw2 – Grundmoräne des Pommerschen Stadiums (W2)
- gl qw2 – glazilimnische Vorschüttbildungen des Pommerschen Stadiums
- gl qw1/2 – glazilimnische Bildungen zwischen dem Brandenburger und Pommerschen Stadium
- gl-gf w1 – glazilimnische bis glazifluviale Nachschüttbildungen des Brandenburger Stadiums
- gf qw1 – glazifluviale Nachschüttbildungen des Brandenburger Stadiums
- g qw1 – Grundmoräne des Brandenburger Stadiums (W1)

In der neueren Literatur wird gelegentlich der klassische Begriff „Stadium“ für die beiden großen weichselhochglazialen Gletschervorstöße W1 und W2 nicht mehr verwendet, da zwischen diesen mit hoher Wahrscheinlichkeit eine Erwärmung bis zu interstadialen Verhältnissen fehlt. Die Verfasser plädieren für die Beibehaltung des Begriffs Stadium, wenn durch überregional verbreitete, zyklische Schmelzwasserablagerungen das Rückschmelzen der Gletscher in den Ostseeraum nachweisbar ist. Damit bleibt eine Abgrenzung gegenüber den Gletschervorstößen mit regionalem Charakter gewährleistet.

3. Lagerungsverhältnisse

Im Schichtenschnitt (Abb. 3), der repräsentativ für die Lagerungsverhältnisse im unmittelbaren Bearbeitungsgebiet ist, sind keine glazitektonisch bedingten Störungen erkenn-

bar. Dagegen spielen offensichtlich Schmelzwassererosion und -akkumulation sowie austauendes Toteis eine bedeutende Rolle.

Hier nimmt die Rinnenfüllung mit anschließender Beckensedimentation zwischen den Grundmoränen g qw1 und g qw2 (mittlerer Teil Schichtenschnitt) eine Schlüsselposition ein. Durch Schmelzwässer des W1-Gletschers wurde zunächst (?subglaziär) die Grundmoräne g qw1 weitgehend bis vollständig ausgeräumt. Im Verlauf des weiteren Eisabbaus entstand ein sich über die Rinne hinaus immer weiter ausdehnender Stausee mit zunehmend ruhigerer Sedimentation. Diese erreichte ihren Höhepunkt mit der Ablagerung von Beckenschluffen. Das Vorrücken des W2-Gletschers wird durch den steigenden Eintrag von Feinsand in das Becken erkennbar.

Die Ablagerung der g qw3- über der g qw2-Moräne erscheint annähernd konkordant. Das Hochglazial endet mit der Ablagerung von hier sporadisch auftretenden Nachschüttsanden.

Die teilweise vermoorte Geländerinne mit der oben beschriebenen Senke geht auf eine Spalte des abtauenden Gletschers des Mecklenburger Vorstoßes zurück, die aber als Schmelzwasserabflussbahn unbedeutend blieb. Niedertauende Toteisreste dieses Gletschers bildeten hier kleine Gewässer, die mit geringmächtiger Mudde und Torf bzw. Moorerde ausgefüllt wurden. Gleichgerichtete, überwiegend mit Holozän verfüllte Rinnen befinden sich in einiger Entfernung westlich und östlich dieser Rinne.

Einen Sonderfall stellt die bis in das Niveau der Schmelzwasserablagerungen des Brandenburger Stadiums hinabreichende, nicht der Oberflächenmorphologie angepasste Depression am Ostrand der Senke im Umfeld der Bohrung BP 14 dar, die offenbar nicht durch Austauen von Toteis des jüngsten Gletschers angelegt wurde, sondern älteren Ursprungs ist. Dafür spricht auch die geringe Mächtigkeit des Holozäns (wenige dm) über dem besonders mächtigen Weichsel-Spätglazial. Primärer Ausgangspunkt könnte die im Untergrund durch Auswaschung des g qw1-Geschiebemergels bis auf seine Grobfraktion (k gf qw1) entstandene, im Bereich des Schichtenschnitts etwa 10 m tiefe und ca. 200 m breite Rinne sein, die auch in Bohrungen am westlichen Rand der Senke nachgewiesen wurde.

4. Ergebnisse der pollenstratigraphischen und makrorestanalytischen Untersuchungen an weichselhoch- bis weichselspätglazialen und jungholozänen Ablagerungen der Bohrung FB 1/98

Neben der lithologischen Detailansprache der FB 1/98 erfolgte zeitgleich die Entnahme der Proben für die geplanten pollenanalytischen und sedimentologischen Untersuchungen (vgl. Abb. 5). Die Proben für die Makrorestanalyse sind, soweit in ausreichendem Maße vorhanden, im Nachgang zur Pollenanalyse horizontalisiert nach einheitlichen lithologischen und stratigraphischen Kriterien zusammengestellt worden.

Während für die Pollenanalyse wegen der notwendigen Stratifizierung das gesamte Profil beprobt wurde, richtete sich die Beprobung für die sedimentologischen Untersuchungen schwerpunktmäßig auf die gröberklastischen Ablagerungen des Weichselhochglazials (WH) und der Ältesten Dryas (ÄÄD).

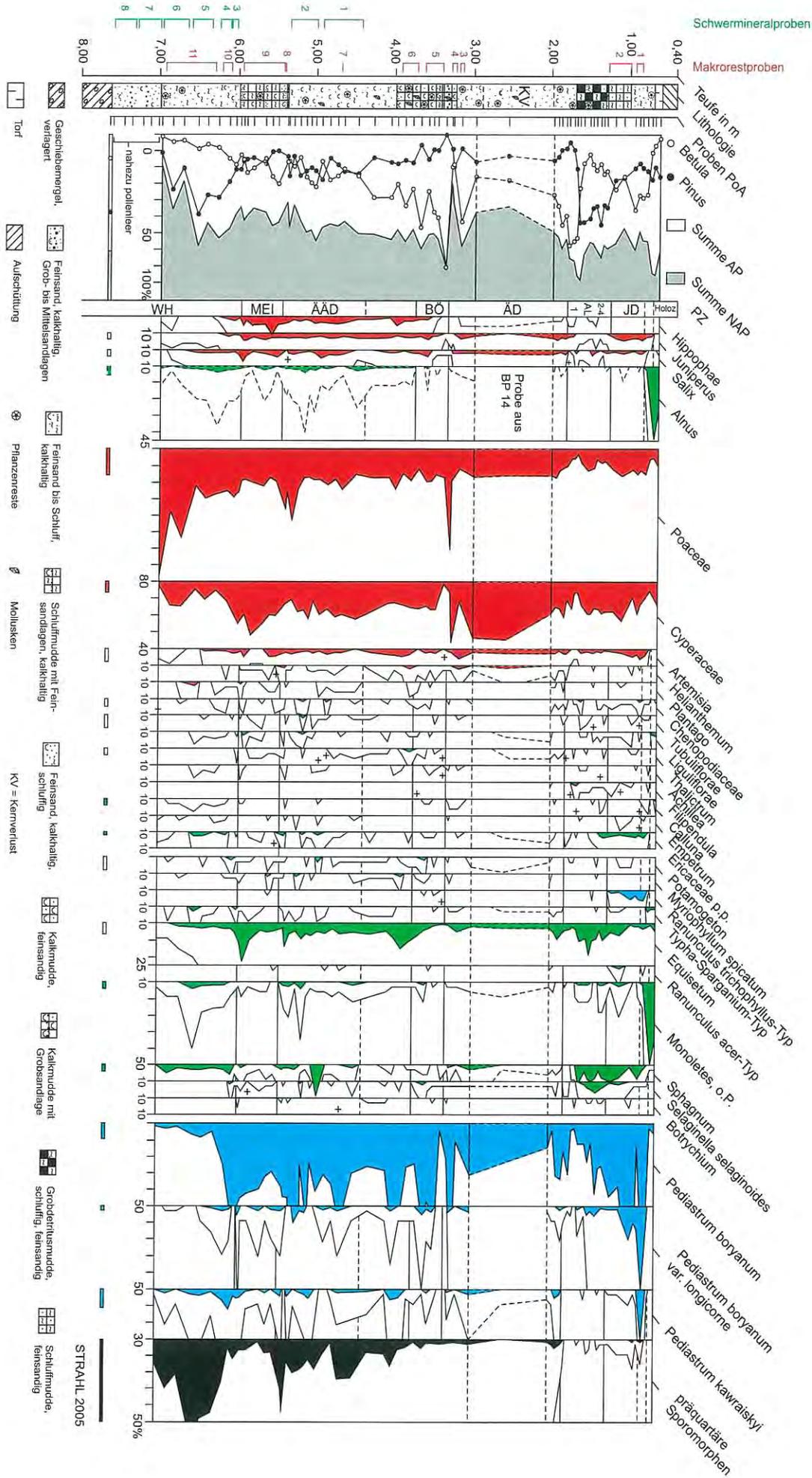
Das Profil der FB 1/98 reiht sich aus pollenstratigraphischer Sicht in die bereits durch KRIENKE & STRAHL (1999) zusammengefasste und bezüglich ihrer stratigraphischen Auflösung diskutierte Gruppe der Aufschlüsse und Bohrungen mit präallerödzeitlichen Ablagerungen in Mecklenburg-Vorpommern ein, ebenso wie die inzwischen von DE KLERK mehrfach publizierten Vorkommen des Endinger Bruchs bei Nienhagen und Reinberg (u. a. KAISER et al. 1999, DE KLERK et al. 2001, DE KLERK 2002, TERBERGER et al. 2004). Wie schon für das Vorkommen von Tessin vermutet, zeigt auch die aktuelle Bearbeitung gegenüber den übrigen angeführten Profilen eine deutlich höhere stratigraphische Auflösung und steht damit konträr zu der zuletzt durch TERBERGER et al. (2004) publizierten Gliederung weichselspätglazialer Ablagerungen in Vorpommern. Zur Bewertung dieser Gliederung und der fraglichen Korrelation mit den im grönländischen GRIP-Eiskern (JOHNSON et al. 1997, BJÖRCK et al. 1998 in LITT et al. 2003) ausgewiesenen weichselspätglazialen Kälte- und Wärmeschwankungen sei hier neben den Ausführungen bei KRIENKE & STRAHL (1999) auf die ausführliche Diskussion präallerödzeitlicher Sedimentations- und Vegetationsabläufe bei STRAHL (2005) verwiesen.

Die pollenstratigraphische Einstufung des Profils folgt der gegenüber KRIENKE & STRAHL (1999) in modifizierter Form von STRAHL (2005) publizierten und durch MÜLLER (2004) auch für Mecklenburg-Vorpommern übernommenen Gliederung des Weichsel-Spätglazials. Hinsichtlich des für die Geologischen Dienste verbindlichen Symbolschlüssels Geologie (PREUSS et al. 1991) weichen die verwendeten Zonensymbole lediglich durch das Weglassen des Kürzels qw und den Ersatz des Kürzels T für Tundrenzeit durch D für den inzwischen gebräuchlicheren Begriff Dryas ab. Statt des Kürzels WP für das Weichselpleniglazial wird hier WH für das Weichsel-Hochglazial verwendet. Noch nicht berücksichtigt im Symbolschlüssel Geologie sind derzeit die Abschnitte des Thermomeres Meiendorf und der Gerzensee-Oszillation (LOTTER et al. 1992). Das Meiendorf ist seit 1999 in die am LBGR angewandte Gliederung des Pleistozäns in Brandenburg (LIPPSTREU 1999, Stand 2006) aufgenommen und landesintern in den brandenburgischen Symbolschlüssel integriert.

4.1 Weichsel-Hochglazial (WH)

Die Basis der in der Bohrung FB 1/98 zwischen 8,00 - 5,98 m erfassten weichselhochglazialen Sedimente bildet ein nach Meinung der Autoren deluvial verlagertes Geschiebemergel des Mecklenburger Vorstoßes (?d qws, Abb. 3-5).

Abb. 5



Er ist bergfeucht von graubrauner Farbe, stark kalkhaltig und weist neben einer deutlichen feinsandigen Komponente einen erhöhten Schluffgehalt, z. T. in Form von Linsen, auf. Beobachtete Geschiebe (Quarzit, Sandstein) erreichen Größen bis zu 1 cm.

Die erfassten Pollenvergesellschaftungen (abgebildet ist lediglich eine Probe aus der Oberkante des verlagerten Geschiebemergels, Abb. 5) werden erwartungsgemäß überwiegend durch umgelagerte präquartäre Sporomorphen geprägt. Ein möglicherweise autochthoner Offenlandanteil geht auf verschiedene Süß- (Poaceae) und Sauergräser (Cyperaceae), kaum Beifuß (*Artemisia*) und Gänsefußgewächse (Chenopodiaceae) zurück. Ebenfalls nachgewiesene, teils wärmeliebende Gehölze, wie Erle (*Alnus*), Hasel (*Corylus*), Eiche (*Quercus*), aber auch Kiefer (*Pinus*, verschiedene Typen), Fichte (*Picea*) und Tanne (*Abies*) könnten ebenso wie das mit höheren Frequenzen beobachtete Heidekraut (*Calluna*) teilweise auch aus älteren quartären Warmzeiten stammen. Dafür sprechen insbesondere die in den ältestdryaszeitlichen Ablagerungen (Kap. 4.2.2) festgestellten Glochidien des Großen Algenfarns (*Azolla filiculoides*), die einen sicheren Hinweis auf die Aufarbeitung von prä-eemwarmzeitlichen Sedimenten (Holstein oder Dömnitz) geben.

Es folgt zwischen 7,63-7,0 m ein gelblich bis gelblich-braungrauer, stark kalkhaltiger, glimmerhaltiger Feinsand mit teilweiser Parallelschichtung im mm-Bereich. Mittel- bis Grobsandlagen zeigen Phasen verstärkter externer Einträge an; der makroskopisch festzustellende Organogengehalt ist minimal. Auch die aus diesem Horizont pollenanalytisch untersuchten Proben erwiesen sich als steril.

Im Teufenbereich von 7,0-6,28 m schließt sich ein gelbgrauer, stark schluffiger, kalkhaltiger Feinsand an, der zwischen 7,00-6,74 m rostfleckig ist. Zwischen 6,87-6,74 m sind Pflanzenreste häufiger.

Das Pollendiagramm (Abb. 5) belegt jetzt die Etablierung offener Vegetationsgemeinschaften auf noch sehr basenreichen und insbesondere im näheren Standortumfeld einschließlich der Uferbereiche der Depression auch sehr feuchten Rohböden, worauf vor allem die häufig belegten Sauergräser und Binsengewächse (Juncaceae, s. ff.) verweisen. Die teils in regelrechten Klumpen beobachteten Süßgraspollen stam-

men bezüglich der Makrorestbefunde zumindest z. T. vom Schwingel (cf. *Festuca* sp., Tab. 2). Seltener waren Steinbrech (*Saxifraga*) und Grasnelke (*Armeria*) vermutlich innerhalb verschiedener Schuttflurengesellschaften, des Weiteren Meerträubel (*Ephedra*), Wegerich (*Plantago*), Beifuß und Storchschnabel (*Geranium*). Die anfänglich noch spärlichen und wahrscheinlich hauptsächlich auf Kriechformen zurückgehenden Gehölze blieben beschränkt auf Birke [*Betula*, bezüglich der Häufung sehr kleiner Pollentypen wohl überwiegend Zwergbirke (*Betula nana*) auf geschützteren, basenärmeren Standorten], Weide [*Salix*, nach den Makroresten die Polarweide (*Salix polaris*) innerhalb basenreicher Schneebodengesellschaften] sowie noch sehr selten Sanddorn (*Hippophaë*) und Wacholder (*Juniperus*). Die erhöhten Kiefernwerte verhalten sich konform zur Kurve der präquartären Sporomorphen – sie steigen nach einem leichten Rückgang kontinuierlich wieder an und verweisen auf nach wie vor stattfindende Bodenerosion aufgrund der noch nicht geschlossenen Vegetationsdecke. Ein weiteres Indiz für den Eintrag von erodiertem Material sind marine Foraminiferen und Ostrakoden, die ebenfalls aus älteren Schichten aufgearbeitet wurden.

Unter den Makroresten (Tab. 2) sind vor allem die Samen der Kastanienbraunen Binse (*Juncus castaneus*, Taf. 1, Fig. 6) recht häufig vertreten, eine kälte- und kalkliebende Art, die rezent auf feuchten Böden in den borealen Tundrenzonen Nordeuropas und Nordamerikas vorkommt (CASPER & KRAUSCH 1980). Die ebenfalls kalkliebende Stumpfbliätige Binse (*J. subnodulosus*, Taf. 1, Fig. 7) besiedelt dagegen quellige Moorwiesen, Kalkflachmoore und Verlandungszonen kalkreicher oligo- bis mesotropher Gewässer.

Die Zuordnung zum Plattthalm-Quellried (*Blysmus compressus*) geschieht unter Vorbehalt, da seine Samen denen des Rotbraunen Quellriedes (*B. rufus*) morphologisch sehr ähneln und fließende Übergänge zwischen beiden bestehen. Die Habitate des kalkliebenden Eiszeitrelikts *B. compressus*, das heute vor allem noch in den Alpen und Skandinavien zu finden ist, umfassen quellnasse Wiesen und Weiden, verdichtete nasse, nährstoffreiche Böden sowie Quell- und Niedermoore (ROTHMALER 2002, POTT 1995). *B. rufus* ist dagegen ein Salzwiesen-Anzeiger, der vor allem an den Küsten zu finden ist. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass sich im Kältewüstenklima des Periglazials Salzpflanzen ausgebildet haben, dagegen spricht jedoch die Begleitflora und -fauna, so dass die Zuordnung zu *B. compressus* wahrscheinlicher erscheint.

Der bis über den Polarkreis an Ufern von Gewässern bzw. auch in flachen stehenden Kleingewässern vorkommende Sumpfwasserstern (*Callitriche palustris* s. l.) bevorzugt basenärmere Standorte, so dass von diesem vermutlich stärker sandige Areale des Uferbereichs besiedelt wurden.

Abb. 5

Pollendiagramm der Bohrung FB 1/98 (ausgewählte Taxa)
 Grundsumme Baumpollen + Nichtbaumpollen = BP + NBP = 100%,
 exkl. Sumpf- und Wasserpflanzen, Sporen, Algen u. a. Mikroreste, Werte < 1% zehnfach überhöht, + = außerhalb der Grundsumme

Fig. 5

Pollen diagram of drill core FB 1/98 (selected Taxa)
 basis sum arboreal pollen + nonarboreal pollen = AP + NAP = 100%,
 excl. swamp- and waterplants, spora, algae and other micro remains,
 values < 1% with tenfold exaggeration, + = out of basis sum

Bohrung Grimmen
FB 1/98

	WH		MEI	MEI/ÄÄ	ÄÄ	ob. ÄÄ	BÖ	ÄD		ID	ID		
	GR-11	GR-10	GR-09	GR-08	GR-07	GR-06	GR-05	GR-04	GR-03	GR-02	GR-01		
Pflanzen, Grünalgen	Chara spp.	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
	Bryophyta gen. et sp. indet.	x	x	x	x		x	x	x	x			
	Sphagnum sp.										x		
	Betula nana			x						x			
	Blysmus ?compressus	x											
	Callitriche palustris	x											
	Carex sp.				x								
	Carex rostrata						x	x					
	Carex ?aquatilis			x				x					
	Carex ?nigra			x			x						
	Eleocharis palustris						x						
	?Festuca sp.	x	x				x						
	Hippuris vulgaris				x			x					
	Juncus castaneus	x	x	x		x	x	x					
	Juncus subnodulosus	x		x			x						
	Potamogeton filiformis	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
	Potamogeton natans						x						
	Potamogeton spp.	x										x	
	Potentilla palustris			x									
	Ranunculus (Batrachium) sp.						x						
	Rumex acetosella			x									
	Salix sp.			x	x	x	x	x			x		
	Salix herbacea			x									
Salix polaris	x	x											
Selaginella selaginoides			x			x	x		x	x	x		
Mollusken	Pisidium spp.	x	x			x	x		x	x			
	Pisidium casertanum			x	x		x	x		x			
	Pisidium subtruncatum		x		x		x	x					
	Pisidium lilljeborgii			x				x					
	Pisidium milium							x					
	Pisidium stewarti			x		x							
	Radix sp.	x		x			x	x		x			
	Anisus (Anisus) sp.							x					
	Gyraulus (Armiger) crista						x	x					
	Succineidae						x	x					
	Vertigo genesii				x								
	Crustaceen	Candona candida	x	x	x	x	x	x	x	x			
		Candona neglecta			x			x		x	x		
Fabaeformiscandona sp.								x	x				
Pseudocandona compressa								x	x				
Cyclocypris ovum		x	x				x			x	?		
Cyclocypris serena								x					
Ilyocypris gibba			x		x		x	x		x			
Cypris pubera							x	x	x				
Herpetocypris cf. reptans				x			x						
Cypridopsis vidua					x		x	x					
Potamocypris villosa							x	x					
Limnocythere inopinata					x	x	x	x	x	x			
Cytherissa lacustris				x	x								
Daphnia (Daphnia) sp.		x		x	x		x	x	x		x		
Simocephalus sp.		x		x			x	x	x	x			
Arthropoden		Chironomus anthracinus-Typ	x	x	x		x	x	x	x	x		
		Corynocera ambigua-Typ			x	x	x	x		x	x		
	Dicotendipes sp.			x	x								
	Orthocladus sp.	x											
	Glyptotendipes sp.										x		
	Microtendipes pedellus-Typ	x	x	x	x	x							
	Polypedium nubeculosum-Typ									x			
	Psectrocladius sp.				x								
	Pseudochironomus sp.					x							
	Cladotanytarsus mancus-Typ	x											
	Tanytarsini gen. et sp. indet.		x				x		x				
	Insektenreste gen. et sp. indet.	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x	
	Köcher der Trichoptera	x		x			x	x				x	
	Süßwassermilben			x	x								
	Rest-fauna	Spongilla lacustris			x		x	x	x	x	x		
Cristatella mucido						x	x			x	x		
Fischreste				x	x	x	x						

Tab. 2

Verteilung der Makroreste (Flora und Fauna) innerhalb des Bohrung FB 1/98 vom Weichsel-Hochglazial bis in die Jüngere Dryas

Tab. 2

Distribution of the macro remains (flora and fauna) within the drill core FB 1/98 ranging from the Weichselian Pleniglacial up to the Younger Dryas.

Offene Wasserbereiche bildeten den Lebensraum von Süßwasservertretern der Grünalgen, hier vor allem von *Pediasstrum boryanum*, der kühlezeigenden *P. kawraiskyi* sowie hinsichtlich der überlieferten Oosporen, seltener auch von Armleuchteralgen (Characeae, *Chara* sp.). Bei den höheren Pflanzen zeigt sich vor allem eine Ausbreitung von Laichkräutern, die durch Steinkerne belegt sind. Hier ist insbesondere das Faden-Laichkraut (*Potamogeton filiformis*) zu nennen, das im Binnenland seinen Lebensraum im flachen Wasser (< 1 m) kalter, meist kalk-oligotropher Seen hat und dort die Charakterart des *Potamogeton filiformis* bildet (CASPER & KRAUSCH 1980, POTT 1995, PRESTON & CROFT 2001). Nach GODWIN (1975) und DIERSEN (1996) ist diese Art ein weit verbreitetes und häufiges Florenelement in glazialen und spätglazialen Ablagerungen unter kalkreichen und nährstoffarmen Bedingungen.

Aquatische Mollusken (Tab. 2) sind in diesem Profilabschnitt nur durch nicht näher bestimmbare Fragmente von Erbsenmuscheln (*Pisidium* spp.) und der Schlammschnecke (*Radix* sp.) vertreten. An Muschelkrebse (Ostracoda, Tab. 2) sind die beiden Arten *Candona candida* (Taf. 1, Fig. 5) und *Cyclocypris ovum* nachgewiesen. Beide Arten besiedeln die verschiedensten Habitate, sind aber besonders häufig in der Litoralzone von Seen zu finden. Während *C. ovum* eine euryöke Art ist (MEISCH 2000), die keine nähere Auskunft zum Milieu zulässt, bevorzugt *C. candida* kühlere Gewässer (CARBONEL et al. 1988) und ist somit ein häufiges Faunenelement in weichselspätglazialen Ablagerungen Norddeutschlands (u. a. FUHRMANN et

al. 1997, KOSSLER in Vorb.). Wasserflöhe (Cladocera) sind durch ihre Dauereier, die so genannten Ehippien, belegt, hier anhand der Gattungen *Daphnia* und *Simocephalus* (Taf. 1, Fig. 9). Von besonderer Häufigkeit sind Reste von Arthropoden. Neben nicht näher bestimmten Käferresten und den mit Steinchen besetzten Köchern der Köcherfliegenlarven (Trichoptera), sind es vor allem die Kopfkapseln der Zuckmückenlarven (Chironomida), die mit diversen Arten überliefert sind (Taf. 2). Die Mehrheit der Kopfkapseln gehört dabei nach HOFMANN (1971) und PINDER & REISS (1983) zu den Vertretern der Chironominae (vor allem *Microtendipes pedellus*- und *Chironomus anthracinus*-Typ, einzelner *Cladotanytarsus mancus*-Typ). Wenige Kopfkapseln sind aber auch den Orthoclaadiinae (*Orthocladus* sp.) zuzuordnen (CRANSTON et al. 1983). Während die Gattung *Microtendipes* typischerweise die Sedimente größerer stehender Gewässer im Litoral und Sublitoral besiedelt (PINDER & REISS 1983), wird der Sauerstoff-unempfindliche *Chironomus* rezent eher im Profundal von Seen angetroffen. Nach HOFMANN (1971) sprechen jedoch Massenabundanzen von *Microtendipes* und *Chironomus* in glazialen und postglazialen Litoralsedimenten für kühlere klimatische Verhältnisse und gegen eine nennenswerte Erwärmung des Flachwassers; die Abwanderung von *Chironomus* ins Profundal wird mit der postglazialen Erwärmung erklärt, welche die tieferen Bereiche von Seen kaum beeinflusst.

Zwischen 6,28-6,0 m steigen Schluff- und Kalkgehalt des nun braunen Feinsandes erheblich an.

Pollenanalytisch ist in diesem Profilabschnitt ein Rückgang des Umlagerungseintrags festzustellen, wobei sich jedoch seine Zusammensetzung ändert. Neben den präquartären Sporomorphen steigen jetzt insbesondere die Werte thermophiler, im Quartär verbreiteter Gehölze (Beispiel Erlen-Kurve, Abb. 5) ebenso wie die Werte von Torfmoosen (*Sphagnum*) und monoleten Farnsporen an und verweisen damit auf die zunehmende Aufarbeitung auch älterer Warmzeitsedimente (s. o.). Ebenso finden sich nach wie vor aufgearbeitete Reste mariner Ostrakoden. Konform mit dem weiteren Rückgang allochthoner Sporomorphen vollzieht sich die beginnende und auf sich verbessernde Klimabedingungen schließen lassende Ausbreitung der ersten, wenn auch noch krautigen Gehölze. Neben dem Anstieg der Birken- (nach dem Pollentyp überwiegend Zwergbirke) und Weiden-Kurve [nach Makroresten neben der Polarweide nun auch die Krautweide (*Salix herbacea*)] gilt dies insbesondere für den Sanddorn und den Wacholder. Die Kräuterflora wird mit der Ausbreitung bzw. dem Erscheinen von Beifuß, Sonnenröschen (*Helianthemum*), seltener Ampfer (*Rumex*), Krähenbeere (*Empetrum*) sowie verschiedenen Gänsefuß- und Nelkengewächsen (Caryophyllaceae) nun deutlich reicher. Etliche Fragmente von Laubmoosen und Binsengewächsen (*Juncus castaneus*) belegen in der Makrorestfraktion der Probe 10 (Tab. 2) den Uferbewuchs durch diese Pflanzengruppen.

Steinkerne des Faden-Laichkrautes repräsentieren nach wie vor die Wasserflora, auffällig ist die Zunahme von schwarzen Oosporen der Armeleuchteralgen.

Die überlieferte Fauna (Tab. 2) ist ähnlich divers wie im Profilabschnitt zuvor. Bei den aquatischen Mollusken sind verschiedene Erbsenmuscheln vertreten. Eine vollständig erhaltene Klappe erlaubte die Zuordnung zu *Pisidium subtruncatum* (Taf. 1, Fig. 11), eine euryöke Pisidienart, die fossil häufig auch in Litoralsedimenten von Seen gefunden wird. Bei den Ostrakoden tritt nun neben *Candona candida* und *C. ovum* auch *Ilyocypris gibba* auf. Insektenreste sind hauptsächlich durch die Kopfkapseln der Chironomidenlarven vertreten, die nun in größerer Stückzahl überliefert sind, wobei weiterhin der *Microtendipes pedellus*- und der *Chironomus anthracinus*-Typ dominieren.

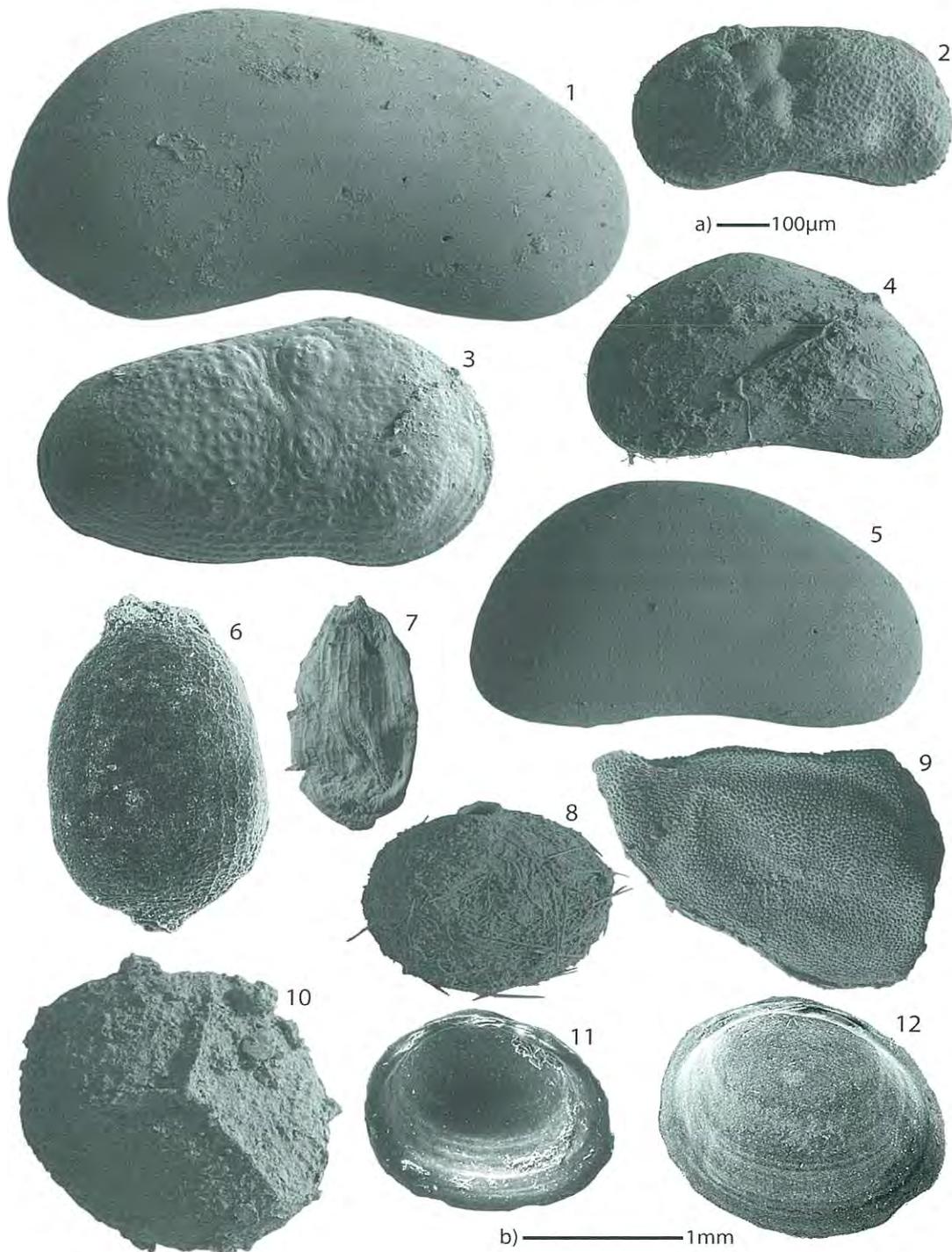
Die beginnende Erwärmung hatte nicht nur ein verstärktes Toteisaustauen im Untergrund der Depression, sondern die Vergrößerung eines zur Besiedlung geeigneten, wenn auch sehr flachen Gewässers zur Folge. Ebenso trug die Einstellung einer durch klastischen Eintrag deutlich geringer beeinflussten Sedimentation im Übergang zum Meiendorf wesentlich zur Ausbreitung nicht nur höherer Wasserpflanzen, sondern auch zur teilweise explosiven Vermehrung von Grünalgen (insbesondere *Pediastrum boryanum*), verschiedenen Jochalgen (*Spirogyra*), Strudelwürmern (Turbellaria), Rädertierchen (Rotatoria) sowie Wasserflöhen neben den beschriebenen Zuckmückenlarven und Muschelkrebsen bei.

4.2. Weichsel-Spätglazial

4.2.1 Meiendorf (MEI)

Noch im ausgehenden Weichsel-Hochglazial erfolgte eine Umstellung der Sedimentation auf feinklastische Ablagerungen. Zwischen 6,0-5,38 m folgt eine dunkelgraue bis graue, in Lagen feinsandige, kalkhaltige und humose Schluffmudde, der mehrfach geringmächtige Feinsandbänder zwischengeschaltet sind.

Das Pollendiagramm (Abb. 5) reflektiert für diesen Abschnitt neben dem deutlichen Rückgang aufgearbeiteter, älterer Sporomorphen die Kreuzung der Birken- und Kiefernkurve sowie die ebenfalls deutlichen Anstiege bei Weide, Wacholder und insbesondere Sanddorn (>5%). Bei den Offenlandelementen sticht vor allem der Anstieg der Beifuß-Kurve hervor, deren kurzzeitige Unterbrechung mit einem Maximum der wohl auch stark lokal geförderten Sauergräser und Binsengewächse zusammenfällt. Neben der Etablierung des Sanddorns auf konkurrenzarmen, basenreichen und durch Bodenbewegung gekennzeichneten Standorten deuten, entsprechend den Befunden zum Paddenluch in Ostbrandenburg, insbesondere die Beschränkung der Makrorestbefunde auf die Zwergbirke (KOSSLER in STRAHL 2005), aber auch der Rückgang der Kiefernkurve und die weiterhin sehr hohen Nichtbaumpollenanteile auf die Etablierung von Strauchnicht aber von Baumformationen hin. Wie im Profil Tessin



Tafel 1

Fig. 1 *Candona neglecta*, Makrorestprobe (MP) 6; Fig. 2 *Lymnocythere inopinata*, MP 6; Fig. 3 *Cytherissa lacustris*, MP 8; Fig. 4: *Potamocypris villosa*, MP 6; Fig. 5: *Candona candida*, MP 6; Fig. 6: *Juncus castaneus*, MP 11; Fig. 7: *Juncus subnodulosus*, MP 11; Fig. 8: Gemmula von *Spongilla lacustris*, MP 5; Fig. 9: Ehippium von *Simocephalus* sp., MP 6; Fig. 10: Megaspore von *Selaginella selaginoides*, MP 9; Fig.: 11: *Pisidium subtruncatum*, MP 6; Fig. 12: *Pisidium casertanum*, MP 6 (Maßstab a) für Fig. 1-10, Maßstab b) für Fig. 11, 12)

Plate 1

Fig. 1 *Candona neglecta*, macro remain sample (mrs) 6; fig. 2 *Lymnocythere inopinata*, mrs 6; fig. 3 *Cytherissa lacustris*, mrs 8; fig. 4: *Potamocypris villosa*, mrs 6; fig. 5: *Candona candida*, mrs 6; fig. 6: *Juncus castaneus*, mrs 11; fig. 7: *Juncus subnodulosus*, mrs 11; fig. 8: gemmula of *Spongilla lacustris*, mrs 5; fig. 9: ehippium of *Simocephalus* sp., mrs 6; fig. 10: megaspore of *Selaginella selaginoides*, mrs 9; fig.: 11: *Pisidium subtruncatum*, mrs 6; fig. 12: *Pisidium casertanum*, mrs 6 (scale a) for fig. 1-10, scale b) for fig. 11, 12)

(KRIENKE & STRAHL 1999) liegt das Sanddorn-Maximum (~10%) am Ende des jüngeren Meiendorf. Hier jedoch vor einem letztmaligen, absoluten Birken-Maximum (~31%) und verschiebt sich in Mecklenburg-Vorpommern offenbar nicht, wie inzwischen mehrfach für das Brandenburger Gebiet festgestellt wurde (STRAHL 2005), z. T. in die nachfolgende Älteste Dryas. Möglicherweise erholte sich der Sanddorn von dem durch den Konkurrenzdruck der Zwergbirke ausgelösten, zu drastischen Rückgang unmittelbar vor dem ältestdryaszeitlichen Klimarückgang nicht mehr. Zwar war auch hier ein kalkreiches Bodensubstrat vorhanden, doch konnte dieses eventuell wegen der gegenüber Ostbrandenburg erheblich nördlicheren Position des Aufschlusses und der damit u. U. noch ungünstigeren klimatischen Bedingungen nicht wieder erobert werden. Geeignete Vergleichsprofile in der näheren Umgebung fehlen derzeit weitgehend. Es sind in diesem Zusammenhang sowohl das nächstgelegene Profil Endinger Bruch (DE KLERK zuletzt in TERBERGER et al. 2004) ob der unklaren stratigraphischen Position seiner „*Hippophaë*-Phase“ als auch das Profil Tessin wegen der fehlenden Probendichte nach dem Sanddorn-Maximum dafür leider ungeeignet. Anzeichen für ein ebenfalls nach dem Sanddorn-Maximum liegendes Birken-Maximum liefert momentan lediglich das Profil Reinberg (DE KLERK et al. 2002 und folgende).

Anhand der Makroreste der Proben 9 und 8 (Tab. 2) sind aus den teils sumpfigen Bereichen der Depression, neben den bereits genannten Laubmoosen und Binsengewächsen, nun auch Seggen (*Carex*) durch deren bikarpellate Nüsschen überliefert. Es liegen sowohl eine Form mit schmaler als auch eine mit breiter Basis vor, bei ersterer handelt es sich vermutlich um die boreal-arktische, zirkumpolare Wasser-Segge (*Carex aquatilis*, NILSSON & HJELMQVIST 1967) und bei letzterer um die Braun-Segge (*Carex nigra*). Durch die mäßige fossile Erhaltung sind die Bestimmungen jedoch mit Unsicherheit behaftet. Darüber hinaus breiteten sich vor allem der Schachtelhalm (*Equisetum*) sowie auf kalkfreien Standorten auch das Sumpflblutauge (*Potentilla palustris*) und der Kleine Sauerampfer (*Rumex acetosella*) aus. Kalkreiche Areale wurden dagegen zunehmend durch den Dornigen Moosfarn (*Selaginella selaginoides*, auch durch Megasporen überliefert, Taf. 1, Fig. 10) bevorzugt. Der Rückgang bzw. das Aussetzen der Torfmoos-Kurve wird offensichtlich nicht durch ungeeignetes, da kalkreiches Bodensubstrat gesteuert, sondern geht konform mit dem Rückgang der umgelagerten Sporomorphen.

Die Steinkerne des Faden-Laichkrauts belegen auch für das Meiendorf nach wie vor die Existenz eines kühlen, kalk-oligotrophen Sees. Erstmals liegen Steinfrüchte des ebenfalls kalkliebenden Tannenwedels (*Hippuris vulgaris*) vor. Der Nachweis von Armleuchteralgen ist durch wenige Oosporen gegeben, das spärliche Material erlaubte jedoch keine eingehendere Bestimmung.

Bei der aquatischen Molluskenfauna konnten die Erbsenmuscheln *Pisidium lilljeborgi*, *P. stewarti*, *P. subtruncatum*,

P. casertanum (Taf. 1, Fig. 12) und wiederholt die Schlamm-schnecke nachgewiesen werden. *Pisidium casertanum* ist wie *P. subtruncatum* eine euryöke Art, die verschiedenste Habitats besiedeln kann. *P. lilljeborgi* ist dagegen eine streng auf stehende Gewässer beschränkte Art, die rezent nur im gut durchlüfteten Litoral von größeren Seen bzw. in kälteren Klimaten Nordeuropas auch in kleineren Seen und größeren Teichen vorkommt (TURNER et al. 1998, ZETTLER & GLÖER 2005). Als Besonderheit ist *P. stewarti* zu betrachten, welche im europäischen Raum nur aus eemzeitlichen und weichselspätglazialen Ablagerungen bekannt ist, wo sie häufig mit *P. lilljeborgi* vergesellschaftet ist (KUIPER 1968, GITTENBERGER et al. 1998). An terrestrischen Schnecken (Gastropoda) tritt die boreo-alpine *Vertigo genesii* auf, die als Habitat sumpfige Areale und kalkige Sickerstellen bevorzugt (KERNEY et al. 1983).

Die Ostrakoden zeigen gegenüber den unterlagernden Schichten eine erhöhte Diversität. Neben den bereits angeführten *Candona candida* und *Ilyocypris gibba* sind nun auch *Candona neglecta* (Taf. 1, Fig. 1), *Herpetocypris* cf. *reptans*, *Cypridopsis vidua*, *Limnocythere inopinata* und *Cytherissa lacustris* (Taf. 1, Fig. 2, 3) vertreten. Vor allem die kühle Gewässer bevorzugende *Cytherissa lacustris* ist ein exzellenter Anzeiger für gut durchlüftete Substrate mit hohem Sauerstoffgehalt (DANIELOPOL et al. 1990).

Die Kopfkapseln der Zuckmückenlarven sind neben weiteren Insektenresten vor allem in der Makroprobe 9 besonders häufig. Die erst mit dem Meiendorf nachgewiesenen Vertreter der *Corynocera ambigua*-Gruppe besiedeln schlammige Böden von kalten Seen und Teichen (PINDER & REISS 1983). Arten der Gattung *Dicrotendipes* sind ebenfalls typisch für litorale Sedimente stehender Gewässer.

Erstmals wurden in diesem Profilabschnitt auch Gemmulae (Dauerstadien) des Süßwasserschwamms *Spongilla lacustris* (Taf. 1, Fig. 8) und Fischreste nachgewiesen. Nach PRONZATO & MANCONI (2001) ist *Spongilla lacustris* ein heute weit verbreiteter Süßwasserschwamm, der bis in die Gewässer der Permafrostgebiete des nördlichen Polarkreises zu finden ist.

Alles in allem zeigen sowohl das Pollendiagramm als auch die Makroprobe 9 im Vergleich zum vorhergehenden Profilabschnitt eine höhere Diversität und Abundanz der Flora und Fauna, die insgesamt zwar günstigere aber letztendlich immer noch kühle Verhältnisse dokumentieren. Bezüglich der Zusammensetzung und Häufigkeit der Makroreste in der Probe 8 kündigt sich wie im Pollendiagramm für den Übergangsbereich Meiendorf/Älteste Dryas bereits eine erneute Klimaverschlechterung an. Unterstrichen wird dies durch umgelagerte marine Foraminiferen und die allmähliche Zunahme präquartärer Sporomorphen, die für sich verstärkende erosive Prozesse sprechen.

4.2.2 Älteste Dryas (ÄÄD)

Die Auswirkungen der gegenüber dem Meiendorf klimatisch erheblich ungünstigeren Klimasituation in der Ältesten

Dryas beginnt sich nachweislich anhand der Vegetationsentwicklung (Abb. 5) bereits im Topbereich der Muddeablagerungen auszuwirken und zeigt sich dann auch lithologisch in der nachfolgenden, wiederholten Schüttung von zwischen 5,38-5,02 m gelblichgrauen, schluffigen, kalkhaltigen und in Lagen humosen Feinsanden. Diese werden zwischen 5,0-4,0 m durch einen grauen, z. T. in cm-mächtigen Lagen mittelsandigen, nur noch schwach kalkhaltigen, glimmerhaltigen und humosen Feinsand abgelöst. Mehrfach beobachtet wurden neben dem nach oben zunehmenden Schluffgehalt vor allem in seinem gelblichgrauen, unteren Bereich streifenförmige, z. T. bis zu 3 cm mächtige, stark kalkhaltige Schlufflagen.

Seitens der Vegetationsentwicklung zeigt sich eine Wiederausbreitung von Offenlandelementen, speziell von Süßgräsern, bei gleichzeitig erfolgreichem Rückgang der meiendorfzeitlichen Strauchformationen. Insgesamt scheint in diesem Zeitraum ein sehr zögerliches Austauen des unter der Depression begrabenen Toteises stattgefunden zu haben. Sowohl die oben genannten stark verfestigten kalkreichen Schlufflagen als auch die erhöhten *Pediastrum*-Werte, die mehrmals wieder ansteigende Birken-Kurve und die insgesamt relativ gleichförmig verlaufenden Kurven der Gehölze (außer Kiefer, konformes Verhalten zu wiederansteigenden präquartären Sporomorphen) und der wichtigsten Offenlandelemente sprechen für eine ständige Wiederaufarbeitung von meiendorfzeitlichen Sedimenten. Dies geschieht unter extrem flachen Ablagerungsbedingungen, wie sie bezüglich der Pollendiagramme möglicherweise auch für das Enderinger Bruch und Reinberg typisch zu sein scheinen. Mit der eintretenden Vegetationsöffnung spielen sowohl Umlagerungen präquartärer Sedimente als auch älterer Warmzeitsedimente (Zunahme von thermophilen Gehölzen, Heidekrautgewächsen, Torfmoosen, monoleten Sporen und Kiefer sowie Nachweis des Großen Algenfarns) wieder eine Rolle. Verglichen mit dem Meiendorf sinkt die Pollenkonzentration nach oben immer weiter ab.

Die Klimaverschlechterung während der Ältesten Dryas spiegelt sich auch unmittelbar in der Makrorestprobe 7 (Tab. 2) wider, die sich durch einen geringen Fossilgehalt und geringe Diversität sowie umgelagerte Fossilfragmente (?Kreide) auszeichnet. Es ist dabei nicht auszuschließen, dass, wie bei den Sporomorphen, auch Makroreste des Meiendorfs umgelagert wurden.

An Pflanzen der feuchten Standorte wurden nur Samen der Kastanienbraunen Binse und neben einigen Characeen-Oosporen an Wasserpflanzen weiterhin das Faden-Laichkraut gefunden. Die Mollusken-, Ostrakoden- und Zuckmückenlarvenfauna ist verarmt und lediglich durch wenige Schalenfragmente und Einzelexemplare (Tab. 2) belegt.

Ab 4,60 m ändert sich zum Hangenden mit dem steigendem Schluffanteil und zunehmend mehr Pflanzen- und Molluskenresten auch das Vegetationsbild. Die Birken-Kurve, nach der Kleinheit der Mehrzahl der Pollen immer noch überwie-

gend von der Zwergbirke stammend, steigt allmählich an. Ebenso breiteten sich Sanddorn und Weide (auch Makrorestbelege) erneut aus. Bis auf den Beifuß und Süßgräser (u. a. Schwingel, Tab. 2) gehen viele der Offenlandelemente wie auch die umgelagerten Sporomorphen zurück.

Das Maximum der Süßgras-Kurve liegt in der stark feinsandigen, humosen Basis der über dem Feinsand folgenden Kalkmudde und fällt mit einem letztmaligen Sanddorn-Maximum zusammen.

Feuchte Standorte in der Umgebung der Depression wurden wieder verstärkt durch Schachtelhalmbestände und gemäß der Makroreste der Probe 6 (Tab. 2) durch Laubmoose, Binsengewächse und Sauergräser eingenommen. Zu letzteren zählt auch die in Europa bis zur südlichen Arktis verbreitete Schnabelsegge (*Carex rostrata*), die nach DIERSSEN (1996) in Großseggenesellschaften im Schlenken- bzw. Teppichniveau von Mooren (pH-indifferent) vorkommt, aber auch als Verlandungspionier oligotropher Gewässer (CASPER & KRAUSCH 1980) bekannt ist. Ebenso ist die bis in den zirkumpolaren Bereich vordringende Gewöhnliche Sumpfsimse (*Eleocharis palustris*) ein typisches Florenelement der Großseggenriede.

In den offenen Wasserbereichen zeigt sich eine stärkere Ausbreitung von Armleuchteralgen, die durch die Präsenz von etlichen *Chara*-Oosporen auffallen. Bei den Laichkräutern gesellt sich zu dem schon bekannten Faden-Laichkraut das Schwimmende Laichkraut (*Potamogeton natans*), welches mäßig tiefe (bis max. 5 m Wassertiefe), basenreiche und i. d. R. nährstoffärmere Gewässer bevorzugt (KRAUSCH 1996). Ein weiteres, hier nachgewiesenes Florenelement ist der für flache Wasserbereiche typische Wasserhahnenfuß (*Ranunculus (Batrachium)* sp.).

Die Molluskenfauna ist vor allem wieder durch verschiedene Erbsenmuscheln charakterisiert (Tab. 2). Bei den aquatischen Schnecken ist neben der Schlamm Schnecke als neuerscheinende Art das Zwergposthörnchen [*Gyraulus (Armiger) crista*] erwähnenswert, welches pflanzenreiche, stehende Gewässer bevorzugt. Hinzu kommen Landschnecken, wie beispielsweise die amphibisch im Uferbereich lebenden Bernsteinschnecken (Succineidae).

Die Ostrakoden weisen mit insgesamt neun Arten die bisher höchste Diversität auf. Das Verschwinden von *Cytherissa lacustris* reflektiert die erhöhte biogene Produktivität, die höchstwahrscheinlich zu Sauerstoff-reduzierten Verhältnissen im Bodensubstrat führte.

Wasserflöhe, hier mit den beiden Gattungen *Daphnia* und *Simocephalus* vertreten, sind ebenso wie die in Kopfkapseln der Zuckmückenlarven wieder zahlreicher vertreten. Dabei scheint gegenüber dem *Corynocera ambigua*- und *Chironomus anthracinus*-Typ der *Microtendipes pedellus*-Typ aus dem Ablagerungsraum zu verschwinden, da dieser ab der obersten Ältesten Dryas nicht mehr nachgewiesen ist.

Die im Gegensatz zur Makrorestprobe 7 festgestellte besonders hohe Diversität und großen Abundanzen lassen sich unmittelbar auf eine sich schon in der oberen Ältesten Dryas

einsetzende allmähliche Klimaverbesserung zurückführen, die eine verstärkte Besiedlung des Ablagerungsraums durch Flora und Fauna ermöglichte.

4.2.3 Bölling (BÖ)

Die zwischen 3,70-3,25 m ausgebildete, graue, teilweise feinsandige und mm- bis cm-mächtige Schlufflagen aufweisende Kalkmudde wurde überwiegend unter den klimatisch wieder günstigeren Bedingungen des Böllings akkumuliert. Charakteristisch sind des Weiteren zahlreiche, z. T. in Nestern auftretende Mollusken und Moostorflagen.

Gegenüber dem Meiendorf erfolgt eine nun deutliche Birkenausbreitung, die keine neuen Sanddornpopulationen mehr aufkommen ließ. Pollenmorphologisch überwiegen jetzt größere Pollentypen, die vermutlich auf Baumbirken zurückgehen, seitens der Makrorestbefunde aber nicht verifiziert werden können. Wie im Brandenburger Raum (STRAHL 2005), gehen die prozentualen Anteile der Kiefer und auch der quartären und präquartären Umlagerungen (Abb. 5) aber deutlich zurück. Wacholder und Weide konnten sich noch behaupten bzw. zunächst sogar noch weiter ausbreiten. Unter den Offenlandelementen blieben lediglich Bestände mit Süß- und Sauergräsern bedeutend, diese z. T. mit deutlicher Bindung an den Standort (hier nach den Makrorestbelegen Wasser- und Schnabelsegge).

Im mittleren Teil des Abschnitts deutet sich ein möglicherweise klimatisch bedingter Rückgang der Birke bei gleichzeitiger Zunahme kleiner Birkenpollentypen und dem Anstieg der Kurven von Kräutern, Kiefer und Umlagerungen an. Belege für innerböllingzeitliche Klimaschwankungen liefern in der weiteren Nachbarschaft mit Sicherheit bisher nur die hochauflösenden Profile Schollene im nordöstlichen Sachsen-Anhalt (MATHEWS 1997) und Kersdorf-Briesen in Ostbrandenburg (SCHULZ & STRAHL 2001).

Das absolute Birken-Maximum von mehr als 80% liegt in einer das Bölling sedimentologisch abschließenden Moostorflage und ist von seiner Höhe her eher sekundärer Natur. Die unter extrem flachen Ablagerungsbedingungen akkumulierten Sporomorphen zeigen deutliche Korrosionserscheinungen. Das darauf folgende, bereits altdryaszeitlich aufgefasste Süßgras-Maximum dürfte unter ähnlichen Ablagerungsbedingungen zustande gekommen sein. Damit liegt hier ein Kondensationsprofil mit extrem geringen Sedimentationsraten unter extrem flachen Wasserbedingungen vor. Auch die aus den böllingzeitlichen Sedimenten entnommene Makrorestprobe 5 (Tab. 2) zeichnet sich wie die vorhergehende Probe durch eine hohe Diversität und hohe Abundanzen aus und spiegelt optimale Lebensbedingungen im Ablagerungsraum wider. Die Ufervegetation ist durch Reste von Laubmoosen, Weide, Sauergräsern und Binsengewächsen belegt.

Im Gegensatz zur vorhergehenden Probe 6 geht der Bewuchs durch die Armleuchteralgen innerhalb der offenen Wasserbereiche zurück, da kaum noch *Chara*-Oosporen auftreten.

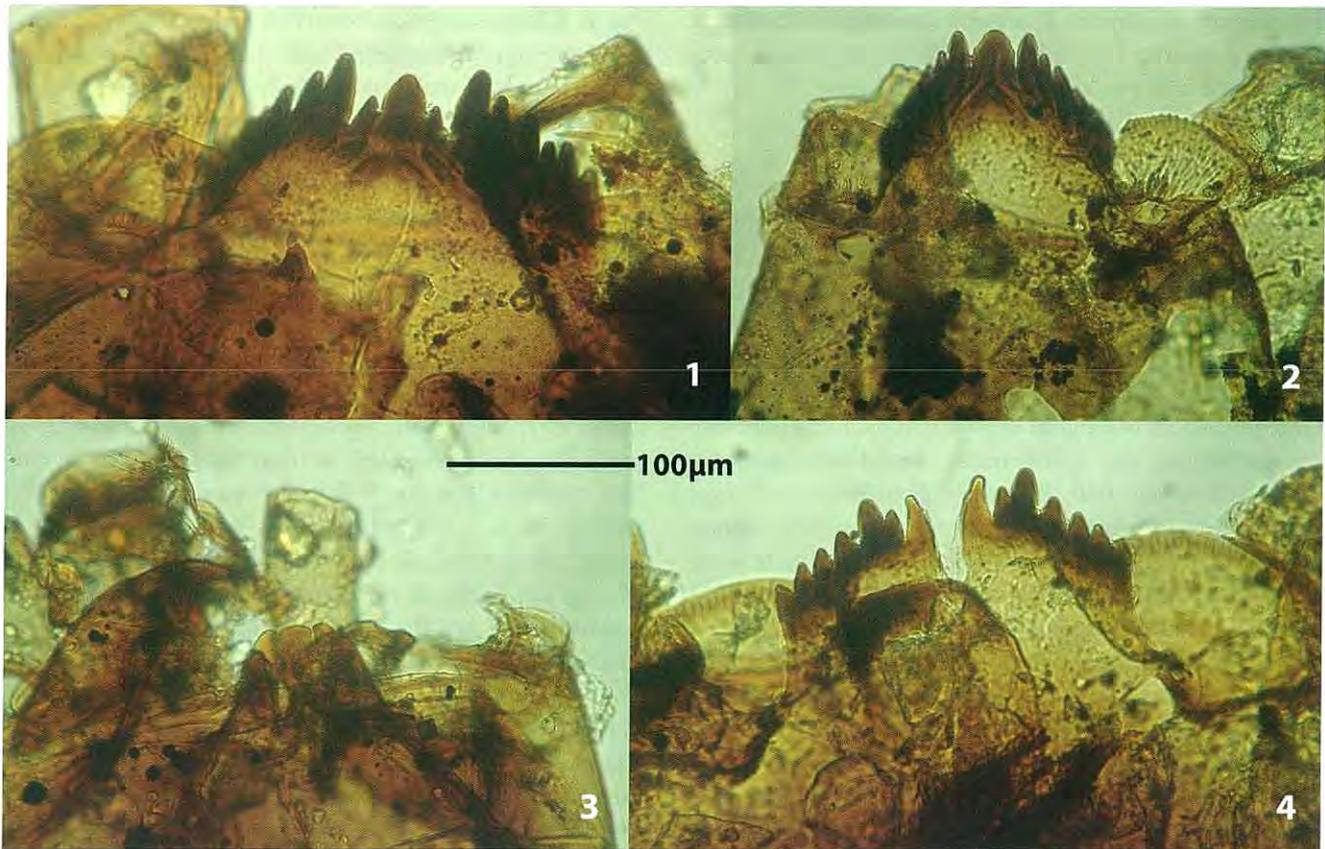
Um so stärker scheint sich nun das Faden-Laichkraut auszubreiten, von dem mehrere Steinkerne vorliegen und damit ebenso wie der Tannenwedel die Persistenz eines kalk-oligotrophen Sees während dieses Zeitraums unterstreicht.

Neben den schon bekannten *Pisidium*-Arten (Tab. 2) besiedelt jetzt auch das euryöke *P. milium* das Habitat. Die aquatischen Schnecken sind während des Böllings mit vier Arten überliefert und zeigen in dieser Probe auch ihre größte Häufigkeit, wobei unter den Schnecken nach wie vor die Schlamm Schnecke das dominierende Faunenelement ist. Innerhalb der weiterhin gut entwickelten Ostrakodenfauna treten als neue Arten *Pseudocandona compressa* und *Cyclocypris serena* auf. Nach MEISCH (2000) bevorzugt *P. compressa* die Litoralzone von Seen und kommt bis in eine Tiefe von max. 8 m vor. Während *P. compressa* „mesothermophil“ ist, d. h. sowohl in kaltem als auch in wärmerem Wasser leben kann, ist *C. serena* (wie auch *Potamocypris villosa*, Taf. 1, Fig. 4) eine hauptsächlich in kaltem Wasser vorkommende Art. Bei den Zuckmückenlarven konnte anhand des Materials nur der *Corynocera ambigua*- und der *Chironomus anthracinus*-Typ nachgewiesen werden. Die Präsenz des *Corynocera ambigua*-Typs spricht trotz der Klimaverbesserung während des Böllings, ähnlich der im Meiendorf, für anhaltend kühlere Verhältnisse im Wasserkörper. Neben weiteren wenigen Resten von Insekten, Süßwasserbryozoen und Fischen sind aus diesem Zeitabschnitt besonders häufig Gemmulae des Süßwasserschwamms *Spongilla lacustris* überliefert.

4.2.4 Ältere Dryas (ÄD)

Aufschluss über die Entwicklung des Standorts während der Älteren Dryas geben lediglich die Kernstrecken zwischen 3,27-3,00 und 2,00-1,80 m. Für den Teufenbereich 3,00-2,00 m wurde in der FB 1/98 aufgrund des Grundwasserstands kein autochthones Sediment in den Linern erfasst. Bei den zwischen 2,90-2,50 m vorgefundenen Sanden handelte es sich laut der pollenanalytischen Überprüfung ausschließlich um Nachfall aus der Jüngeren Dryas und dem Alleröd. Aus diesem Grunde wurden zum Vergleich die unmittelbar benachbarten Bohrungen RKS Grimmen 1/98 (Vorbereitung der FB 1/98) und die BP 14 herangezogen. Beide Bohrungen zeigen, entsprechend den in der FB 1/98 überlieferten Teufenbereichen oberhalb der böllingzeitlichen Kalkmudde, gleichfalls einen grauen bis braunen, schluffigen, humosen und molluskenführenden Feinsand, dessen Kalkgehalt nach oben abnimmt.

Sowohl pollenanalytisch als auch lithologisch liegt die Grenze zur Älteren Dryas im Topbereich der böllingzeitlichen Kalkmudde, die von einer Grobsandlage unterbrochen, in einer stark feinsandigen Ausbildung endet. Hier erfolgt der Steilanstieg der Süßgras- und unmittelbar nachfolgend auch der Sauergras-Kurve (Abb. 5). Die Ursache der Extrema ist hier sowohl in den unter Pkt. 4.2.3 beschriebenen Ablagerungsbedingungen als auch in einer vermutlich



Tafel 2

Kopfkapseln der Zuckmückenlarven

Fig. 1: *Chironomus anthracinus*-Typ, Makrorestprobe (MP) 9; Fig. 2: *Dicrotenpides* sp., MP 8; Fig. 3: *Corynocera ambigua*-Typ, MP 3; Fig. 4: *Microtenpides pedullus*-Typ, MP 8

Plate 2

Head capsules of chironomid larvae

Fig. 1 *Chironomus anthracinus*-group, macro remain sample (mrs) 9; fig. 2: *Dicrotenpides* sp., mrs 8; fig. 3: *Corynocera ambigua*-group, mrs 3; fig. 4: *Microtenpides pedellus*-group, mrs 8

standörtlichen Überrepräsentation zu suchen. Zumindest im älteren Teil der Älteren Dryas spielen wie zuvor in der Ältesten Dryas Wiederaufarbeitungsprozesse eine nicht unerhebliche Rolle (scheinbarer Wiederanstieg der Birken-Kurve), diese schwerpunktmäßig jedoch auf böllingzeitliche Sedimente beschränkt (nur geringer Präquartäranteil). Insgesamt spielen Offenlandelemente, vor allem Beifuß und Sonnenröschen wieder eine deutlich größere Rolle. Im weiteren Verlauf geht die Birke klimabedingt gegenüber diesen zurück. Das zeigt auch die zur weiteren Interpretation herangezogene Probe aus dem Teufenbereich 3,00-2,00 m der BP 14 (gestrichelter Kurvenverlauf im Pollendiagramm, Abb. 5).

Ein Wiederanstieg der Birken-Kurve ist erst in den Feinsanden unterhalb der allerödzeitlich eingestuft, ab 1,70-1,32 m folgenden Grobdetritusmudde festzustellen. Hier zeigen neben Wacholder und Weide vor allem standortprägende Taxa, wie der Schachtelhalm und *Pediastrum boryanum* einen Wiederanstieg ihrer Kurven.

Ein direkter Vergleich mit den Profilen Ender Bruch und Reinberg ist nicht möglich, da in diesen beiden Profilen die Ältere Dryas als trennendes Kryomer zwischen dem Bölling und dem Alleröd offensichtlich nicht ausgebildet ist bzw. sich nur vage andeutet. Auch hier ist die Ausbildung eines klassischen Bölling-Alleröd-Komplexes anzunehmen, wie er aufgrund der restriktiven Sedimentationsumstände bzw. durch zu weite Probenabstände bedingt, für eine Vielzahl mecklenburg-vorpommerscher und brandenburgischer Profile vorliegt (vgl. STRAHL 2005).

Die aus dem Teufenbereich 3,27-3,00 m, also aus der unteren Ältesten Dryas stammenden Makrorestproben 4 und 3 (Tab. 2) zeigen wieder eine deutliche Abnahme sowohl in der Diversität als auch in den Abundanzen, wodurch sich Veränderungen in den Lebensbedingungen, bedingt durch Klimaverschlechterung, ableiten lassen.

Aus dem Uferbereich sind vor allem Fragmente von Laubmoosen sowie nicht näher bestimmbare Reste von Süß- und Sauergräsern überliefert. Darüber hinaus sind in der Probe 3

erneut Megasporen des Dornigen Moosfarns vorhanden.

Die Armleuchteralgen stellen anscheinend, wie schon während des Böllings, keinen großen Anteil mehr an der Vegetation der offenen Wasserbereiche, da auch hier nur noch wenige *Chara*-Oosporen zu finden sind. Dagegen ist das Faden-Laichkraut noch in der Probe 4 durch etliche Steinkerne belegt, jedoch reduziert sich ihre Anzahl drastisch auf wenige Exemplare in der Probe 3.

Die Molluskenfauna ist in Probe 4 nur durch ein unbestimmtes Fragment einer Erbsenmuschel überliefert, dagegen weist Probe 3 wenige Exemplare der Erbsenmuscheln *P. caertanum* und der Schlammuschnecke auf. Die Ostrakodenfauna reduziert sich gegenüber dem Bölling von neun auf sechs (Probe 4) bzw. fünf Arten (Probe 3, Tab. 2), ist jedoch durch ihre Schalen noch relativ häufig vertreten (vor allem in der Probe 4). Ehippien der Wasserflöhe sind in beiden Proben präsent, beschränken sich aber in Probe 3 auf die der Gattung *Simocephalus*. Bei der Chironomiden-Fauna verringert sich die Anzahl der Kopfkapseln ebenfalls merklich, neben dem *Corynocera ambigua*- und dem *Chironomus anthracinus*-Typ wurden Kopfkapseln von *Glyptodentipes*, *Polypedilum* und der Tanytarsini nachgewiesen. Nach PINDER & REISS (1983) präferiert *Glyptodentipes* detritusreiche Sedimente des Litorals, wo es u. a. auch im Aufwuchs, aber auch in Kolonien von Bryozoen und Schwämmen vorkommen kann. Sowohl Statoblasten der Süßwasserbryozoe *Cristatella mucedo* als auch Gemmulae von *Spongilla lacustris* sind fossil aus diesem Zeitbereich überliefert, letztere vor allem aus der Probe 4.

4.2.5 Alleröd (AL)

Die Grenze zum letzten, in der Regel am deutlichsten in Mecklenburg-Vorpommern ausgebildeten und zumindest in seinem jüngeren Teil vom Bölling abgrenzbaren Thermomer, dem Alleröd, liegt in der FB 1/98 noch innerhalb der oben beschriebenen Feinsande. Die pollenanalytische Grenze wird hier mit dem Steilanstieg der Birken-Kurve gezogen, auf den sowohl Wacholder als auch Weide und insbesondere die Offenlandelemente, ausgenommen die z. T. standörtlich gebundenen Sauergräser, mit einem sichtlichen Rückgang reagieren (Abb. 5).

Noch in seinem älteren Teil, in der birkenreichen Phase (AL 1) des Alleröds, erfolgt der Sedimentationswechsel zu einer unter O₂-Kontakt rotbraun anlaufenden, feinsandigen und kalkfreien Grobdetritusmudde.

Unmittelbar nach Einsetzen der Muddesedimentation zeigt das Pollendiagramm (Abb. 5), dass sich die Kiefer im Untersuchungsgebiet durchsetzt. Neben der Birke gehen der Wacholder, vor allem Süß- und Sauergräser und auch der Beifuß erheblich zurück. Als wärmeliebendes Element erscheint häufiger das Mädesüß (*Filipendula*). Wegen des Fehlens der Laacher See Tephra (LST, auch die gezielte mikroskopische Suche blieb erfolglos) bleibt eine weitere Untergliederung des jüngeren, kiefernreichen Alleröd-Ab-

schnittes fraglich. Die sich im Pollendiagramm andeutende Wiederausbreitung von Süß- und Sauergräsern fällt zusammen mit Kurvenanstiegen bei Schachtelhalm, Dornigem Moosfarn und Torfmoosen und ist daher vermutlich eher standörtlich, also durch ein höheres Feuchteangebot gesteuert und nicht klimatischer Natur.

Eine Kontrolle der Ergebnisse durch die Untersuchung der Großreste konnte für diesen Abschnitt mangels Probenmaterials (Aufbereitung für Suche nach der LST) leider nicht erfolgen.

4.2.6 Jüngere Dryas (JD)

Die allerödzeitliche Grobdetritusmudde wird zwischen 1,32-1,00 m durch ein gelbbraunes, feinsandiges und kalkfreies Schluff-Grobdetritusmudde-Gemisch abgelöst, das nach den der pollenanalytischen Untersuchungsergebnissen (Abb. 5) bereits in der Jüngeren Dryas akkumuliert wurde. Charakteristisch ist ein Rückgang der allerödzeitlichen Bewaldung zugunsten einer lichtliebenden Offenlandflora mit vor allem Süß- und Sauergräsern, Beifuß und auf feuchten, kalkarmen Standorten Heidekrautgewächsen und Torfmoosen. Neben der Birke waren Wacholder und Weide (auch Makroreste) die häufigsten Gehölze.

Die schon in den Sedimenten beobachtete Entkalkung spiegelt sich nun auch deutlich in der Makrorestprobe 2 (Tab. 2) wider, die sich durch das Fehlen von kalkigen Fossilresten auszeichnet. Auffällig ist der hohe Anteil an Blättchen des Torfmooses, welche auf die beginnende Etablierung eines sauren, oligotrophen Moors innerhalb der Depression hinweisen. Nach wie vor sind jedoch auch noch kalkliebende Pflanzen wie der Dornige Moosfarn sowohl durch seine Megasporen als auch pollenanalytisch nachgewiesen.

Echte Wasserpflanzen sind nur durch einen schlecht erhaltenen, nicht näher bestimmbarsten Steinkern eines Laichkrauts belegt (möglicherweise umgelagert), auch die Armleuchteralgen sind nur noch durch wenige Oosporen der Gattung *Chara* sp. überliefert.

Die jungdryaszeitliche Fauna setzte sich vor allem aus Wasserflöhen (*Daphnia*), Insekten (u. a. Köcher der Trichoptera), Zuckmückenlarven (*Corynocera ambigua*- und *Chironomus anthracinus*-Typ) und wenigen Statoblasten der Süßwasserbryozoe *Cristatella mucedo* zusammen. Interessanterweise liegen auch Nachweise von Ostrakoden (?*Cyclocypris ovum*) vor, deren kalkige Schalen weggelöst wurden, so dass nur noch die zarte organische Haut der Schalen erhalten blieb.

Zwischen 0,96-0,85 m folgt ein stark schluffiger, schwach kalkhaltiger Feinsand mit mm-mächtiger Parallelschichtung. Er schließt die weichselspätglaziale Sedimentation ab. In seinem Topbereich zeigt er eine Durchmischung mit holozänen Florenelementen.

Die Makrorestprobe 1, die aus diesem Profilabschnitt stammt, ist äußerst fossilarm. Überliefert sind nur wenige

Megasporen des Dornigen Moosfarns, einige Insektenresten (Köcher der Trichoptera) und ein Statoblast von *Cristatella mucedo*. Alles in allem reflektiert der geringe Fossilinhalt eine zunehmende Reduktion des Habitats und eine weitere Verschlechterung der Lebensbedingungen für aquatische Organismen.

Da der darüber folgende Torf bereits jungholozäne (?) Pollenspektren aufweist (s. ff.), muss von einer endgültigen Auffüllung des Sedimentationsraums noch im ausgehenden Weichsel-Spätglazial und seiner Reaktivierung erst wieder im jüngeren Holozän ausgegangen werden.

4.3 Holozän

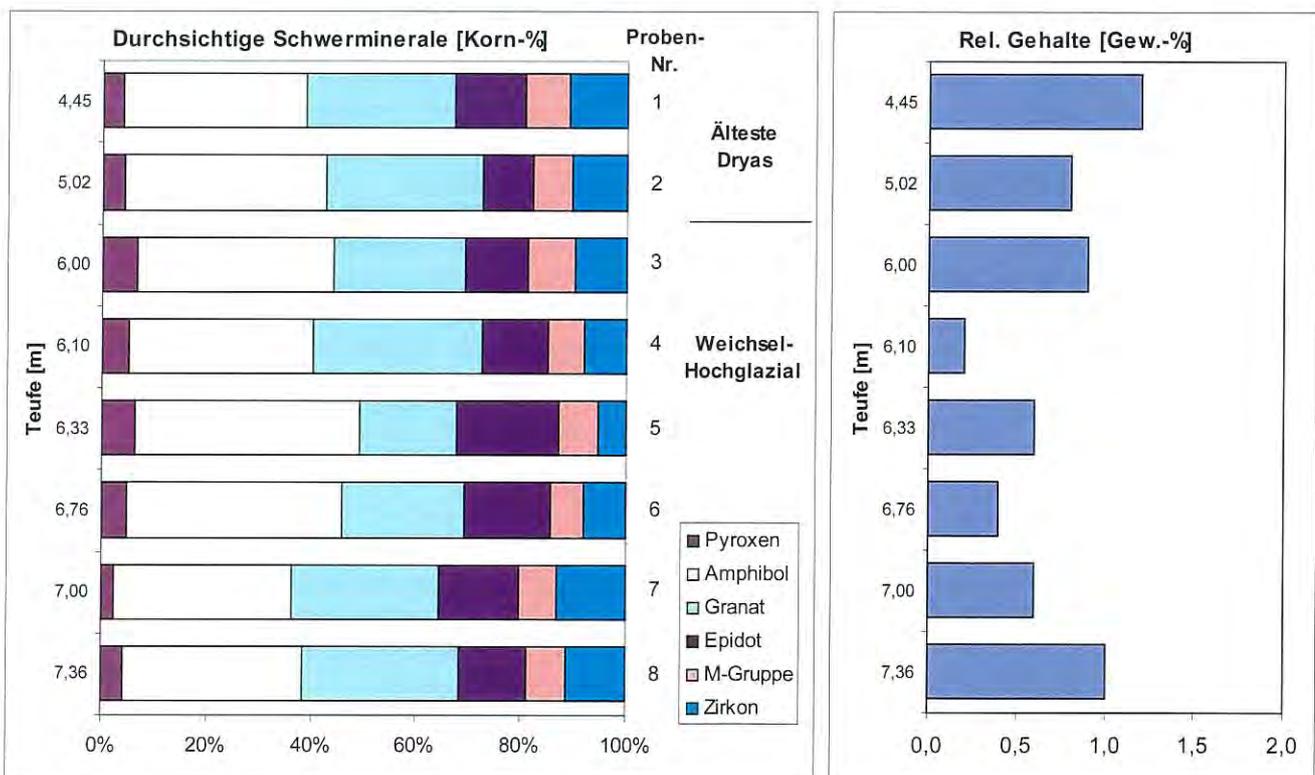
Ein ca. 10 cm mächtiger, stark zersetzter, feinsandiger Torf bildet den Abschluss der pollenanalytisch auswertbaren Sedimente der FB 1/98. Die durch erhebliche Korrosion gekennzeichneten, armen Pollenspektren (Abb. 5) führen seitens der Gehölze vor allem Erle, Kiefer, Hasel, Linde (*Tilia*) und Eiche und verweisen damit auf ein mindestens atlantisches Bildungsalter. Vereinzelt Funde von Siedlungszeigern wie Getreiden (*Cerealia*), darunter auch Saatroggen (*Secale cereale*) lassen jedoch ein deutlich jüngeres Alter (Älteres bis Jüngeres Subatlantikum) vermuten. Eine genauere Zuordnung ist aufgrund der o. a. Korrosion des Pollen- und Sporeninventars jedoch nicht möglich. Der massenhafte Nachweis von monoleten Farnsporen neben den hohen Erlengehalten spricht für die Ausbildung von Bruchwaldstandorten im Bereich der Depression.

5. Ergebnisse der Schwermineralanalyse

Die Häufigkeitsverteilung der Schwerminerale (SM, Trennung mit Tetrabromethan, $d=2, 96 \text{ g/cm}^3$) und ihrer relativen Gehalte sind der Abbildung 6 zu entnehmen. Die schwermineralanalytische Bestandsaufnahme der minerogenen Basispartien des Bohrprofils und ihr Vergleich mit jüngeren feinsandig-schluffigen Einschaltungen bietet im vorliegenden Fall den großen Vorteil, sich auf pollenstratigraphische Zuordnungen stützen zu können (vgl. Abb. 5). Damit werden lithostratigraphische Mehrdeutigkeiten vermieden und klimabezogene Eindeutigkeiten wahrscheinlicher. Als ein weiterer Vorteil kommt hier die relativ enge Beprobung des unteren Profildrittels zur Geltung, die es gestattet, auch geringe Häufigkeitsschwankungen begründet zu deuten.

Ausgehend von den lokalen, kleinräumigen Sedimentationsvorgängen im Zusammenhang mit dem Austauen von verschüttetem Toteis wurde hier weitgehend immer das gleiche glaziale Ausgangsgestein erodiert, mehrfach umgelagert und akkumuliert. Derartige gleichbleibende Lieferbedingungen spiegeln sich in der relativ unveränderten Zusammensetzung des SM-Spektrums wider. Die Frage, inwieweit die über das Profil erkennbaren leichten Häufigkeitsschwankungen zum normalen Grundrauschen gehören oder Signale eines veränderten Prozessgeschehens sind, wird u. a. aufgrund der eindeutigen Pollenbefunde zugunsten der Annahme des letzteren beantwortet.

Die den W3-Geschiebemergel überdeckenden glazifluviatilen Sande (Pr. 8 u. 7) zeigen teufenaufwärts bis 7,0 m eine



glazial geprägte Zusammensetzung. Im darüberfolgenden 1 m mächtigen Sedimentpaket (Pr. 6-3) steigen die Anteile von Pyroxen und Amphibol auf 6% bzw. 43% gegenüber 3% bzw. 34% in den liegenden Nachschüttungen. Diese Steigerung wird hier als Anzeichen der Klimaverbesserung infolge des Meiendorf-Interstadials (Abb. 5) und einer erhöhten, verwitterungsbedingten mechanischen Zersetzung des Liefermaterials (Mergel, Geschiebe) angesehen. Für eine Verminderung des Anteils an instabilen Mineralen durch Ausmerzung war die chemische Verwitterung im Vergleich zu interglazialen Klimaverhältnissen nicht stark genug (STRAHL & THIEKE 2002). Nach diesem Deutungsmuster zeigt der Profilabschnitt 5,5-4,5 m (Pr. 2 u.1) wieder kaltzeitliche Klimabedingungen an (Älteste Dryas nach pollenstratigraphischer Bewertung), denn sein SM-Bestand ist fast identisch mit den liegenden weichselhochglazialen, schwach mittel- bis grobsandigen Feinsanden. Die relativen SM-Gehalte weisen eine unklare Tendenz auf, die mit der gebotenen Vorsicht als gegenläufig zur Verminderung der instabilen Minerale beschrieben werden kann.

6. Vorstellungen zur Genese der weichselspätglazialen Depression

Die in der Depression und ihrem Umfeld abgeteuften Kernbohrungen bis in etwa 28 m Tiefe (Abb. 3) boten die seltene Gelegenheit, die Schichtenfolge und Lagerungsverhältnisse der weichselzeitlichen Bildungen unterhalb und in Nachbarschaft der Depression auszuwerten. Daraus ergaben sich folgende Anhaltspunkte für eine Rekonstruktion ihrer Anlage:

Während im westlichen Teil der ausgangs des Brandenburger Stadiums (W1) angelegten Rinne im weiteren Verlauf Sande (s gf w1) akkumuliert wurden, ist dies unter der Depression nicht der Fall. Die hangenden Folgen der Schmelzwasserbildungen gl-gf w1 bis gl qw2 sind hier anschließend mit reduzierten Mächtigkeiten abgelagert, ebenso (vermutlich) die Grundmoräne des W2-Gletschers (g qw2). Die darüber lagernde Grundmoräne g qw3 erscheint dagegen mit überdurchschnittlicher Mächtigkeit. In diesem Falle kann vermutet werden, dass es sich zumindest in ihrem oberen Abschnitt um ein Schlammstromsediment handelt, welches in die entstehende Depression geflossen ist (?d qws).

Anschließend erfolgte, und nur in diesem Bereich, die kontinuierliche Ablagerung weichselspätglazialer Sedimente, so dass am Ende des Weichsel-Spätglazials die Depression bereits aufgefüllt war (Abb. 3).

Die vertikale Reichweite der Depression ist ungewöhnlich. Außerhalb der Depression wurde bezüglich der Auswertung aller Bohrungen um die Senke die glazifluviale Rinne durch die überlagernden Schmelzwasserbildungen aufgefüllt. Die Sedimente des darüber lagernden Eisstausees enden mit einem fast einheitlichen Niveau von ca. 0 m HN. Daraus kann abgeleitet werden, dass dieses Niveau ursprünglich auch im Bereich der Depression bestand. Es liegt daher nahe, die Mächtigkeitsreduzierung der Schmelzwasserbildungen gf qw1 bis gl qw2 und der Grundmoräne g qw2 auf begrabenes Toteis in oder über der kiesig-sandigen Rinnenfüllung k gf qw1 zurückzuführen. Einen Anhaltspunkt dafür bietet die Sedimentationsverlagerung der glazifluviatilen Sande gf qw1 und der sandig-schluffigen Bildungen gf-gl qw1 in den NW-Teil und die Mitte der Rinne. Diese könnte durch Gewässereis, wahrscheinlicher aber noch durch das Hereinstürzen eines großen Gletschereisblocks in die Rinne über der späteren Depression ausgelöst worden sein. Der anschließend verschüttete Toteisblock überdauerte unter etwa 5 m Sedimentbedeckung die Klimaverbesserung, die zum Rückzug des Brandenburger Inlandeislagers führte, anschließend aber auch den Pommerschen und Mecklenburger Gletschervorstoß mit der dazwischenliegenden schwachen Erwärmung. Nach dem Rückzug des W3-Gletschers begann das Toteis spätestens während des ersten weichselspätglazialen Interstadials, dem Meiendorf, auszuschmelzen. Die deutlich vor dem Alleröd einsetzende Bildung und Auffüllung der Depression könnte so mit der Tiefenlage des vermuteten begrabenen Toteises zusammenhängen. Das Ausschmelzen des Toteises begann vermutlich mit dem Zurückweichen des Permafrostes von seiner Basis her im Wechselspiel zwischen Erdwärme und abnehmendem Bodenfrost. In diesem Falle wäre das bei einem Zurückweichen seiner Eindringtiefe in den Boden auf weniger als etwa 15 m anzunehmen, denn dieser Wert entspricht der Sedimentmächtigkeit gf qw1 bis einschließlich g qw2 unter Einbeziehung der rekonstruierten Höhe des Toteiskörpers (etwa 8 m). Durch den einsetzenden Austauprozess muss bezüglich der mächtigen ältest- und altdryaszeitlichen Sandschüttungen eher

Abb. 6

Häufigkeitsverteilung der durchsichtigen Schwerminerale (SM) sowie ihrer relativen Gehalte in weichselhoch- und weichselspätglazialen Sedimenten der Bhrg. F1/98 Grimmen
Dargestellt sind die Mittelwerte der SM-Gehalte aus den Fraktionen 0,2-0,1 mm und 0,1-0,063 mm; bestimmte transparente Minerale je Fraktion ca. 300; M-Gruppe: Andalusit, Apatit, Topas, Turmalin, Rutil, Disthen, Staurolith, Sillimanit; Proben-Nr. vergleiche Abbildung 5

Fig. 6

Frequency distribution of transparent heavy minerals (hm) and their relative content in Weichselian Pleniglacial and late Weichselian sediments of the drill core F1/98 Grimmen
The mean of the hm-content of the fractions 0.2-0.1 mm and 0.1-0.063 mm are shown; ca. 300 transparent minerals of each fraction were determined; M-group: andalusite, apatite, topaz, turmaline, rutile, cyanite, staurolite, sillimanite; sample-number see figure 5

von einem schubweisen kräftigen als einem allmählichen Absenken der Depression ausgegangen werden. In der sich bildenden Depression wurde zunächst über dem glazigenen Teil der Grundmoräne g qw3, aus dem Hangbereich abgleitend, ihr Schlammstromsediment d qws abgelagert, so dass beide Anteile hier die sonst ungewöhnliche Mächtigkeit von etwa 5 m erreichen. Spätestens im Anschluss daran dürfte sich die Depression dort, wo sie durch das im Untergrund austauende Toteis in ausreichendem Maße abgesunken war, mit Wasser gefüllt haben. Das Kleingewässer im Bereich der BP 14 und FB 1/98, das damit ein fossiles Soll darstellt, wurde mit weichselspätglazialen Bildungen aufgefüllt und war bereits ausgangs der Jüngeren Dryas verfüllt. Die Gesamtkonfiguration der Depression ist unbekannt. Sie wurde in den Bohrungen am westlichen Rand der Senke nicht angetroffen, so dass nur eine kleine Fläche am Ostrand der Senke bekannt ist, deren Erstreckung nach Osten aber offen bleibt.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Entstehung der großen vermoorten Senke, das heutige Deponiegelände, auf Toteisreste des jüngsten Gletschervorstoßes zurückgeht. Hier wurden die überwiegend holozänen Bildungen abgelagert. Die Sedimentation der oben beschriebenen mächtigen weichselspätglazialen Bildungen in der viel kleineren Depression am Rande dieser Senke geht dagegen offenbar auf deutlich älteres begrabenes Toteis zurück.

Ähnliche Verhältnisse wurden bereits von einer mit Weichsel-Spätglazial und Holozän aufgefüllten kleinen, sich an der Oberfläche nicht abzeichnenden Depression in Hangposition bei Tessin (Mecklenburg-Vorpommern) 1999 durch KRIENKE & STRAHL beschrieben. Auch dort konnte nachgewiesen werden, dass die Absenkung durch Austauen von begrabenem älterem Toteis ausgelöst wurde.

Zusammenfassung

Die komplexe und interdisziplinäre geologische Bearbeitung des Deponiestandorts Grimmen ist ein gutes Beispiel dafür, welche entscheidende Rolle lithostratigraphische und biostratigraphische Befunde für die Ausweisung eines sicheren Deponiestandorts spielen. Daneben bieten besonders die auf engem Raum abgeteuften Kernbohrungen in einem Gebiet mit geringem Erforschungsgrad die Möglichkeit, den quartärgeologischen Kenntnisstand zu erweitern. So konnte im Untersuchungsgebiet eine annähernd vollständige Schichtenfolge des Weichsel-Hochglazials und des Weichsel-Spätglazials nachgewiesen werden, die in Mecklenburg-Vorpommern nördlich der Verbreitungsgrenze des Mecklenburger Vorstoßes (W3) zwar zu erwarten, aber außerordentlich selten anzutreffen ist und bisher nicht beschrieben wurde (Abb. 1-2). Besondere Bedeutung gewinnt dieses Vorkommen durch die Überlieferung einer quasi kompletten Abfolge des Weichsel-Spätglazials in einer Depression, die mit großer Wahrscheinlichkeit durch das Austauen von

verschüttetem Toteis eines älteren weichselglazialen Gletschers angelegt wurde (Abb. 3-4).

Summary

Extensive and interdisciplinary geological investigations have shown that these studies are important tools for evaluating dumpsites. In contrast to other well-studied Weichselian generated landscapes in NE-Germany, there is only little information about the Quaternary deposits, which are located north of the limit of the Mecklenburg advance (W3). Now, the data from the densely taken drill cores of the dump site Grimmen allow to achieve a better knowledge of the Quaternary history of this region. It became evident that the depression of Grimmen, which could be traced back to a buried dead ice block of an older Weichselian ice sheet, contains a probable complete section of lacustrine deposits ranging from the Weichselian Pleniglacial up to the Weichselian Lateglacial. This is the first time that such a fully preserved succession could be proved in Mecklenburg-Vorpommern.

Danksagung

Für die gute Zusammenarbeit und bereitwillige Überlassung von Unterlagen sei Herrn Dr. Turnow (Ingenieurbüro WASTRA-PLAN) sowie dem STAUN Stralsund herzlich gedankt, ebenso Herrn Wehlisch von der Stadtverwaltung Grimmen für die Erlaubnis zur Niederbringung der Forschungsbohrung FB 1/98 auf dem Deponiegelände.

Ebenso herzlich danken wir Herrn Dipl.-Geol. U. Strahl (Königs Wusterhausen) für die kritische Durchsicht des Manuskripts und seine hilfreichen Hinweise.

Ferner danken wir den Herren Dr. F. Kienast (AWI-Potsdam), Dr. S. Brooks (NHM London) und Dr. S. Mischke (FU-Berlin) für die Bereitstellung von Vergleichsmaterial und ihre Diskussionsbereitschaft.

Literatur

- CARBONEL, P., COLIN, J.-P., DANIELOPOL, D. L., LÖFFLER, H. & I. NEUSTRUEVA (1988): Paleoeecology of limnic ostracods: A review of some major topics. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeogeography*, **62**, S. 413-461, Amsterdam
- CASPER S. J. & H.-D. KRAUSCH (1980): Pteridophyta und Anthophyta. 1. Teil: Lycopodiaceae bis Orchidaceae. - In: Ettl, H., Gerloff, J. & H. Heynig (Hrsg.): *Stüßwasserflora von Mitteleuropa* **23**, S. 15-403, Stuttgart (Fischer)
- CRANSTON, P. S., OLIVER, D. R. & O. A. SAETHER (1983): The larvae of Orthoclaadiinae (Diptera: Chironomidae) of the Holarctic region. - In: WIEDERHOLM, T. (ed.): *Chirono-*

- midae of the Holarctic region. - *Entomologica Scandinavica* Suppl. **9**, S. 149-291, Stockholm
- DANIELOPOL, D. L., CASALE, L., ROGULJ, B., STROBL, J. & K. MAIER (1990): Spatial distribution of *Cytherissa lacustris* living in Mondsee. - *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine* **47**, S. 139-165, Bordeaux
- DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & S. STOLZE (2001): The Reinberg researches: Palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. - *Greifswalder Geographische Arbeiten* **23**, S. 43-131, Greifswald
- DE KLERK, P. (2002): Changing vegetation patterns in the Endering Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. - *Review of Palaeobotany and Palynology* **119**, S. 275-309, Amsterdam
- DIERSSEN, K. (1996): *Vegetation Nordeuropas*. - 838 S., Stuttgart (Ulmer)
- FUHRMANN, R., SCHIRRMESTER, L. & E. PIETRZENIUK (1997): Ostrakoden und Mollusken aus den weichselspätglazialen Sedimenten des Biesenthaler Beckens (N-Brandenburg, Barnim). - *Z. geol. Wiss.* **25**, 5/6, S. 489-511, Berlin
- GITTENBERGER, E., JANSSEN, A.W., KUIJPER, W. J., KUIJPER, J. G. W., MEIJER, T., VAN DER VELDE, G., DE VRIES, J. N. & G.A. PEETERS (1998): De Nederlandse Zoetwatermollusken. Recente en fossiele Weekdieren uit Zoet en Brak Water. - In: GITTENBERGER, E. & JANSSEN, A.W. (Hrsg.): *Nederlandse Fauna 2*, 288 S., Leiden (Nationaal Natuurhistorisch Museum Naturalis)
- GODWIN, H. (1975): *The History of the British Flora*. - 541 pp., Cambridge (Cambridge University Press.)
- HECK, H.-L. (1961): Glaziale und glaziäre Zyklen. Ein Prinzip des Quartärs, erläutert am Raum Mecklenburg. - *Geologie* **10**, 4/5, S. 378-395, Berlin
- HOFMANN, W. (1971): Zur Taxonomie und Palökologie subfossiler Chironomiden (Dipt.) in Seesedimenten. - *Arch. Hydrobiol., Beih. Ergebn. Limnol.* **6**, S. 1-50, Stuttgart
- KAISER, K., DE KLERK, P. & T. TERBERGER (1999): Die „Riesenhirschfundstelle“ von Edingen: geowissenschaftliche und archäologische Untersuchungen an einem spätglazialen Fundplatz in Vorpommern. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* **49**, S. 102-123, Hannover
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. - *Greifswalder Geograph. Arb.* **24**, 208 S., Güstrow
- KERNEY, M., CAMERON, R. A. D. & J. H. JUNGBLUTH (1983): *Die Landschnecken Nord- und Mitteleuropas*. - 384 S., Hamburg (Parey)
- KORN, J. & E. STACH (1930/1935): *Geologische Spezialkarte 1 : 25 000, Mbl. Grimmen*. - Preuß. Geol. Landesanstalt Berlin
- KOSSLER, A. (in Vorb.): *Fauna und Flora des Paddenluchs (Rüdersdorf, Brandenburg) – Paläoökologische Betrachtungen zur spätpleistozänen und holozänen Entwicklungsgeschichte eines heutigen Feuchtgebietes*. - *Habil. Schr., FU Berlin*
- KRAUSCH, H.-D. (1996): *Farbatlas der Wasser- und Uferpflanzen*. - 315 S., Stuttgart (Ulmer)
- KRIENKE, H.-D. (2003): *Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern. Erläuterungen zur Karte der quartären Bildungen – Oberfläche bis fünf Meter Tiefe – 1 : 200 000*. - Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Umwelt Mecklenburg-Vorpommern, 45 S., Güstrow
- KRIENKE, H.-D., LÜCKSTEDT, M. & H. RECHLIN (1996): Stellungnahme zum Weiterbetrieb der Deponie Grimmen – Kaschower Damm auf Grundlage der 1996 durchgeführten weiterführenden Untersuchungen. - *Bericht Geol. Landesamt M-V Schwerin* (unveröff.)
- KRIENKE, H.-D. & J. STRAHL (1999): Weichselzeitliche und holozäne Ablagerungen im Bereich der Deponie Tessin bei Rostock (Mecklenburg-Vorpommern) unter besonderer Berücksichtigung des Prä-Alleröd-Komplexes. - *Meyniana* **51**, S. 125-151, Kiel
- KUIJPER, J. G. J. (1968): Die spätpleistozänen Pisidien des ehemaligen Ascherslebener Sees. - *Arch. Moll.* **98**, 1/2, S. 23-38, Frankfurt
- LITT, T., SCHMINCKE, H.-U. & B. KROMER (2003): Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. - *Quaternary Science Reviews* **22**, S. 7-32, Amsterdam
- LOTTER, A. F., EICHER, U., SIEGENTHALER, U. & H. J. B. BIRKS (1992): Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. - *Journal of Quaternary Science* **7**, 3, S. 187-204, London

- MEISCH, C. (2000): Crustacea: Ostracoda. - In: SCHWOERBEL, J. & P. ZWICK (Hrsg.): Süßwasserfauna von Mitteleuropa **8**, 3, 522 S., Heidelberg (Spektrum)
- MÜLLER, U. (2004): Jungpleistozän – Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. - In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. - 580 S., Stuttgart (Schweizerbart)
- NILSSON, Ö. & H. HJELMQVIST (1967): Studies on the Nutlet Structure of South Scandinavian Species of Carex. - Bot. Notiser **120**, S. 460-485, Lund
- PINDER, L.C.V. & F. REISS (1983): The larvae of Chironominae (Diptera: Chironomidae) of the Holarctic region – Keys and diagnoses. - In: WIEDERHOLM, T. (ed.): Chironomidae of the Holarctic region. - Entomologica Scandinavica Suppl. **9**, S. 293-435, Stockholm
- POTT, R. (1995): Die Pflanzengesellschaften Deutschlands. - 622 S., Stuttgart (Ulmer)
- PRESTON, C. D. & J. M. CROFT (2001): Aquatic Plants in Britain and Ireland. - 365 S., Colchester (Harley Books)
- PREUSS, H., VINKEN, R. & H.-H. VOSS (1991): Symbolschlüssel Geologie. - 328 S., Hannover (Schweizerbart)
- PRONZATO, R. & R. MANCONI (2001): Atlas of European freshwater sponges. - Ann. Mus. Civ. St. nat. Ferrara **4**, S. 3-64, Ferrara
- ROTHMALER, W. (2002): Exkursionsflora von Deutschland, Bd. 4. - 948 S., Heidelberg/Berlin (Spektrum)
- RÜHBERG, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. - Z. geol. Wiss. **15**, 6, S. 757-767, Berlin
- TGL 25232 (1971): Fachbereichstandard Geologie - Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. - Berlin
- STRAHL, J. & H. U. THIEKE (2002): Pollenstratigraphische und schwermineralanalytische Befunde aus einem holsteinzeitlichen Profil des Berliner Elbelaufs. - Terra Nostra **6**, S. 352-357, Posterabstrakt, DEUQUA 26.-28. Aug. 2002, GFZ Potsdam
- STRAHL, J. (2005): Zur Pollenstratigraphie des Weichselspätglazials von Berlin-Brandenburg. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **12**, 1/2, S. 87-112, Kleinmachnow
- TERBERGER, T., DE KLERK, P., HELBIG, H., KAISER, K. & P. KÜHN (2004): Late Weichselian landscape development and human settlement in Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany). - Eiszeitalter und Gegenwart **54**, S. 138-175, Stuttgart
- TURNER, H., KUIPER, J. G. J., THEW, N., BERNASCONI, R. RÜETSCHI, J., WÜTHRICH, M. & M. GOSTELI (1998): Atlas der Mollusken der Schweiz und Liechtensteins. - Fauna Helvetica **2**, 527 S., Neuchâtel
- ZETTLER, M.L. & P. GLÖER (2005): Zur Ökologie und Morphologie der Sphaeriidae der Norddeutschen Tiefebene. Heldia **6**, SH 8, S. 1-61, München

Kartengrundlagen

Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern: Übersichtskarte 1 : 500 000 – Oberfläche. - Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow

LITHOFAZIESKARTE QUARTÄR 1 : 50 000: Ebl. Demmin (1972). - Zentrales Geologisches Institut, Berlin

Anschriften der Autoren:
Dipl.-Geol. H.-D. Krienke
An der Schlenke 18
19065 Raben Steinfeld

Dr. J. Strahl,
Dr. H. U. Thieke
Landesamt für Bergbau, Geologie
und Rohstoffe
Bereich Geologie
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Dr. A. Kossler
FU Berlin, Institut für Geologische Wissenschaften,
FR Paläontologie
Malteserstr. 74-100, Haus D
12249 Berlin

Mitteilung aus dem Landesamt No. 210

Brandenburg. geow. Beitr.	Kleinmachnow	13 (2006), 1/2	S. 155-164	8 Abb., 1 Tab., 16 Lit.
---------------------------	--------------	----------------	------------	-------------------------

Das Eem von Vevais – ein bedeutendes Geotop in Ostbrandenburg

The Eemian of Vevais – an important geotope of the Eastern Brandenburg area

FRITZ BROSE, JOACHIM LUCKERT, HOLGER MÜLLER, RAINER SCHULZ, JAQUELINE STRAHL & HANS ULRICH THIEKE

Herrn Prof. Dr. Klaus-Dieter Jäger zum 70. Geburtstag gewidmet

1. Einleitung

Das Eem von Vevais, ca. 1,5 km südlich von Wriezen (Kreis Märkisch Oderland, Abb. 1) gelegen, ist das einzige bekannte übertägige Interglazial-Vorkommen am westlichen Oderbruchrand. Der letztmalig durch BROSE (2003) zusammenfassend vorgestellte Aufschluss am Einschnitt der ehe-

maligen Bahnlinie Berlin–Wriezen wurde 2001 vom damaligen Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (LGRB) in dichter Abfolge für eine vollständige pollenanalytische, sedimentologische und geochemische Bestandsaufnahme beprobt und untersucht. Im Ergebnis ließ sich unter anderem pollenanalytisch erstmalig eine nahezu lückenlose eemwarmzeitliche Abfolge unterhalb der Wriezener Terrasse nachweisen. Damit rückte diese Lokalität in den Rang eines schützenswerten geologischen Naturdenkmals (Geotop) von überregionaler Bedeutung. Im Dezember 2004 wurde vom jetzigen Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe (LBGR) bei der Unteren Naturschutzbehörde des Kreises Märkisch Oderland die Unterschutzstellung des Eem-Vorkommens von Vevais als Geotop beantragt. Es ist vorgesehen, die gesamte ca. 150 m lange und ca. 8 m hohe Ostseite der Böschung des Bahneinschnitts nördlich Vevais unter Schutz zu stellen. Hier wurde 2001 hangseitig ein vertikaler Schurf angelegt (Abb. 2), der einen guten Einblick in den Bau und die Zusammensetzung der eemwarmzeitlichen Ablagerungen sowie ihres glazialen Rahmens gewährt.

2. Stand der Erforschung und regional geologische Situation

Auf der Geologischen Karte i. M. 1 : 25 000 Blatt 3350 (Möglin) hielt WAHNSCHAFFE (1885) am nördlichen Ortsausgang von Vevais, ca. 1,5 km südlich Wriezen, einen diluvialen Süßwasserkalk aus. Dieses Vorkommen war beim Bau der Eisenbahn Berlin–Wriezen zu Beginn des 20. Jahrhunderts großflächig aufgeschlossen. Es wurde von KORN (1912) ausführlich beschrieben. Dabei konnten erstmalig die Lagerungsverhältnisse und der Fossilinhalt des Vorkommens näher betrachtet werden. In den 1960er und 1970er Jahren bearbei-

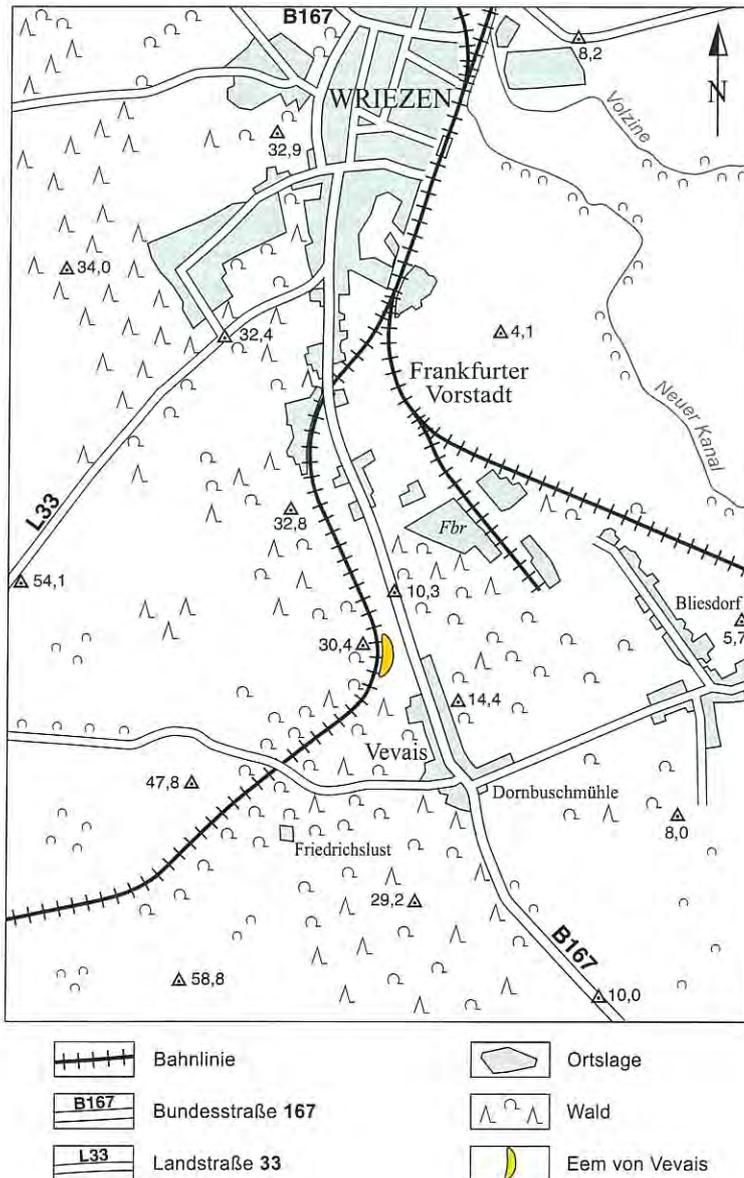


Abb. 1
Lageplan des Eem-Vorkommens von Vevais
Fig. 1 Localization of the Eemian of Vevais



Abb. 2
Schurf am Osthang des Bahneinschnitts nördlich Vevais
(Foto: Schlaak 2001)

Fig. 2
Outcrop at the eastern slope of the railway recess north-
ern of Vevais (Photo: Schlaak 2001)

tete BROSE (1971) das Vorkommen von Vevais und ähnliche Kalke in den ehemaligen Kiesgruben südwestlich Wriezen, die im Ergebnis als eemwarmzeitliche Sedimente eingestuft wurden und im Bereich des westlichen Oderbruchrands unter der Wriezener Terrasse lagern.

Das Liegende der Wriezener Terrasse bilden glazigen gestauchte tertiäre und pleistozäne Sedimente. Nach BROSE (1971, 2003) handelt es sich vorwiegend um miozäne Braunkohlen und Sande sowie um saalekaltzeitliche Feinsande und Geschiebemergel. Diese sind Bestandteil des gewaltigen Stauchmoränenkomplexes, der das Oderbruch an seinem West-, Südwest- und Südrand umgibt. Sie wurden durch den mächtigen, von Nordosten vorstoßenden und das Oderbruch primär ausformenden saalekaltzeitlichen Gletscherlobus glazigen deformiert (zuletzt HANNEMANN 2005). Die Hohlform des Oderbruchs wurde im Saale-Spätglazial mit glazilimnischen Sedimenten ohne vollständigen Ausgleich des Materialdefizits verfüllt. Die verbliebene Resthohlform könnte von einer eemwarmzeitlichen Uroder durchflossen worden sein, deren eindeu-

tige Spuren (Terrassen o. ä.) jedoch sehr rar sind (CEPEK 1994, S. 32). So bleibt das begründete paläogeographische Modell, dass es sich bei den angetroffenen fluviatil-limnischen Sedimenten um Bildungen in verlandeten Mäandern einer Uroder handelt (BROSE 1971, 2003, BROSE et al. 1987) weiterhin zu qualifizieren. Dabei wird davon ausgegangen, dass das eemwarmzeitliche Gerinnesystem auch Tot-eishohlformen miteinbezogen und die Talentwicklung beeinflusst hat. Die eemwarmzeitlichen Erosionsreste am Westrand des Oderbruchs im Raum Wriezen–Vevais sind als einer der in Brandenburg seltenen Zeugen einer siliziklastischen, limnisch-fluviatilen Sedimentation erhalten geblieben. Überlagert werden sie von der Wriezener Terrasse, dem Akkumulationsprodukt einer weichselkaltzeitlichen Abflussbahn am Westrand des Oderbruchs bei 32 m HN. Das Eem-Vorkommen von Vevais liegt an der Nordseite eines in die Wriezener Terrasse ca. 15 m tief eingeschnittenen Tals, das durch die Bahntrasse hervorragend aufgeschlossen wurde.

Durch BROSE (1971) erfolgte eine eingehende geologische Bearbeitung der Sedimente der Wriezener Terrasse. Dabei wurden neben dem Kalkvorkommen von Vevais weitere, temporär in den nördlich von Vevais bzw. südwestlich von Wriezen gelegenen Kiesgruben aufgeschlossene limnische Sedimente untersucht. Die dortigen Kalkvorkommen sind weitgehend durch den Kiesabbau vor 1990 verschwunden bzw. durch die neue Ortsumgehungsstraße von Wriezen (B 167n) versiegelt worden. Anhand eines am Bahneinschnitt nördlich von Vevais angelegten Schurfs wurden damals Fauna und Flora des Kalkvorkommens intensiv bearbeitet. So erfolgte eine erste Pollenanalyse (SEIFERT 1970) sowie die Bearbeitung der Malakofauna, der Ostrakoden, der karpologischen Fossilien, der Charophyten und der Vertebraten. Aus den Ergebnissen wurde für die eemwarmzeitlichen Kalke ein auenähnliches Ablagerungsmilieu eines schwach eutrophen bis eutrophen, langsam fließenden Gewässers von 6 bis 10 m Tiefe ermittelt. Die maximale, in Bohrungen nachgewiesene Kalkmächtigkeit beträgt 8 m.

Im Zuge der geologischen Kartierung des LBGR i. M. 1 : 50 000 wurden in Ostbrandenburg neue Schwerpunkte gesetzt und dort bessere Aufschlussverhältnisse geschaffen, wo die Wahrscheinlichkeit eines möglichst vollständigen stratigraphischen Richtprofils, u. a. des Eems, am größten war. Anhand einer zunächst durchgeführten pollenanalytischen Voruntersuchung wurde diese Vermutung bestätigt, so dass eine detaillierte palynologische, sedimentologische und geochemische Bestandsaufnahme zusätzlich zu den schon vorliegenden älteren Spezialuntersuchungen von den Verfassern als notwendig erachtet wurde. Der ca. 1 m breite, 0,8 bis 1 m tiefe und 7,30 m hohe Schurf bot dafür gute Voraussetzungen und lieferte Ergebnisse, die im Folgenden kurz dargestellt sind. Aus technischen Gründen erscheint in den Abbildungen 3, 5-8 sowie in der Tabelle 1 die Aufschlusshöhe als Teufenangabe in [m] unter Geländeoberkante (GOK), in der Abbildung 4 wird die pollenanalytisch beprobte Profilhöhe angegeben.

Vevais

m u. GOK (29,00 m NN)

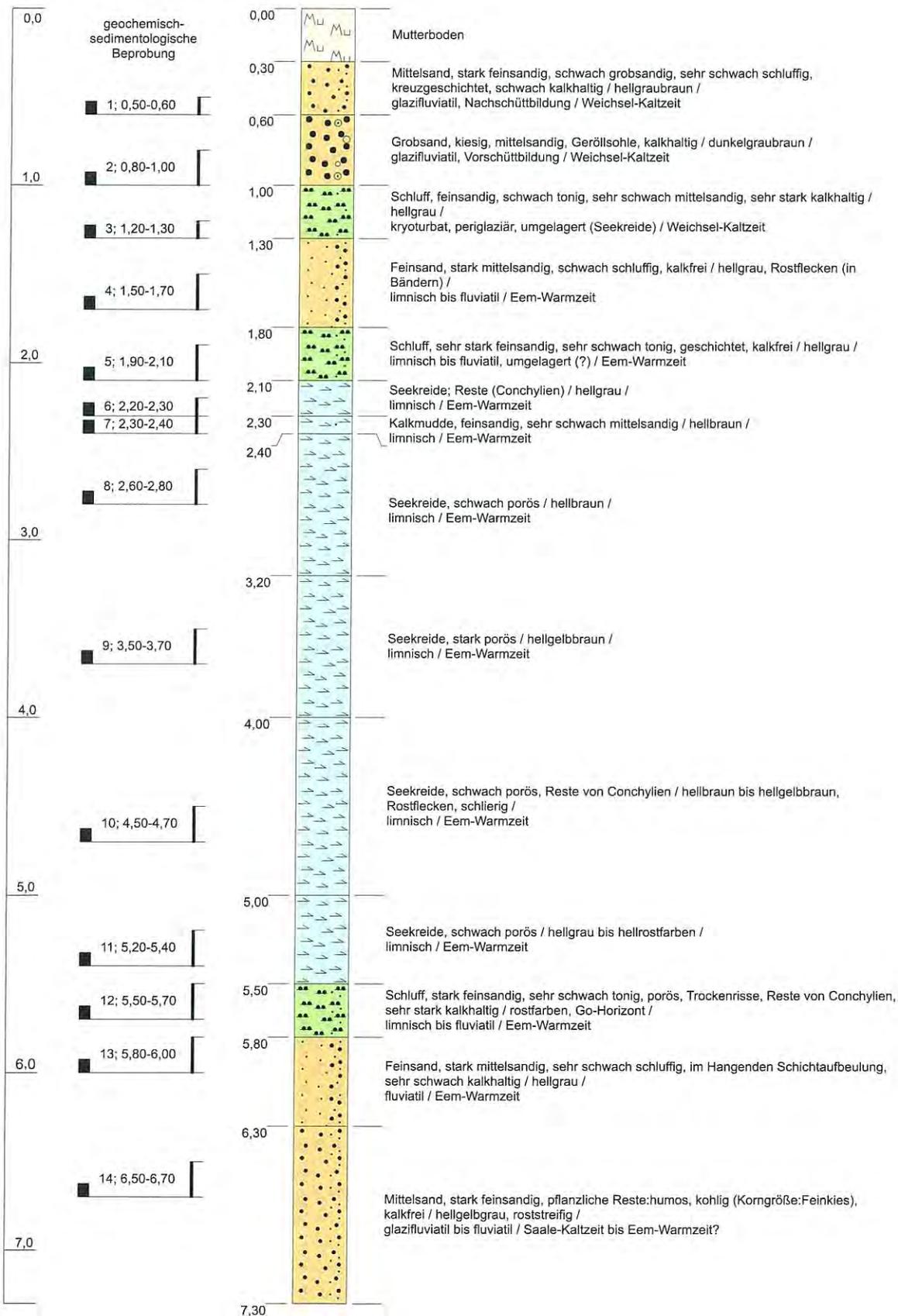


Abb. 3 Lithologisches Profil des Schurfs Vevais (erstellt mit GeODin)

Fig. 3 Lithological trench profile of Vevais (drawn up by GeODin)

Die überwiegend durch Seekreide gebildete eemwarmzeitliche Abfolge wird in ihren oberen und unteren Abschnitten durch Kalkmudde vertreten. Im Liegenden schließen sich kalkfreie Fein- und Mittelsande vermutlich saalekaltzeitlichen bis früheemwarmzeitlichen Alters an. Den hangenden Rahmen bilden kalkhaltige Mittel- und kiesige Grobsande der Wriezener Terrasse, die in ihrem unteren, auffällig geröllführenden Teil als Erosionsrest einer weichselkaltzeitlichen Grundmoräne angesehen werden (Abb. 3).

3. Pollenstratigraphische Befunde

Dem aufgeschlossenen Profil wurden 82 Pollenproben entnommen, die sich im Wesentlichen auf die ca. 3,70 m mächtige Folge von Kalkmudde bis Seekreide konzentrierten (Abb. 3). Die bereits im Gelände festgestellten, zum Teil stark ausgeprägten Oxidationsspuren werden auch durch die Pollenspektren reflektiert. So sind die Sporomorphen größtenteils sehr dünnwandig und erscheinen regelrecht gebleicht. Infolge selektiver Korrosion sind besonders widerstandsfähige Pollentypen, wie die Linde (*Tilia*) und der Efeu (*Hedera*) höchstwahrscheinlich sekundär angereichert.

Eine erste pollenanalytische Übersichtsbearbeitung des Aufschlusses erfolgte durch SEIFERT (1970). Im Ergebnis ihrer Untersuchungen wurden die Schichten als eemwarmzeitlich eingestuft. Die von SEIFERT ermittelte Vegetationsabfolge setzt, aufschlussbedingt, jedoch erst innerhalb des Klimaoptimums der Eem-Warmzeit mit der PZ 5 (Hasel-Eiben-Linden-Zeit) ein und reicht bis in die PZ 8 nach ERD (1973, Kiefern-Fichten-Tannen-Zeit).

Das aktuelle Pollendiagramm (Abb. 4) umfasst nahezu die gesamte Eem-Warmzeit von der PZ 1-9. Die Feinsande an der Basis bzw. im Topbereich der eemwarmzeitlichen Kalkmudde konnten aufgrund ihrer Pollenarmut oder sogar Fossilleere pollenstratigraphisch nicht eingestuft werden.

PZ 1 – Birken-Zeit

Die aus dem unterhalb der Kalkmudde anstehenden Feinsand entnommenen Proben (Abb. 3 u. 4) erwiesen sich wie die Basis der Kalkmudde selbst als überwiegend pollenleer. Es konnten nur wenige Pollenkörner der Kiefer (*Pinus*) und der Birke (*Betula*) sowie der Hainbuche (*Carpinus*), Sporen des Königsfarns (*Osmunda*) und gelegentlich Dinozysten beobachtet werden. Insbesondere die letzteren Formen liefern ein Indiz für die Aufarbeitung präquartärer und in geringeren Mengen eventuell auch Sedimente aus älteren Warmzeiten, wie sie für das ausgehende Saale-Spätglazial häufig zu beobachten sind.

Es folgen Pollenspektren, die die Ausbildung lichter Birkenwälder reflektieren, in denen lediglich die Kiefer als weiteres Gehölz anzutreffen war. Die zumindest zu Beginn der erfassten Vegetationsentwicklung wegen der noch ausreichenden Lichtverhältnisse gut entwickelte Kräuterflora wurde hauptsächlich durch Süß- (Poaceae) und Sauergräser (Cyperaceae) und Beifuß (*Artemisia*) gebildet. Seltener waren verschiedene Korbblütler (Liguliflorae, Tubuliflorae),

Sonnenröschen (*Helianthemum*), Gänsefußgewächse (Chenopodiaceae), Heidekrautgewächse (Ericaceae p. p.), Steinbrech (*Saxifraga*), Wiesenraute (*Thalictrum*) sowie aus der Gruppe der Farne und Moose der Moosfarn (*Selaginella selaginoides*).

Vertreter der Sumpf- und Wasserflora waren insgesamt nur schwach vertreten. Gelegentlich traten Rohr- bzw. Igelkolben (*Typha-Sparganium*-Typ), Ährentausendblatt (*Myriophyllum spicatum*) und Seerosengewächse (Nymphaeaceae) auf.

PZ 2 – Kiefern-Birken-Zeit

Dieser durch nur zwei Proben dokumentierte Abschnitt der frühen Eem-Warmzeit ist durch die Etablierung der Kiefer im Untersuchungsgebiet gekennzeichnet. Begleitet wird ihre Ausbreitung durch die allmähliche Einwanderung von Ulme (*Ulmus*) und Eiche (*Quercus*). Vermutlich durch günstige Standortbedingungen in der Umgebung des Sedimentationsraums gefördert, setzte sich jedoch bis in die PZ 4 hinein die Birke gegen die Kiefer als dominantes Gehölz durch.

PZ 3 – (Kiefern)-Birken-Eichenmischwald-Zeit

Dieser hinsichtlich der überlieferten Sedimentmächtigkeiten ebenfalls nur sehr kurze Abschnitt zeigt die zunehmende Verdrängung der Lichthölzer, hier vor allem der Kiefer, sukzessive aber auch der bisher immer noch standörtlich geförderten Birke durch die Ulme und insbesondere die Eiche. Im Übergang zur PZ 4 gewannen, zunächst noch auf Unterholzstandorte beschränkt, die Hasel (*Corylus*) und auf Feuchtstandorten die Erle (*Alnus*) an Bedeutung. Die in der Regel ab der PZ 3 stete Esche (*Fraxinus*) zeigt hier eine nur scheinbar geringe Beteiligung an den sich herausbildenden Edellaubholzwäldern. Ihre in Vevais niedrigen bzw. sogar fehlenden Pollenfrequenzen sind vermutlich sekundär durch die bereits erwähnte selektive Korrosion verursacht.

PZ 4 – Eichenmischwald-Hasel-Zeit

Die während der PZ 3 nur als Unterholzbildner auftretende Hasel rückte jetzt zur bestandsbildenden Gehölzart auf. Ihre im Übergang zur PZ 5 nahezu 80% erreichenden Pollenfrequenzen verweisen nach HUNTLEY & BIRKS (1983) auf die Ausbildung regelrechter Haselhaine. Dies widerspiegelt auch die Verdrängung der Ulme und vor allem der Eiche. Nach Erlangen des absoluten Maximums von 42% zu Beginn der PZ 4 wurden bevorzugt Eichen-Areale durch die Hasel eingenommen. Das in der Eichenmischwald-Hasel-Zeit erreichte Klimaoptimum der Eem-Warmzeit wird neben der Durchsetzung wärmeliebender Gehölze auch durch das regelmäßige Erscheinen atlantische Klimaverhältnisse bevorzugender Pflanzen, wie Efeu und Mistel (*Viscum*) unterstrichen.

PZ 5 – Hasel-Eiben-Linden-Zeit

Außer der Hasel waren in diesem Zeitraum Bestände mit Eibe (*Taxus*) und Linde maßgeblich. Trotz der während der PZ 4 erfolgten Arealeinschränkungen blieb aber auch die Eiche eine weiterhin signifikante Gehölzart der edellaub-

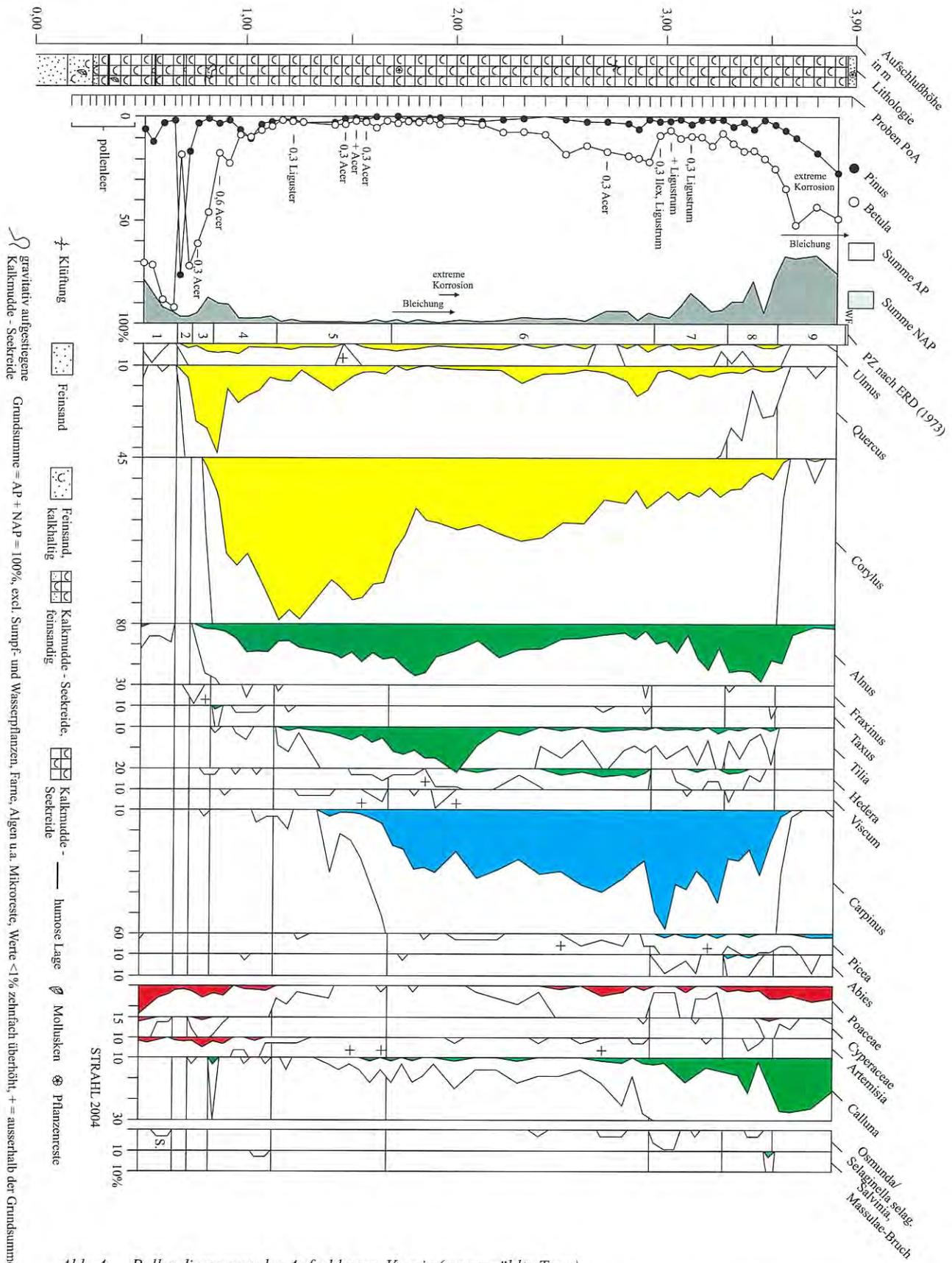


Abb. 4 Pollendiagramm des Aufschlusses Vevais (ausgewählte Taxa)

Gesamtpollensumme = AP + NAP = ± 335 = 100%, excl. Sumpf- und Wasserpflanzen, Farne, Sporen, Algen, Plankter u. a. Mikroreste, Werte < 1% zehnfach überhöht, + = außerhalb der Grundsumme

Fig. 4 Pollen diagram of the outcrop Vevais (selected taxa)

basis sum AP + NAP = ± 335 = 100%, excl. swamp- and waterplants, spores, algae and other microremains, values < 1% with tenfold exaggeration, + = out of basis sum

holzreichen Wälder neben der Erle auf Feuchtstandorten. Aufgrund der Korrosion ihrer Pollenkörner fällt die Eibe als Grenzmarker für den Beginn der PZ 5 und als ihren unteren Teil (PZ 5a) prägendes Gehölz aus. Die Grenze wurde daher mit dem Einsetzen der geschlossenen Linden-Kurve im Pollendiagramm (Abb. 4) festgelegt. Zunehmend humider werdende Verhältnisse lassen die einsetzenden Kurven von Hainbuche und Heidekraut (*Calluna*) erkennen, die sich im höheren Teil der PZ 5 (= 5b) ausbreiteten.

PZ 6 – Hainbuchen-Zeit

Die PZ 6 markiert über die Massenausbreitung der Hainbuche den Eintritt der Waldentwicklung in die Schattholzphase der Eem-Warmzeit. Dominante Gehölze waren Hainbuche und Hasel, letztere wegen ihrer deutlich über 25% liegenden Werte (HUNTLEY & BIRKS 1983) wahrscheinlich immer noch bestandsbildendes Gehölz. Ebenfalls mit weiterhin bedeutenden Anteilen blieb die Linde vertreten. Abgesehen von einer korrosionsbedingten Überhöhung ihrer Pollenfrequenzen (s. o., Abb. 4), scheint sie jedoch verhältnismäßig standortnah vorgekommen zu sein. Das belegen die zahlreichen, in den Eem-Ablagerungen der benachbarten ehemaligen Hauptgrube Krautwurst & Feise durch BROSE gefundenen Frucht pseudomorphosen.

PZ 7 – Hainbuchen-Fichten-Zeit

Die Hainbuche gelangte in den eemwarmzeitlichen Wäldern zur Vorherrschaft. Die Einstellung humider Klimabedingungen wird durch die Ausbreitung der Fichte (*Picea*) betont, die im Vergleich mit anderen Eem-Vorkommen hier jedoch eher schwach ausfiel. Die Hasel wurde entsprechend mit der Verschattung der Wälder auf Unterholzstandorte zurückgedrängt, ebenso verloren Linde und Eiche an Bedeutung. Im höheren Teil der PZ 6 häufen sich die Nachweise des Efeus besonders, auf eine eventuell korrosionsbedingte Überrepräsentation wurde bereits hingewiesen.

PZ 8 – Birken-Hainbuchen-(Fichten-Tannen-) Zeit

Ebenfalls im Unterschied zu anderen Eem-Vorkommen übernehmen in Vevais in diesem Bewaldungsstadium nicht die Nadelgehölze, wie die Kiefer, die Fichte und nun auch die Tanne (*Abies*) eine führende Rolle, sondern es blieb neben der Erle auf Feuchtstandorten, die Hainbuche vorherrschend. An die Stelle der Kiefer trat sukzessive wieder die Birke. Während in der PZ 7 neben dem Efeu noch regelmäßig wärmeliebende atlantische Klimazeiger wie die Stechpalme (*Ilex*), der Liguster (*Ligustrum*), die Mistel und auf standortnahen, sauren Arealen der Königsfarn (*Osmunda*) vorkamen, klangen diese mit dem deutlich kühler werdenden Klima allmählich aus.

PZ 9 – Birken-Kiefern-Zeit

In der abschließenden Lichtholzphase der Eem-Warmzeit übernahm in Vevais erneut die Birke die vorherrschende Stellung. Die Kiefer breitete sich dagegen nur leicht aus. Aufgrund des negativen Klimagangs verschwanden die temperaturanspruchsvollen Gehölze aus dem Untersuchungsgebiet.

Durch den verstärkten Lichteinfall breiteten sich wieder Kräutergemeinschaften aus, hier im Wesentlichen durch Süßgräser vertreten. Die Verheidung vieler Flächen infolge der niederschlagsbedingten Bodenauslaugung zeigen die erheblich ansteigenden Werte des Heidekrauts an. Die über das gesamte Profil mit gelegentlichen Nachweisen der Süßwasseralgae *Pediastrum boryanum* und Bruchstücken von Strudelwurmeiern (Turbellaria) nur schwach entwickelte Mikroflora und -fauna des eemwarmzeitlichen Gewässers wies zum Ende der PZ 9 eine verstärkte Ausbreitung von Diatomeen auf. Häufiger waren des Weiteren offensichtlich nur Süßwasserschwämme, sie belegen wie die sporadischen Nachweise des Gemeinen Schwimmfarns (*Salvinia natans*) eutrophe Nährstoffverhältnisse.

Eine aus dem die Kalkmulde überlagernden Feinsand entnommene Probe erwies sich wegen der starken Oxidation wiederholt als pollenleer. Daher ist eine pollenstratigraphische Deutung nicht möglich.

4. Sedimentologisch-geochemische Befunde

Der unmittelbare Vergleich der Korngrößenverteilung mit der röntgenphasenanalytisch ermittelten mineralogischen Zusammensetzung zeigt in den Abbildungen 5 und 6 eine positive Korrelation zwischen der intensiven Calcitproduktion und den Korngrößenklassen Schluff und Ton im Teufbereich von 2,10 -5,50 m (Abb. 3). Dieses typische eemwarmzeitliche Sediment wird petrographisch nach HINZE et al. (1989) als Seekreide angesprochen. Partien mit Calcitgehalten unter 90 Masse-% werden als Kalkmulde eingestuft, auch wenn deren mittels Glühverlust festgestellter Gehalt an organischer Substanz geringer als 5 Masse-% ist (Humusabbau, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998).

Die beträchtliche Kornverfeinerung (38 Masse-% Ton) im Bereich von 2,10 -2,30 m weist auf ein stagnierendes Gewässer hin, das im ausgehenden Eem relativ abrupt durch Schüttung von Fein- und Mittelsanden (1,30-2,10 m unter GOK) unter einen stärker fluviatil geprägten Einfluss geriet. Die ca. 1 m mächtige Folge kalkfreier (!) schluffiger Sande ist insofern eine Besonderheit, da siliziklastische eemwarmzeitliche Sedimente in limnisch-fluviatiler Fazies, von Schottern ganz zu schweigen, in Brandenburg bisher nur selten angetroffen bzw. aufgrund ihrer Feinkörnigkeit vielleicht als solche noch nicht erkannt wurden. Auf die räumliche Bindung vieler Eemvorkommen in der Lausitz an die Randbereiche tieferer Rinnen hat BÖNISCH (1991) hingewiesen. Dieser Bezug ist für das Eem von Vevais wegen des hiesigen regionalgeologischen Baus nicht herzustellen. Angemerkt werden soll hier lediglich, dass sich offensichtlich das eemwarmzeitliche Entwässerungsregime in Brandenburg von dem mitteldeutschen (EISSMANN 1990) infolge des Fehlens großer terrassenbildender Vorfluter unterschieden hat. Die im Rahmen der geologischen Landesaufnahme in Zusammenstellung befindliche Karte der Eemverbreitung i. M. 1 : 300 000 (HERMSDORF & STRAHL, in Vorbereitung) wird zur weiteren Klärung der paläogeographischen Verhältnisse beitragen. Auch

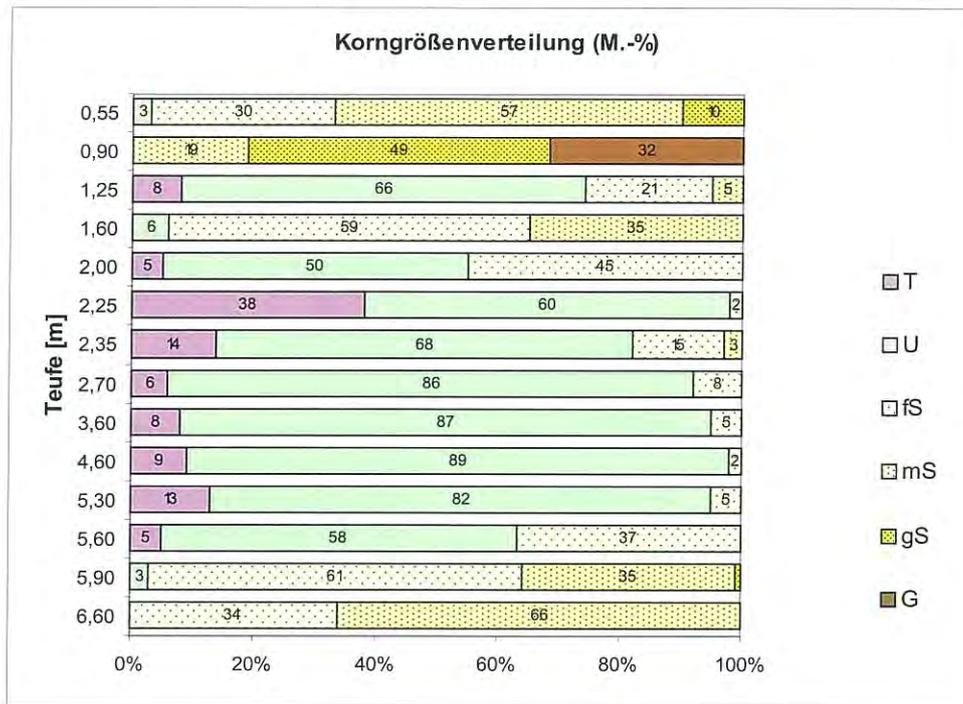


Abb. 5
Korngrößenverteilung der lithologischen Einheiten des Profils Vevais

Fig. 5
Grainsize distribution of the lithological units of the profile Vevais

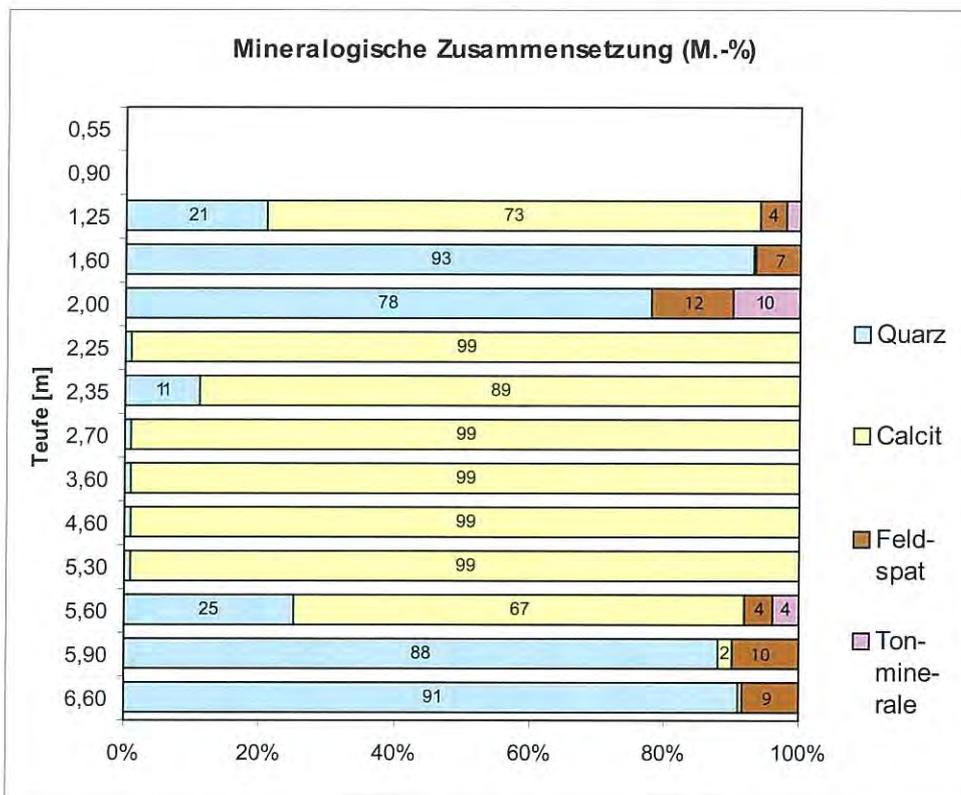


Abb. 6
Quantitative Mineralogische Zusammensetzung der lithologischen Einheiten des Profils Vevais

Fig. 6
Quantitative mineralogical composition of the lithological units of the profile Vevais

mit diesem Aufsatz soll die Aufmerksamkeit zukünftiger Bearbeiter auf die subtile Trennung der liegenden und hangenden siliziklastischen Interglazialsedimente von den sie einrahmenden, bis auf Kalkgehaltsunterschiede makroskopisch annähernd gleichartigen Glazialsedimenten gelenkt werden.

Alle durch den Schurf angeschnittenen siliziklastischen Sedimente wurden der Schwermineralanalyse unterzogen,

deren Ergebnisse in den Abbildungen 7a und b dargestellt sind. Da schwermineralogische Vergleichsanalysen fehlen, kann der mineralische Modalbestand der pollenfreien Sedimente außer dem Erkennen von Trends im Profil vorerst wenig zur stratigraphischen Zuordnung beitragen. Diese wurde hier vor allem nach dem Kalkgehalt sowie lithologischen und lithochemischen Kriterien getroffen. Die kalkfreien Mittelsande der Schurfbasis (6,30-7,30 m) können als eemwarmzeitliches Sediment oder auch als warm-

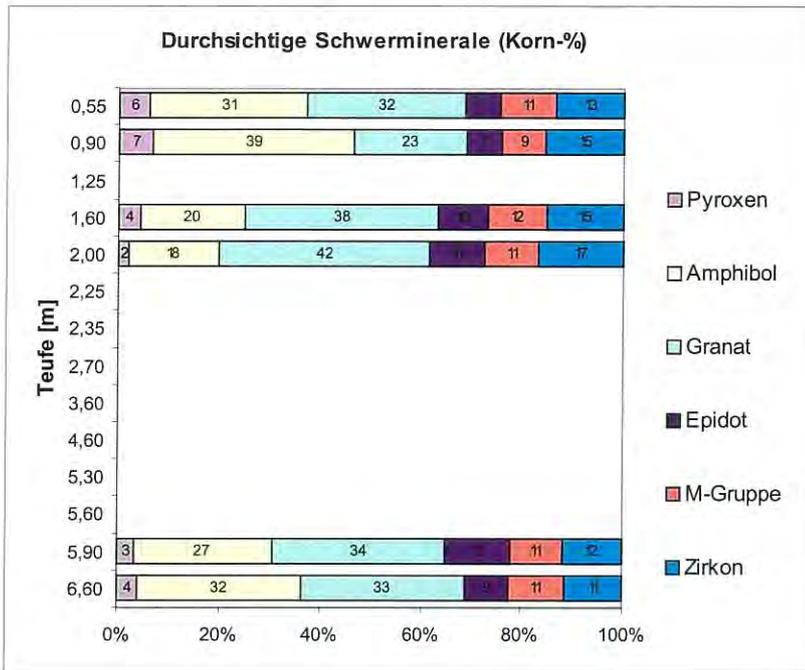


Abb. 7a

Häufigkeitsverteilung der transparenten Schwerminerale der siliziklastischen Schichten des Profils Vevais

Dargestellt ist das Mittel aus den Fraktionen 0,2-0,1 mm und 0,1-0,063 mm; M-Gruppe=Andalusit, Apatit, Topas, Turmalin, Rutil, Disphen, Staurolith, Sillimanit

Fig. 7a

Frequency distribution of the transparent heavy minerals of the siliciclastic layers of the profile Vevais. The mean of the fraction 0,2-0,1 mm and 0,1-0,063 mm is shown; M-group=andalusite, apatite, topaz, turmaline, rutile, cyanite, staurolite, sillimanite

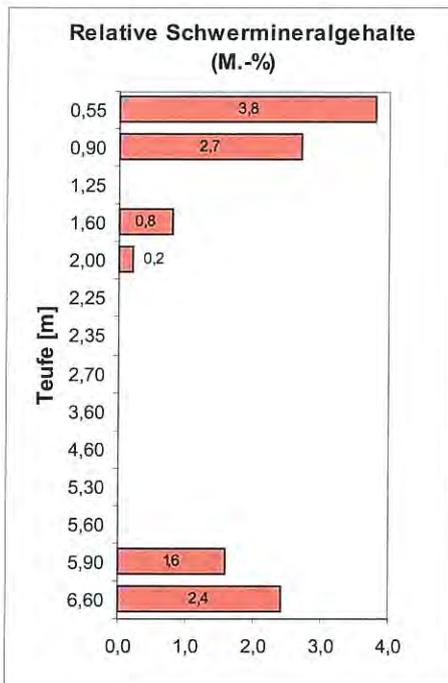


Abb. 7b

Der relative Schwermineralgehalt der siliziklastischen Schichten des Profils Vevais. Dargestellt ist das Mittel aus den Fraktionen 0,2-0,1 mm und 0,1-0,063 mm

Fig. 7b

The relative content of heavy minerals of the siliciclastic layers in the profile Vevais. The mean of the fraction 0,2-0,1 mm and 0,1-0,063 mm is shown

zeitlich entkalkte saalekaltzeitliche Nachschüttbildung gedeutet werden. Der schwache Kalkgehalt der darüber folgenden Feinsande weist auf die beginnende interglaziale biogene Kalkbildung hin.

Als höchstwahrscheinlich früheemwarmzeitliche Bildungen werden deshalb die Sande zwischen 5,80-6,30 m angesehen. Einen höheren Granat- und niedrigeren Amphibolgehalt als die letzteren weisen die oberen, späteemwarmzeitlichen schluffigen Sande auf (1,30-2,10 m, ?zurückgehende Verwitterungsintensität) und unterscheiden sich in den Anteilen an diesen Komponenten auch von der hangenden weichselkaltzeitlichen Überdeckung (0,30-1,30 m). Diese Feststellung wird durch die relativen Schwermineralgehalte dahingehend bestätigt, dass Schmelzwassersedimente eine stärkere Schwermineralanreicherung erfahren als minerogene Einschüttungen in ein langsam fließendes oder stagnierendes Gewässer.

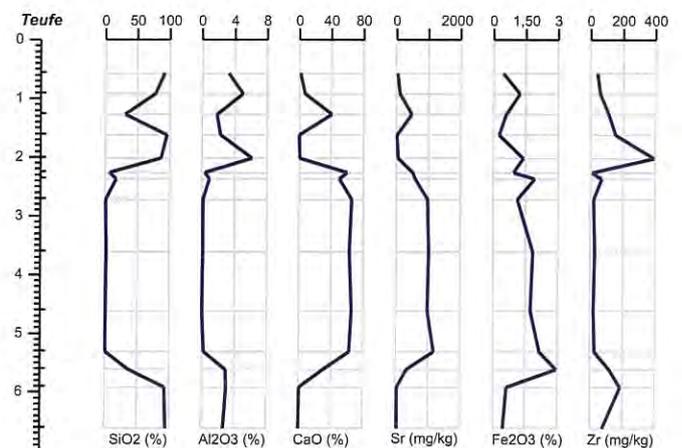


Abb. 8

Geochemische Vertikaldiagramme ausgewählter Elemente für das Profil Vevais

Fig. 8

Geochemical vertical diagrams of selected elements for the Vevais profile

Tab. 1 Geochemische Zusammensetzung der Sedimente des Profils Vevais

Tab. 1 Geochemical composition of the sediments of the Vevais profile

Proben- nummer	Teufe-von		Teufe-bis		pH-H ₂ O	GV550	LOI	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	Sr	Zr	C	N	S
	m	m	m	m																		
1	0,5	0,6	8,8	0,3	1,1	92,0	0,07	3,26	0,46	0,02	0,03	1,3	0,58	1,07	0,05	46	41	n.b.	n.b.	n.b.		
2	0,8	1,0	8,8	0,6	5,6	77,8	0,12	5,03	1,23	0,04	0,32	7,2	1,11	1,34	0,08	108	59	n.b.	n.b.	n.b.		
3	1,2	1,3	8,7	2,0	24,6	30,8	0,11	1,83	0,61	0,05	0,30	40,8	0,24	0,38	0,09	485	113	8,63	0,04	0,17		
4	1,5	1,7	8,3	0,2	0,3	95,5	0,12	2,25	0,29	0,01	<0,01	0,2	0,36	0,81	0,01	26	154	<0,09	<0,02	<0,05		
5	1,9	2,1	8,4	1,4	2,1	86,2	0,47	6,16	1,41	0,02	0,29	0,7	0,72	1,69	0,04	60	395	0,13	<0,02	<0,05		
6	2,2	2,3	8,3	3,2	31,4	6,3	0,01	0,37	0,94	0,17	0,28	59,9	0,03	0,02	0,10	520	11	11,53	0,08	0,10		
7	2,3	2,4	8,4	2,4	28,4	17,7	0,05	0,91	1,93	0,19	0,37	49,5	0,12	0,20	0,11	589	71	9,95	0,04	0,08		
8	2,6	2,8	8,3	2,7	30,7	1,0	<0,01	0,15	1,13	0,17	0,76	65,4	0,04	0,03	0,07	983	20	12,17	0,06	0,08		
9	3,5	3,7	8,4	3,2	31,6	2,3	0,01	0,14	1,84	0,18	0,77	62,5	0,03	0,03	0,05	1022	26	12,01	0,06	0,09		
10	4,5	4,7	8,4	3,8	30,1	1,3	<0,01	<0,05	1,75	0,17	0,87	65,1	0,03	0,01	0,03	986	21	12,51	0,09	0,11		
11	5,2	5,4	8,5	3,6	31,5	1,5	0,01	0,24	2,18	0,14	0,98	62,6	0,06	0,04	0,05	1179	28	12,31	0,08	0,09		
12	5,5	5,7	8,5	2,5	24,7	36,6	0,19	3,00	2,95	0,07	0,42	30,8	0,26	0,61	0,07	339	120	6,82	0,03	0,07		
13	5,8	6,0	8,9	0,3	0,8	92,7	0,18	3,05	0,66	0,02	<0,01	0,9	0,47	0,94	0,04	34	188	n.b.	n.b.	n.b.		
14	6,5	6,7	8,5	0,2	0,3	94,8	0,09	2,68	0,48	0,01	<0,01	0,2	0,49	0,84	0,01	32	79	n.b.	n.b.	n.b.		

Im Rahmen der geochemischen Bestandsaufnahme wurden die pH-Werte in destilliertem Wasser (pH-H₂O), die Glühverluste bei 550 °C (GV550) und bei 1000 °C (LOI), die Haupt- und Spurenelemente mittels RFA (Wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzanalyse) sowie die Gesamtgehalte an Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel mittels Elementaranalytik bestimmt (Tabelle 1). Die Vertikalprofile von SiO₂, Al₂O₃ und CaO spiegeln die mineralogische Zusammensetzung der Sedimente (Quarz, Tonminerale, Calcit) wider (Abb. 8). Die hohen Kalkgehalte korrelieren erwartungsgemäß mit den entsprechenden Strontiumgehalten. Die klimabedingten Änderungen im geochemischen Milieu und damit im Sedimentationsgeschehen insbesondere zu Beginn des Eems äußern sich auch in einer deutlichen Zunahme der Eisengehalte. Die vermutlich spät- bzw. früheemwarmzeitlichen Schluffe und Sande (Proben 4, 5, 12, 13) zeichnen sich im Unterschied zu den glazifluvialen Bildungen (Proben 1, 2, 14) durch deutlich höhere Zirkoniumgehalte aus, die bei einem mittleren Zirkongehalt von nur 13% (siehe Abb. 7a) offenbar überwiegend an die mit der Schwermineralanalyse mikroskopisch nicht erfassbare Feinfraktion < 63 µm gebunden sind. Der Befund deckt sich in der Tendenz mit ähnlich hohen Zirkoniumwerten in holozänen Sanden des Profils Paddenluch/Tagebau Rüdersdorf (KOSSLER et al. 2004). Damit verdichten sich die weiterhin zu verifizierenden Hinweise auf ein mögliches lithochemisches Kriterium zur Unterscheidung von interglazialen und glazialen Sanden.

Zusammenfassung

Das Eem von Vevais, südlich Wriezen (Kreis Märkisch Oderland) gelegen, ist das bisher einzige bekannte über-

tägige Vorkommen dieser Warmzeit im Bereich des westlichen Oderbruchrands. Der Aufschluss am Einschnitt der ehemaligen Berlin-Wriezener Eisenbahn wurde in Vorbereitung der Unterschutzstellung für eine detaillierte pollenanalytische und sedimentologisch-geochemische Bestandsaufnahme in dichten Abständen beprobt und untersucht. Die Ergebnisse erbrachten eine bemerkenswert lückenlos erhaltene Abfolge der Eem-Warmzeit sowie neue lithologische und lithochemische Befunde. Die Seltenheit derartiger übertägiger Abfolgen war Anlass, die Unterschutzstellung des Eems von Vevais als einzigartiges Geotop in Brandenburg zu beantragen.

Summary

The Eemian of Vevais, situated in the south of Wriezen (Märkisch Oderland district), is the unique above ground deposit in the area of the western Oderbruch-margin. In preparation of the intended protection of the deposit as a geotope have been taken samples in a densely manner for detailed pollen analysis as well as for sedimentological and lithochemochemical studies. In the result of pollen analysis a remarkable nearly complete Eemian sequence was proven. Some new sedimentological and lithochemochemical evidences were found and interpreted. The rareness of such outcropped deposits was the reason to put in an application for protection as a unique geotope in Brandenburg.

Literatur

BÖNISCH, R. (1991): Neue quartärgeologische Modelle für Eembecken in der Niederlausitz. - Tagungsmater. 38. Jahrestgg. GGW in Cottbus, S. 95-97, Berlin

- BROSE, F. (1971): Ein limnisches Jungpleistozän bei Wriezen – stratigraphische und ökologische Einordnung sowie Aussagen für die Talgeschichte der unteren Oder. - Diss. A, EMAU, Greifswald
- BROSE, F. (2003): II – 2.6 Vevais: Jungpleistozäne Sedimente in der Wriezener Terrasse. - In: SCHROEDER, J. H. & F. BROSE (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 9: Oderbruch – Märkische Schweiz – Östlicher Barnim. - S. 186-190, Berlin
- BROSE, F., MARCINEK, J. & F. PRÄGER (1987): Neue Ergebnisse zur Urstromtalforschung und Entwicklung des Gewässernetzes im mitteleuropäischen Einflußbereich des nordischen Inlandeises. - *Peterm. geogr. Mitt.* 131, 2, S. 113-124, Gotha
- CEPEK, A. G. (1994): Quartärer Rahmen-Stratigraphie und Lithofazies. - In: SCHROEDER, J. H. (Hrsg): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 2: Bad Freienwalde – Parsteiner See, S. 26-39, Berlin
- EISSMANN, L. (1990): Das mitteleuropäische Umfeld der Eemvorkommen des Saale-Elbe-Gebietes und Schlußfolgerungen zur Stratigraphie des jüngeren Quartärs. - *Altenburger naturwiss. Forsch.* 5, S. 11-48, Altenburg
- ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. - *Z. geol. Wiss.* 1, S. 1087-1103, Berlin
- HANNEMANN, M. (2005): Der Bad Freienwalde-Frankfurter Stauchungszug und die Entstehung der Oderbruchdepression. - *Brandenburg. geowiss. Beiträge* 12, 1/2, S. 143-152, Kleinmachnow
- HERMSDORF, N. & J. STRAHL: Karte der Verbreitung der Eemvorkommen im Land Brandenburg i. M. 1 : 300 000 (in Vorber.)
- HINZE, C., JERZ, H., MENKE, B. & H. STAUDE (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1 : 25 000 (GK 25). - *Geol. Jb. A*, 112, 243 S., Hannover (Schweizerbart)
- HUNTLEY, J. B. & H. J. B. BIRKS (1983): An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0 - 13 000 years ago. - 667 S., Cambridge: Cambridge (University Press)
- KORN, J. (1912): Über einen interglazialen Süßwasserkalk in Vevais bei Wriezen. - *Jb. Kgl.-preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakademie* 33, S. 41-48, Berlin
- KOSSLER, A., LUCKERT, J., MÜLLER, H., SCHLAAK, N., STRAHL, J., THIEKE, H. U. & M. WEISS (2004): Palynologische, malakologische und sedimentologisch-geochemische Untersuchungen an limnischen weichselspätglazial-holozänen Sedimenten des Paddenluchs, Tgb. Rüdersdorf (Brandenburg). - *Tagungsbd. u. Exkursionsführer 71. Tagung AG Norddt. Geologen 01.-04.06.2004 Frankfurt (O)*, Posterabstrakt, S. 71-72, LGRB Kleinmachnow
- SCHEFFER, F. & P. SCHACHTSCHABEL (1998): *Lehrbuch der Bodenkunde*. - 14. Aufl., 494 S., Stuttgart (Enke)
- SEIFERT, M. (1970): Bericht über die pollenanalytischen Untersuchungen von 11 Proben des Objektes LSW A/12 \cong 01/12. - Bericht VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle, Betriebsteil Freiberg vom 05.01.1970, 7. S., Freiberg (unveröff.)
- WAHNSCHAFFE, F. (1895): *Geol. Specialkarte v. Preußen 1 : 25 000 und Erläuterungen*, Bl. 3350 Möglin. - Kgl.-preuß. Geol. Landesanstalt Berlin

Anschrift der Autoren:

Dipl.-Geol. J. Luckert
 Dipl.-Geol. H. Müller
 Dr. J. Strahl
 Dr. H. U. Thieke
 Landesamt für Bergbau, Geologie
 und Rohstoffe Brandenburg
 Bereich Geologie
 Stahnsdorfer Damm 77
 14532 Kleinmachnow

Dipl.-Geol. R. Schulz
 Landesamt für Bergbau, Geologie
 und Rohstoffe Brandenburg
 Müllroser Chaussee 51
 15236 Frankfurt (Oder)

Dr. habil. F. Brose
 Machnower Str. 39 A
 14165 Berlin

Mitteilung aus dem Landesamt No. 211

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	13 (2006), 1/2	S. 165-168	2 Abb., 1 Tab., 13 Lit.
------------------------------	--------------	----------------	------------	-------------------------

Die Erdbeben im Land Brandenburg und im östlichen Teil Deutschlands

Earthquakes in the country of Brandenburg and in the eastern part of Germany

GOTTFRIED GRÜNTAL

Nachdem die in früheren Erdbebenkatalogen enthaltenen Beben im Land Brandenburg von Plau/Havel 1789 und Werder/Havel 1876 als fehlerhafte Interpretationen erkannt und damit zu tilgen sind (GRÜNTAL 2006) bzw. ehemals als Schadenbeben deklarierte seismische Ereignisse nach ihrer Neuinterpretation mit schwächerer Intensität und neuer Lokation (GRÜNTAL & MEIER 1995; zum vermeintlichen Prignitz-Beben von 1410 und GRÜNTAL & FISCHER 1996; zum vorgeblichen Torgau-Beben von 1553) ihren Herd nicht in oder in unmittelbarer Nachbarschaft von Brandenburg hatten, verbleiben in der Bebedatenbank gegenwärtig für das Bundesland Brandenburg lediglich vier nachgewiesene tektonische Beben seit historischer Zeit (vgl. Tabelle 1). Eines von diesen ist das Beben in der Uckermark von 1736, das ebenso in diesem Heft behandelt wird (GRÜNTAL 2006).

Die historisch nachgewiesenen Beben in Brandenburg

1483 Herzberg

Der früheste Bericht zu einem Beben im heutigen Bundesland Brandenburg datiert von 1483. SCHULZE & CASPAR (1842) berichten¹:

„1483 ist hier [in Herzberg] eine Erschütterung bemerkt worden.“

Diese Angabe in der Chronik von Herzberg ist jedoch zweifelhaft. Wegen der noch nicht erfolgten abschließenden Bearbeitung dieses Bebens verbleibt der Eintrag zu diesem Beben in Herzberg in der entsprechenden Datenbank. In der Beschreibung historischer Geschehnisse in Städten Sachsens von PECKENSTEIN (1608) findet sich ein Eintrag zu einem Beben, auf den höchstwahrscheinlich SCHULZE & CASPAR (1842) fußen:

„Ferner zu Pergiren / hat zwar diese Stadt beneben ihrem glücklichen auffkomen / auch ihr Unglücke wolgehabt / dann zugeschweigen der Landstraffen an grossen gewissern / schädlichen Sturmwinden / ond andern plagen / derer zwar keine Stadt ja kein Mensch / wegen unserer Sünden obrig sein kan / ist nicht ohne /daß diese Stadt zu etlich maln grossen Brand und Fewer schaden erlitten / und inbesondern Anno 1483. wie dessen nachrichtung noch vorhanden sein soll / durch vorwarlung / diese Stadt ganz und gar biß auff wenig heuser / sampt den Thorgebeuden außgebrand sein soll /domals die Kir-

che und das Rahthaus mit kummer errett / jedoch von der grossen hitze des fewers / die Kirchthürme also mürgemacht / etliche sagen / von einem Erdbiedem / so dasselbige jahr auch geschehen sein soll / daß derselbige eines obertheil / mit der Dachung bald daraff sich zum fall gesencket und grössern schaden zuverhüten / ein guttheil abgetragen werden müssen / inmassen dann solcher noch heut zu tage also ungebawet gelassen.“

Die Passage zum Erdbeben ist in obigem Auszug aus PECKENSTEIN (1608) unterstrichen. Bereits Peckenstein, welcher ihm zugetragene Nachrichten nicht gerade mit der notwendigen Kritik verarbeitet, hatte offenbar seine Zweifel an solch einem Beben. Der gesamte Absatz bei PECKENSTEIN ist hier wiedergegeben, um den Kontext zu verdeutlichen, in dem solche historischen Bebennachrichten oftmals überliefert sind.

Interessant scheint in diesem Zusammenhang der Hinweis, dass ein nur instrumentell erfasstes sehr schwaches Beben im Jahre 1984 (s. u.) seinen Herd etwa 19 km südöstlich von Herzberg hatte.

1736, November

sie GRÜNTAL (2006; dieses Heft)

1920, Juni 29

Die Nachrichten zum Beben vom 29. Juni 1920, zwischen 0 Uhr und 0.15 Uhr, gehen hauptsächlich auf die beim Cottbusser Anzeiger (vom 1. Juli 1920) eingegangenen Bebenmeldung zurück:

Nähere Umgebung.

Ein Erdstoß

ist in der Nacht zum Mittwoch in verschiedenen Orten unseres Kreises und des Kreises Calau wahrgenommen worden.

Gulben. 30. Juni

In der Nacht von Dienstag zu Mittwoch zwischen 12 Uhr und 12 Uhr 15 Min. wurde in G u l b e n eine sonderbare Erscheinung beobachtet, die auf einen Erdstoß schließen läßt. Fenster und Türen klirrten so, daß die meisten Schläfer erwachten. Alle Hunde schlugen gleichzeitig an. Personen, die noch wach waren, hörten teilweise einen dumpfen Knall. Eine heftige Erschütterung

der Luft und der Erde machte sich bemerkbar. Dieselbe Erscheinung wurde auch in R u b e n, W e r b e n und R a d d u s c h beobachtet.

Aus V e t s c h a u wird über die Naturerscheinung berichtet: In der Nacht zum Mittwoch kurz nach Mitternacht wurde hier und in der Umgebung ein kräftiger Erdstoß verspürt. Die Fensterscheiben der Häuser klirrten, die Türen sprangen auf und die Gegenstände im Zimmer zitterten. Ein Gastwirt teilt der „N. Vetsch. Ztg.“ mit: Wir saßen im Zimmer, als plötzlich die Gläser klirrten, Fenster und Türen aufsprangen und ein Donnerschlag alle erzittern ließ. Wir stürzten hinaus in der Meinung, daß irgend ein Unglück passiert sei, aber nichts war draußen zu sehen oder zu hören. Ankommende Radfahrer glaubten den entfernten Einschlag eines schweren Geschosses verspürt zu haben. Bewohner am Marktplatz, die bei der schönen Nachtluft auf der Bank vor dem Hause saßen, berichteten, daß plötzlich die Bank zitterte, sie erschreckt aufsprangen und glaubten, daß in nächster Nähe ein Gebäude zusammengestürzt sei. Von der Bahnpost wird berichtet, daß im Stationsgebäude K u n e r s d o r f die Uhren und Apparate von den Wänden fielen.“

Angeblich sollen die Wahrnehmungen bis nach Mochow und weiteren Orten des damaligen „Lübbener Kreises“ erfolgt sein, worauf in einer Zuschrift an die deutsche Zentralstelle für Erdbebenforschung hingewiesen wurde.

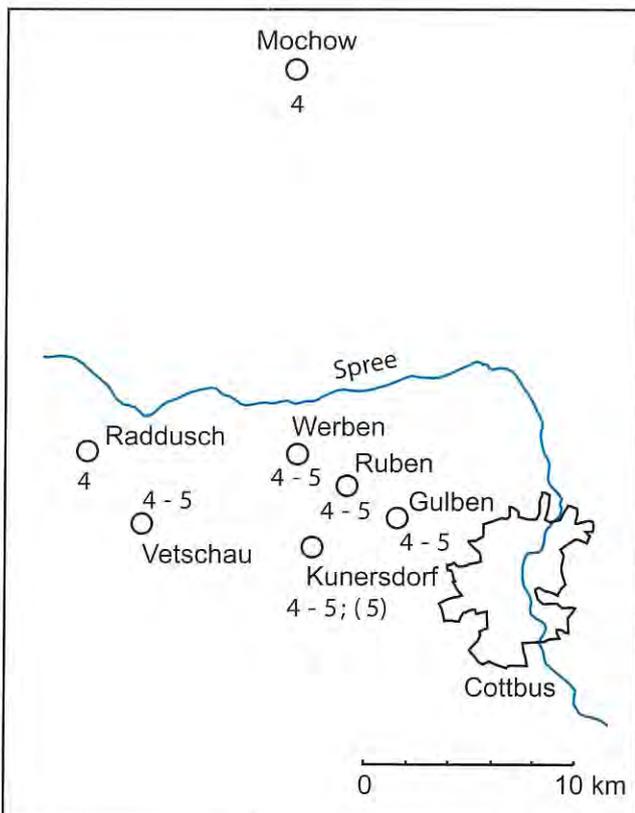


Abb. 1
Makroseismische Wahrnehmungen und deren Intensitätsbewertung zum Beben am 29. Juni 1920 westlich von Cottbus
Fig. 1
Macroseismic observations and their intensity assignment of the earthquake on June 29, 1920, west of Cottbus

Eine Skizze mit der räumlichen Verteilung der berichteten Wahrnehmungen, denen makroseismische Intensitäten zugeordnet werden können, zeigt die Abbildung 1. Die stärksten Erschütterungen, die aus der Bahnstation Kunersdorf berichtet wurden, könnten sich sogar der Intensität V (EMS-98, GRÜNTAL, 1998) zuordnen lassen, wenn dies keine singuläre Beobachtung wäre. Wegen der Unsicherheit in der Intensitätsbewertung dieses Bebens wird dessen maximale Intensität mit IV – V angegeben.

1984, September 15

Mit dem seismologischen Stationsnetz des damaligen Zentralinstituts für Physik der Erde ZIPE erfolgte zum oben genannten Datum um 15.35 Uhr Weltzeit eine mit großer Sicherheit nicht als Sprengung, sondern als tektonisches Beben zu interpretierende Aufzeichnung mit dem Epizentrum ca. 19 km SW von Herzberg. Die Magnitude wurde zu dieser Zeit noch nach einem Verfahren von Iida zu 0,7 bestimmt (vgl. GRÜNTAL 1988). Die ab ca. 1985 durchgängig für das ZIPE-Stationsnetz eingeführte Lokalbebenmagnitude M_L besitzt im Mittel etwa 0,65 Magnitudeneinheiten größere Werte; d. h. $M_L = 1,4$. Die Stärke dieses Bebens ist damit deutlich unterhalb der Fühlbarkeitsgrenze.

Zusammenfassend werden die Parameter der oben genannten Beben in Tabelle 1 genannt. Die Quellen zu den Parametern dieser Beben sind die Bebenkataloge von GRÜNTAL (1988), GRÜNTAL & WAHLSTRÖM (2003) sowie zum Beben von 1736 (GRÜNTAL 2006).

Hinsichtlich der extrem geringen Anzahl historischer Beben in Brandenburg ist zu berücksichtigen, dass die Kenntnis über nur schwach spürbaren Beben in der Historie bzw. zu vorinstrumenteller Zeit sehr lückenhaft ist. Tatsächlich dürften sich also durchaus weit mehr der schwachen Beben ereignet haben als bekannt bzw. katalogisiert ist. Anhand verbesserter seismologischer Messtechnik sollte mit mehr Beben pro Zeiteinheit gerechnet werden als im Mittel während der letzten Jahrzehnte und Jahrhunderte katalogisiert werden konnten. Eindrucksvoll haben die Beben von Wittenburg im Jahre 2000 und von 2001 östlich von Rostock mit Magnituden von 3,2 und 3,4 darauf aufmerksam gemacht, dass Mecklenburg, entgegen der landläufigen Meinung, keinesfalls frei von Beben ist.

Das angebliche Schadenbeben von 1410 in der Prignitz

Es wird stets aufs Neue beobachtet, dass ursprüngliche und sich offensichtlich als falsch erwiesene Interpretationen zu historischen Beben von einzelnen Autoren beharrlich beibehalten werden. Dies trifft in gewisser Weise auf das vormals prominente Beben in der Prignitz zu Wittstock (NW Brandenburg) von 1410 zu, das angeblich Schäden verursacht haben soll. Daher wird an dieser Stelle auf die neue Interpretation dieses Bebens nochmals hingewiesen. GRÜNTAL & MEIER (1995) zeigten anhand reichhaltigen zeitgenössischen Materials, dass dieses Beben nicht in der Prignitz, sondern im Raum der Magdeburger Börde und zwar bereits 1409 stattfand. Die deutlich sichtbaren klaffenden Risse in der Wittstocker Marienkirche, die ca. 300 Jahre nach dem angeblichen Beben zum Ausgangspunkt

Tab. 1 Nachgewiesene tektonische Beben im Land Brandenburg
 Tab. 1 Proved tectonic earthquakes in Federal State Brandenburg

Datum	Uhrzeit	Koordinaten		Raum	max. Intensität	Magnituden	
		N	E			M _L	M _w
1483*		51,70	13,22	Herzberg	IV	2,9	2,7
1736	November	53,13	14,17	Stendell (Uckermark)	IV	2,9	2,7
1920	Juni, 29	51,77	14,22	Cottbus	IV-V	3,2	3,0
1984	September, 15	51,55	13,35	Herzberg	-	1,4	1,5

* Beben fraglich

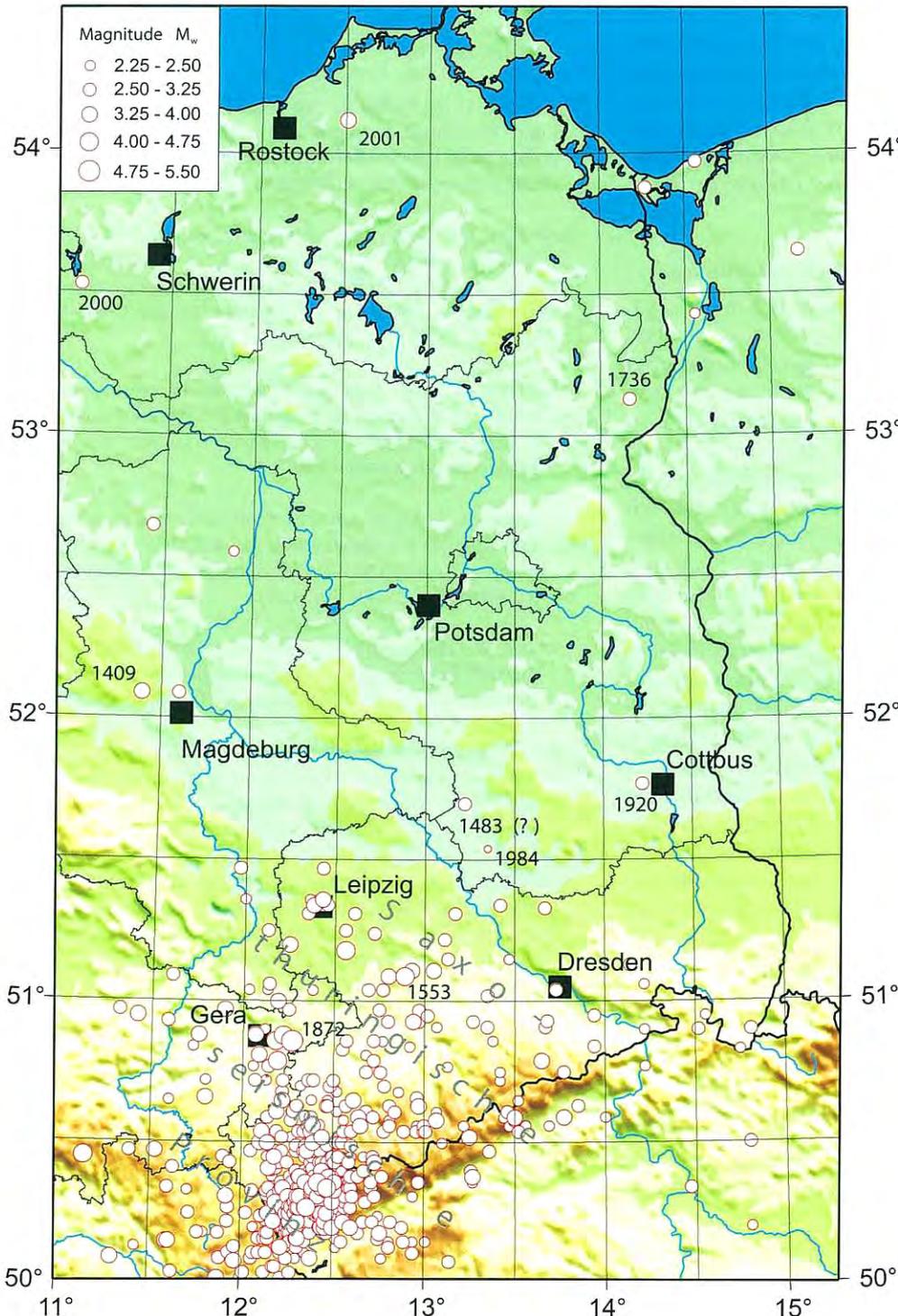


Abb. 2
 Erdbeben im Land Brandenburg und den umliegenden Bundesländern sowie in Polen bis 2004. Seismische Momentmagnituden M_w nach GRÜNTHAL & WAHLSTRÖM (2003) einschließlich der Aktualisierungen nach Daten des Seismologischen Zentralobservatoriums Gräfenberg. Auf die mit einer Jahreszahl versehenen Bebenherde wird im Text eingegangen. Obwohl die Kartendarstellung nur die Beben enthält, die Momentmagnituden $M_w \geq 2.25$ besitzen, ist hier zusätzlich das Beben von 1984 mit kleinerer Magnitude dargestellt.

Fig. 2
 Earthquakes in the State Brandenburg as well as in the surrounding Federal States and in the adjacent parts of Poland up to 2004. Seismic moment magnitudes M_w after GRÜNTHAL & WAHLSTRÖM (2003) including updates according to data after the Gräfenberg Central Observatory. Reference is made to the text for those earthquake epicentres indicated by their year of occurrence. Additionally the 1984 event is shown – although its magnitude is beyond the lower limit of the legend used.

für die Annahme des Wittstocker Bebens wurden, nehmen noch immer vereinzelte Autoren zum Anlass daran festzuhalten, dass diese Risse von Erdbeben herrühren müssten (KORJENKOW & KAISER 2002, 2003). Nachdem das vormals Wittstocker Beben nicht mehr als Ursache der Mauerrisse in Frage kommt, vermuten KORJENKOW & KAISER (2002, 2003) ein bisher unbekanntes Beben als Schadensursache, was aufgrund der guten Quellensituation auszuschließen ist. Ein derartiges Schadenbeben wäre den Chronisten nicht entgangen. Zu den Ursachen der Risse in der Wittstocker Marienkirche, die übrigens seit dem 17. Jahrhundert Gegenstand von Abhandlungen sind (vgl. GRÜNTAL & MEIER 1995), können MANN (1994) sowie MEIER & FRANZKE (1995) eindrucksvoll darstellen, dass die Risse gravitativ, d. h. durch das Eigengewicht des Bauwerks bedingt sind, wobei sich offenbar bereits vor Hunderten von Jahren ein Gleichgewichtszustand im Mauerwerk eingestellt hat. Beharrlich vermeiden KORJENKOW & KAISER oben genannte Arbeiten zu zitieren, in denen die wahre Ursache der Risse in überzeugender Weise verdeutlicht wird.

Beben in der näheren Umgebung von Brandenburg

Südwestlich von Brandenburg weisen die Beben der saxothuringischen seismischen Provinz (GRÜNTAL et al, 1985) auf die Neotektonik der N-S streichenden Zone zwischen dem Vogtland und Leipzig hin (Abb. 2). In der seit dem 14. Jahrhundert hinreichend gut überlieferten Historie zu Naturereignissen dieses Raums ereigneten sich mehrfach Beben, die sogar schwache Schäden verursachten, so z. B. das Beben vom 6. März 1872 (GRÜNTAL 1992). Ein weiteres gut untersuchtes historisches Beben dieses Raums, das hier erwähnt werden soll, ist dasjenige vom 17. August 1553 (GRÜNTAL & FISCHER 1998). Während sich die Bebenaktivität der saxothuringischen seismischen Provinz auf die vogtländisch – NW – böhmische Schwarmbebenzone konzentriert, zeigt das Gebiet bis in den Raum Gera eine beträchtliche Dichte von Epizentren zumeist historischer Beben. In Richtung der nördlichen Teile von Sachsen wird die Erdbebenaktivität merklich geringer, um im südlichsten Brandenburg vollends abzuklingen. Das uckermärkische Beben von 1736 fügt sich in eine latent, jedoch nur sehr schwach seismisch aktive Zone entlang des Mündungs- bzw. Unterlaufs der Oder ein (GRÜNTAL, 2006), dessen südlichster Ausläufer das nach gegenwärtiger Kenntnis genannte Beben zu sein scheint.

Schon wenige nicht auszuschließende neue Beben in Brandenburg könnten, wie die Beben in den Jahren 2000 und 2001 in Mecklenburg, das Seismizitätsbild jedoch ändern.

Literatur

GRÜNTAL, G. (1992): The central German earthquake of March 6, 1872. - In: GUTDEUTSCH, R., GRÜNTAL, G. & R. M. W. MUS-SON (eds.): Historical Earthquakes in Central Europe. Monographs Vol. I, Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 48, S. 51-109, Wien

GRÜNTAL, G. (2006): Das Erdbeben von 1736 in der Uckermark. - Brandenburg. geowiss. Beitr. (dieses Heft), Kleinmachnow

GRÜNTAL, G. (2006): Zwei vermeintliche Erdbeben in den Jahren 1789 in Plau/Havel und 1876 in Werder/Havel. - Brandenburg. geowiss. Beitr. (dieses Heft), Kleinmachnow

GRÜNTAL, G. (ed.) (1998): European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). - Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 15, Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 99 pp., Luxembourg

GRÜNTAL, G. & J. FISCHER (1998): Die Rekonstruktion des "Torgau"-Erdbebens vom 17. August 1553. - Brandenburg. geowiss. Beitr. 5, 2, S. 43-60, Kleinmachnow

GRÜNTAL, G. & R. MEIER (1995): Das „Prignitz“-Erdbeben von 1409. - Brandenburg. geowiss. Beitr. 2, 2, S. 5-27, Kleinmachnow

GRÜNTAL, G. & R. WAHLSTRÖM (2003): An earthquake catalogue for central, northern and northwestern Europe based on Mw magnitudes. - Scientific Technical Report STR 03/02, GeoForschungsZentrum Potsdam, 143 S., Potsdam

GRÜNTAL, G., BANKWITZ, P., BANKWITZ, E., BEDNÁREK, J., GUTTERCH, B., SCHENK, V., SCHENKOVÁ, Z. & A. ZEMAN (1985): Seismicity and geological features of the eastern part of the West European platform. - Gerl. Beitr. Geophys. 94, 4-6, S. 276-289, Leipzig

KORJENKOW, A. M. & D. KAISER (2002): Macroseismic indications in Wittstock for a historical damaging earthquake in northern Germany. - 27th General Assembly EGS, Nice/France, poster, abstract #2522

KORJENKOW, A. M. & D. KAISER (2003): Historical-macroseismic study of the town church in Wittstock, northern Germany. - Proceedings 11th FIG Symposium on Deformation Measurements, Santorini/Greece

MANN, W. (1994): Alte Bauwerke – modernes Bauen. Probleme und Erfahrungen aus der Sicht des Ingenieurs. - Der Prüflingenieur, Sept. 1994, S. 12-23, Hamburg

MEIER, R. & H. J. FRANZKE (1995): Das Erdbeben „Prignitz 1409“ im Lichte der tektonischen Analyse des Ruptursystems in der Pfarrkirche zu Wittstock. - Brandenburg. geowiss. Beitr. 2, 2, S. 33-46, Kleinmachnow

SCHULZE, J. C. & C. G. CASPAR (1842): Chronik der ehemaligen Chur- und jetzigen Kreisstadt Herzberg. - gesammelt von Johann Christian Schulze, verbessert und vermehrt von Carl Gottlieb Caspar, Senator zu Herzberg, Herzberg

Anschrift des Autors:

Dr. Gottfried Grünthal
GeoForschungsZentrum Potsdam
Telegrafenberg
14473 Potsdam

(Footnotes)

¹ Diese Mitteilung aus der Chronik von Herzberg hatte 1981 Herr K. Hartwig freundlicherweise dem Autor übermittelt.

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	13 (2006), 1/2	S. 169-172	1 Tab., 18 Lit.
------------------------------	--------------	----------------	------------	-----------------

Zwei vermeintliche Erdbeben in den Jahren 1789 in Plaue/Havel und 1876 in Werder/Havel

Two alleged earthquakes in the years 1789 in Plaue/Havel and 1876 in Werder/Havel (Brandenburg, Germany)

GOTTFRIED GRÜNTHAL

In Gebieten mit sehr geringer Erdbebenaktivität erregen bereits recht schwache Beben die Aufmerksamkeit. Dies betrifft im bebenarmen Land Brandenburg die beiden in früheren Katalogen genannten Beben vom 17. Mai 1789 mit dem angenommenen Herd bei Plaue (heute Ortsteil von Brandenburg/Havel) und vom 31. Oktober 1876 in Werder/Havel bei Potsdam. Die Nachforschungen zu beiden Ereignissen ergab jedoch, dass sie das Resultat von Irrtümern sind.

Das angebliche Beben vom 17. Mai 1789 zu Plaue a. d. Havel

Der Eintrag im Bebenkatalog von SIEBERG (1940) zum Beben von Plaue/Havel im Jahre 1789 lautet:

„1789, Mai 17. Im Brandenburgischen, zu Plaue a. d. Havel (Potsdam), entstanden angeblich durch 2 Erdstöße Risse in mehreren Zimmerdecken.“

SIEBERG hatte seine Zweifel an dieser Meldung durch die Bemerkung „angeblich“ kenntlich gemacht. Die Quelle SIEBERGS ist der handschriftliche Erdbebenkatalog von LERSCH (ca. 1897):

1789 „17. Mai Plaue a. d. Havel (Potsdam). 2 Stöße. Decken gespalten. GdF, C.“

Bevor wir seiner nicht gut leserlichen Quellenangabe „GdF“, die mit Gazette de France gedeutet werden kann, fortfahren, wenden wir uns einer reichhaltigen Quelle jener Zeit zu, und zwar v. HOFF (1841), welcher lediglich von einer Erschütterung zu Plaue a. d. Havel berichtet und, für uns wichtig, eine Quelle nennt: COTTE. Damit wird auch klar, welche weitere Quelle LERSCH (1897) mit „C.“ abkürzte.

In den überaus zahlreichen Arbeiten von COTTE, die durchzusehen waren, fand sich in seiner Schrift von 1807 die entscheidende Passage (COTTE 1807):

„1789, Mai 17: Tr. de terre à Planen en Brandenbourg.“ „Tr.“ steht für „tremblement“. „Planen“ ist zweifelsohne ein Druckfehler; es liegt nahe, hier Plauen zu vermuten. Doch existiert in Brandenburg kein Ort dieses Namens. Am nächsten kommt das brandenburgische Plaue a. d. Havel.

Bemerkenswert ist, dass von „gespaltenen“ Zimmerdecken hier keine Rede ist. Eine Quelle wird nicht genannt.

Wenden wir uns nun der weiteren o. g. Quelle, der „Gazette de France“, zu. Die „Gazette de France“ erschien mit einigen kürzeren Unterbrechungen in Paris in der Zeit von 1762 bis 1915. Die Jahrgänge aus der fraglichen Zeit sind an der Staatsbibliothek Berlin seit 1945 nicht mehr vorhanden (Kriegsverlust). An anderen deutschen Bibliotheken konnte die „Gazette de France“ für die fragliche Zeit ebenfalls nicht nachgewiesen werden. Die in Auftrag gegebene Recherche der vollständig an der Nationalbibliothek in Paris vorhandenen Ausgabe von 1789 verlief negativ.

Durchgesehene lokale Chroniken von Plaue a. d. Havel enthalten ebenso keinen Hinweis auf das fragliche Beben. Ausgewertet werden konnten:

- „Geschichte der Stadt Plaue a. d. Havel von 1620 bis 1793“ von FERDINAND HORN (1872)
- „Geschichte der Burg, des Hauses und des Städtleins Plaue (Havel)“ von TELSEMEYER (1937)
- „Chronik der Stadt Plaue (Havel)“ von Albert DEICHGRÄBER (etwa 1940)

Als einzige Quelle verbleibt somit COTTE (1807). Mit Sicherheit können wir davon ausgehen, dass Cotte die von ihm veröffentlichte Information nicht selbst erfasst hat; ihm stand mit Sicherheit eine Quelle zur Verfügung, die er nicht nennt und wir nicht kennen. Keine zeitgenössische deutsche Quelle konnte aufgefunden werden, obwohl diese in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts relativ zuverlässig sind (GRÜNTHAL 2004). Es liegt nahe zu vermuten, dass COTTE in Paris von einem Beben in Deutschland Nachricht erhielt und einen falschen geographischen Bezug hergestellt hat.

Das eigentliche Beben am 17. Mai 1789

In der Nacht vom 17. auf den 18. Mai 1789 ereignete sich ein Beben im nordwestlichen Vogtland, das auch in Plauen im Vogtland sehr deutlich wahrgenommen wurde. „Plauen“ ist interessanterweise auch die Schreibweise bei COTTE (1807) – abgesehen von seiner Buchstabenverwechslung zu „Planen“ – und nicht „Plaue“.

Der Bebenkatalog von GRÜNTAL (1988) nennt dieses vogtländische Beben mit den in Tabelle 2 angegebenen Parametern, die um den Wert der Momentmagnitude M_w nach den empirischen Beziehungen bei GRÜNTAL und WAHLSTRÖM (2003) ergänzt ist.

FUCHS (1886), welcher in Wien wirkte und wo er in der Regel seine Schriften verlegte. FUCHS (1886) erwähnt:

„1876. 31. October. Morgens 11 Uhr 50 Min. in Werder bei Potsdam zwei Erdstöße von SW nach NO, von denen der zweite so stark war, dass Möbel merklich schwankten“.

Tab. 1 Parameter des Bebens vom 18. Mai 1789 im nordwestlichen Vogtland

Tab. 1 Parameter of the earthquake of May 18th, 1789 in the northwestern Vogtland

Datum	Koordinaten	Raum	max. Intensität	Momentmagnitude M_w
1789 Mai 18	50,62°N 12,20°E	Greiz	VI	3,3

Eine Uhrzeit wird nicht erwähnt, da die Quellen diesbezüglich zwischen dem 17. Mai gegen Mitternacht bzw. 18. Mai 1 Uhr nachts schwanken.

Eine der Quellen bei GRÜNTAL (1988) zu diesem vogtländischen Beben ist EISEL (1863), welcher sich wiederum auf den handschriftlichen Nachlass von FELBRIG (vor 1813) bezieht. Für vorliegende Veröffentlichung konnte eine handschriftliche Chronik von FELBRIG (ohne Jahr) eingesehen werden:

„...., in der Nacht vom 17. auf den 18ten May ist solches [Erdbeben] bemerkt worden zu Greitz, Mühlau, Elsterberg und vielen anderen Orten, zwischen 12. und 1. Uhr, wieder 2. kurz nacheinander folgende Erschütterungen, wovon die erste stärker war, als die andern. Sie waren so heftig, daß die Leute aus dem Schlafe geweckt wurden, daß die Fenster klirrten und leicht zu bewegende Sachen in Bewegung gesetzt wurden.“

Der Ort Plauen i. V. wird zum genannten Beben insbesondere in der DASSLERSCHEN Chronik, die SEYFARTH (1921) wiedergibt, hervorgehoben:

„Den 17. Mai des Nachts gegen 12 Uhr wurde bei uns in Weida ein starkes Erdbeben verspürt, welches von vielen noch wachsamem Menschen ein stark unterirdisch Getöse und Rasseln, auch sogar ein Wanken des Erdbodens wahrgenommen. Solches ist besonders in und um Plauen herum sehr stark bemerkt worden. ... Ich kann nicht umhin gehen ohne Anmerkung, daß mein Vater von dem ersten Stoß munter wurde, will sehen, was geschehen. Da er an das Fenster getreten, fangen alle Fenster an zu klirren, auf einmal das Haus an zu wanken!“

Damit wird offensichtlich, dass dieses vogtländische Beben mit starker Wahrnehmung in Plauen i. V. der Hintergrund für die Verwechslung COTTES in Paris mit dem Brandenburgischen Plaue/Havel war.

Die angeblichen Erdbeben vom 31. Oktober 1876 in Werder/Havel

Von zwei Erdstößen in Werder bei Potsdam am 31. Oktober 1876 berichtet der Erdbebenkatalog Deutschlands des 19. Jahrhunderts von SPONHEUER (1952). Der zweite Stoß sei ziemlich stark (IV) gewesen. SPONHEUER bezieht sich bei seiner Angabe zu diesen Beben auf den Bebenkatalog von

Bedauerlicherweise nennt FUCHS (1886) keine Quellen, um diese Meldung weiter verifizieren zu können. Die systematische Durchsicht der Schriften von FUCHS nach etwaigen Quellen blieb erfolglos. Hierbei wurde in einer Arbeit über die vulkanischen Ereignisse des Jahres 1876 vom gleichen Autor, aber bereits vom Jahr 1877, obiges Zitat mit identischem Wortlaut aufgefunden (FUCHS 1877), ebenso ohne eine Quelle zu erwähnen.

Bemerkenswerterweise nennt keine der zahlreichen und größtenteils sehr reichhaltigen und präzisen zeitgenössischen deutschen Quellen dieser Zeit (vgl. GRÜNTAL 2004) dieses Beben. Daraufhin wurden die Werderaner Ortschronisten, die Herren REINER GOLZ und Dr. BALDUR MARTIN, gebeten, bei der Suche nach lokalen Hinweisen zu diesem Beben behilflich zu sein. Vom zweiten Stoß wird von solch einer Stärke berichtet, dass dieser in lokalen Berichten nicht unerwähnt hätte bleiben sollen. Doch auch die Recherche in dieser Richtung blieb erfolglos.

Eine Verwechslung mit einem zeitgleich aufgetretenen Beben, ähnlich wie bei demjenigen von 1789 in Plauen/Vogtland, scheidet hier aus. Es hätte sich z. B. angeboten, wenn sich in Werder/Sachsen ein solches Beben ereignet hätte.

Werden jedoch die Daten zu Beben in Deutschland einige Jahre zurückverfolgt, findet sich genau drei Jahre zuvor, am 31. Oktober 1873, ein Beben der Intensität V in Raum Herzogenrath nördlich von Aachen. Sehr auffallend ist, dass nicht nur Tag und Monat mit dem fraglichen von Werder übereinstimmen, sondern auch die Uhrzeit. Das Herzogenrather Beben ereignete sich um 11 Uhr und 55 Minuten – das angebliche Beben in Werder im 11 Uhr und 50 Minuten. Das Herzogenrather Beben ist ein Nachstoß zum bedeutenden Schadenbeben in der gleichen Gegend am 22. Oktober 1873 (Intensität VII).

Eine Wahrnehmung bis in den Raum Werder/Havel ist auszuschließen. Auch konnte kein ähnlicher Ortsname im Schütterbereich des Herzogenrather Bebens aufgefunden werden, der Anlass zu einer Verwechslung gegeben hätte. Eine Verwechslung mit dem Thedinghausener Ortsteil „Werder“ im Landkreis Verden SW von Bremen scheint ebenso fraglich.

Eine fälschliche Übertragung des Bebens vom 31. Oktober 1873 um 11.55 Uhr (das FUCHS (1886) mit der Uhrzeit 11 Uhr 48 Min und den Orten Herzogenrath, Linnich, Wurm und Radenrath angibt) zu dem nicht näher zu belegenden Eintrag vom 31. Oktober 1876 um 11.50 Uhr in Werder/Havel lässt sich zwar nicht näher verifizieren, kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. Woher allerdings die Ortsbezeichnung Werder/Havel bei FUCHS (1886) stammt, bleibt offen.

Nach vorliegender Quellenlage ist somit nicht von einem Beben in Werder/Havel auszugehen.

Schlussfolgerungen

Die beiden in früheren Bebenkatalogen geführten Beben von 1789 in Plaue/Havel und 1876 in Werder/Havel erweisen sich, wie zu schlussfolgern ist, als Irrtümer von zeitgenössischen Autoren. Diese Autoren berichteten jeweils aus großer räumlicher Distanz über die Beben – so zum angeblichen Beben von 1789 aus Paris und zu demjenigen von 1876 aus Wien. Beide Autoren nennen keine Quelle zu ihrer Bebennachricht. Deutsche zeitgenössische Quellen erwähnen besagte vermeintliche nicht – obwohl deutsche Quellen für diese Zeiten reichhaltig und zuverlässig sind.

Beide vermeintlichen Beben sind als solche zu streichen. Diese Tatsache ist dem Autor seit Anfang der 1990er Jahre bewusst und in seinem aktualisierten Bebenkatalog sowie seinen wissenschaftlichen Arbeiten zu Seismizität und seismischer Gefährdung berücksichtigt (vgl. Epizentrenkarten, wie z. B. in GRÜNTAL et al. 1998). Diese Arbeit zeigt aufs Neue die Wichtigkeit historischer Analysen zur richtigen Bewertung von Seismizität und Erdbebengefährdung einer Region.

Danksagung

Mein Dank gebührt Herrn Jan Fischer für die Mithilfe bei der Beschaffung von Quellenmaterial, dem Stadtarchiv Gera, der Nationalbibliothek Paris sowie den Werderaner Ortschronisten, den Herren Dr. B. Martin und R. Golz.

Literatur

COTTE, P. (1807): Tableau chronologique des principaux phénomènes météorologiques observés ... (de 1774 à 1806) ... - Journal de Physique, de Chimie et d'histoire naturelle, Tome LXV, Sept./Nov. 1807, S. 353

DEICHGRÄBER, A. (etwa 1940): Chronik der Stadt Plaue (Havel). - Im Auftrag der Stadtverwaltung, unveröff. Manuskript

EISEL, R. (1863): Chronik versch. Naturerscheinungen innerhalb Reußenland und insbesondere der Umgebung Geras. - 6. Jahresbericht der Gesellschaft von Freunden der Naturwissenschaften in Gera nebst Nachrichten über den naturwissenschaftlichen Verein in Schleiz, S. 59-66, Gera

FELBRIG, K. G. (ohne Jahr): Zweyter Theil Der Graeflichen Reuß-Plauischen Geraischen Stadt und Land-Chronica. - Handschrift, Stadtarchiv Gera, Sign. M13; 6, 1/954

FELBRIG, K. G. (vor 1813): Handschriftlicher Nachlass, Stadtarchiv Gera

FUCHS, C. W. C. (1877): Bericht über die vulkanischen Ereignisse des Jahres 1876. - Jb. der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt, XXVII Band, Wien

FUCHS, C. W. C. (1886): Statistik der Erdbeben von 1865-1885. - Sitzungsber. d. math.-nat. Classe d. Kaiserl. Akad. d. Wiss., 92.1885 1-5, Wien

GRÜNTAL, G. (1988): Erdbebenkatalog der Territoriums der Deutschen Demokratischen Republik und angrenzender Gebiete von 823 bis 1984. - Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde 99, 178 S., Potsdam

GRÜNTAL, G. (2004): The history of historical earthquake research in Germany. - Annals of Geophysics 47, 2/3, S. 631-643, Rom

GRÜNTAL, G., MAYER-ROSA, D. & W. LENHARDT (1998): Abschätzung der Erdbebengefährdung für die D-A-CH-Staaten – Deutschland, Österreich, Schweiz. - Bautechnik 75, 10, S. 753-767, Berlin

GRÜNTAL, G. & R. WAHLSTRÖM (2003): An earthquake catalogue for central, northern and northwestern Europe based on Mw magnitudes. - Scientific Technical Report STR 03/02, GeoForschungsZentrum Potsdam, 143 S., Potsdam

HOFF, VON, K. E. A. (1841): Chronik der Erdbeben und Vulcan-Ausbrüche. - Gotha

HORN, F. (1872): Geschichte der Stadt Plaue a. d. Havel von 1620 bis 1793. - Vortrag im historischen Verein zu Brandenburg. II. und III. Jahresbericht über den historischen Verein zu Brandenburg a. H., Brandenburg

LERSCH, B. M. (1897): Erdbeben-Chronik für die Zeit von 2362 v. Chr. bis 1897, Siebzehnbändige Handschrift, Aachen

SEYFARTH, M. (1921): Daßlersche Chronik. - Weidaer Geschichtsblätter, 2, S. 9-27, Weida

SIEBERG, A. (1940): Beiträge zum Erdbebenkatalog Deutschlands und angrenzender Gebiete für die Jahre 58 bis 1799. - Mitteilungen des Deutschen Reichs-Erdbebendienstes, Heft 2, 111 S., Berlin

SPONHEUER, W. (1952): Erdbebenkatalog Deutschlands und der angrenzenden Gebiete für die Jahre 1800 bis 1899. Akademie-Verlag, 195 S., Berlin

TELSEMEYER (1937): Geschichte der Burg, des Hauses und des Städtleins Plaue (Havel). - Festschrift anlässlich der 300-Jahr-Feier 1937, 22 S., Plaue

Anschrift des Autors:
Dr. Gottfried Grünthal
GeoForschungsZentrum Potsdam
Telegrafenberg
14473 Potsdam

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	13 (2006), 1/2	S. 173-175	1 Abb., 1 Tab., 10 Lit.
------------------------------	--------------	----------------	------------	-------------------------

Das Erdbeben von 1736 in der Uckermark

The earthquake of 1736 in the Uckermark (NE Brandenburg, Germany)

GOTTFRIED GRÜNTAL

Das Bundesland Brandenburg weist innerhalb Deutschlands die geringste Bebenaktivität auf. Die Uckermark gehört zu den Gebieten Brandenburgs, die an ein Gebiet angrenzen, das eine gewisse, wenn auch sehr schwache Seismizität aufweisen und wo in Bebenkatalogen wenigstens schon einmal ein Beben genannt wurden.

Die Quellsituation

So erwähnt SIEBERG (1940):

„1737, Januar 22. Angeblich ein Erdbeben in der Uckermark zu Stendal, Bartikow und Mürow, während eines heftigen Sturmes.“

Ein solch vager Hinweis auf ein Beben, wo offensichtlich das Sturmereignis im Vordergrund steht, wurde von GRÜNTAL (1988) nicht als Bebenereignis katalogisiert. Generell gilt bei der Katalogisierung historischer Beben die Konvention, die Wahrnehmung einer schwachen lokalen Erschütterung während eines Sturms eher dem Sturm zuzuschreiben.

Zu obigem Zitat fällt jedoch auf, dass Stendal nicht in der Uckermark liegt, sondern in der Altmark. In der Nähe der weiterhin genannten Orte Bartikow und Mürow gibt es jedoch nordwestlich von Schwedt den Ort Stendell. Mit Sicherheit ist dieses Uckermärkische Dorf gemeint und nicht das ungleich bedeutendere Stendal in der Altmark. Dieser geographische Zusammenhang der Ortsnamen Stendell, Bartikow und Mürow war der Anlass, dem Ereignis erneut nachzugehen.

Hinweise auf den genannten Sturm finden sich in der einschlägigen historischen Literatur zur Mark Brandenburg, so bei BEKMANN & BEKMANN (1751) sowie bei KLÖDEN (1837). Letzterer berichtet unter Erwähnung eines Bebens:

„Dasselbe geschah während des heftigen Sturms, welcher am 22sten Januar [1737, d. A.] vorzugsweise die Uckermark durchtobte. Das Erdbeben währte eine Minute lang, und wurde auch an anderen Orten als ein solches erkannt, namentlich machte es sich zu Bartikow und Mürow fühlbar.“

Die obige Bemerkung „dasselbe“ bei KLÖDEN bezieht sich auf ein früheres Erdbebenereignis, das, wie er berichtet, sich etwa 2 Monate vorher in der Gegend ereignete:

„Im November 1736 will man beim Dorfe Stendal, nicht weit von Schwedt, Mittags zwischen 11 und 12 Uhr, ein Erdbeben bemerkt haben.“

Hiermit wird jetzt offensichtlich, dass mit der Ortsbezeichnung „Stendal“ in den o. g. Quellen eigentlich das Dorf Stendell gemeint ist. Auch SIEBERG (1940) erwähnt dieses letztgenannte Beben wie folgt, wobei anstatt „Stendal“ wieder „Stendell“ zu lesen ist:

„1736, November. Ein Erdstoß in Stendal.“

KLÖDENS Zusatz zum Ortsnamen Stendal „nicht weit von Schwedt“ wurde bei SIEBERG weggelassen, was zur Verwechslung mit dem ungleich bedeutenderen Stendal in der Altmark führte. Dementsprechend wurde im Bebenkatalog von GRÜNTAL (1988) dieses Beben noch dem altmärkischen Stendal zugeschrieben. Seit der Durchführung von Recherchen zur Seismizitätseinschätzung für Standorte in Nordostdeutschland zu Anfang der 90er Jahre wurden die Erkenntnisse zu den beiden Ereignissen von 1736 und 1737 vom Autor bereits erkannt und im aktualisierten Katalog sowie den darauf fußenden weiteren Arbeiten, u. a. zu Standorteinschätzungen, berücksichtigt.

Wenden wir uns einer Interpretation der weiteren aufgefundenen Quellen zu den genannten Beben zu. Im NEUEN LAUSITZER MAGAZIN (1870) wird der oben genannte Januar-Sturm von 1737 für benachbarte Landstriche – der Neumark bis Landsberg a. W. sowie im nördlichen Teil der Lausitz – im Zusammenhang mit einer fraglichen Erderschütterung erwähnt:

„Endlich war 1737 in der Neumark bis Landsberg a. W. und in dem nördlichen Theil der Lausitz eine Erderschütterung während eines heftigen Sturmes wahrgenommen; leicht dürfte aber der letztere die Wirkungen hervorgebracht haben, die man jener zuschrieb.“

Dieser Interpretation ist auch und gerade aus heutiger Sicht völlig zuzustimmen. Damit ist festzuhalten, dass sich im November des Jahres 1736 ein Beben mit der geschätzten EMS-Intensität (GRÜNTAL, 1998) \geq III und $<$ V im Raum Stendell (etwa 53,13°N; 14,17°E), nordwestlich von Schwedt ereignet hat. Der Fehlerradius des Epizentrums kann mit 10-15 km abgeschätzt werden. Als wahrscheinliche maximale Intensität wäre ein Wert von $I_{max} = IV$ anzunehmen.

Dieses Beben vom November 1736 noch in Erinnerung, dürfte das Rütteln des heftigen Sturms am 22. Januar 1737 ebenfalls mit einer Erderschütterung assoziiert worden sein. Ein weiteres Beben zu diesem Datum während des Sturms ist wenig wahrscheinlich und daher nicht zu katalogisieren.

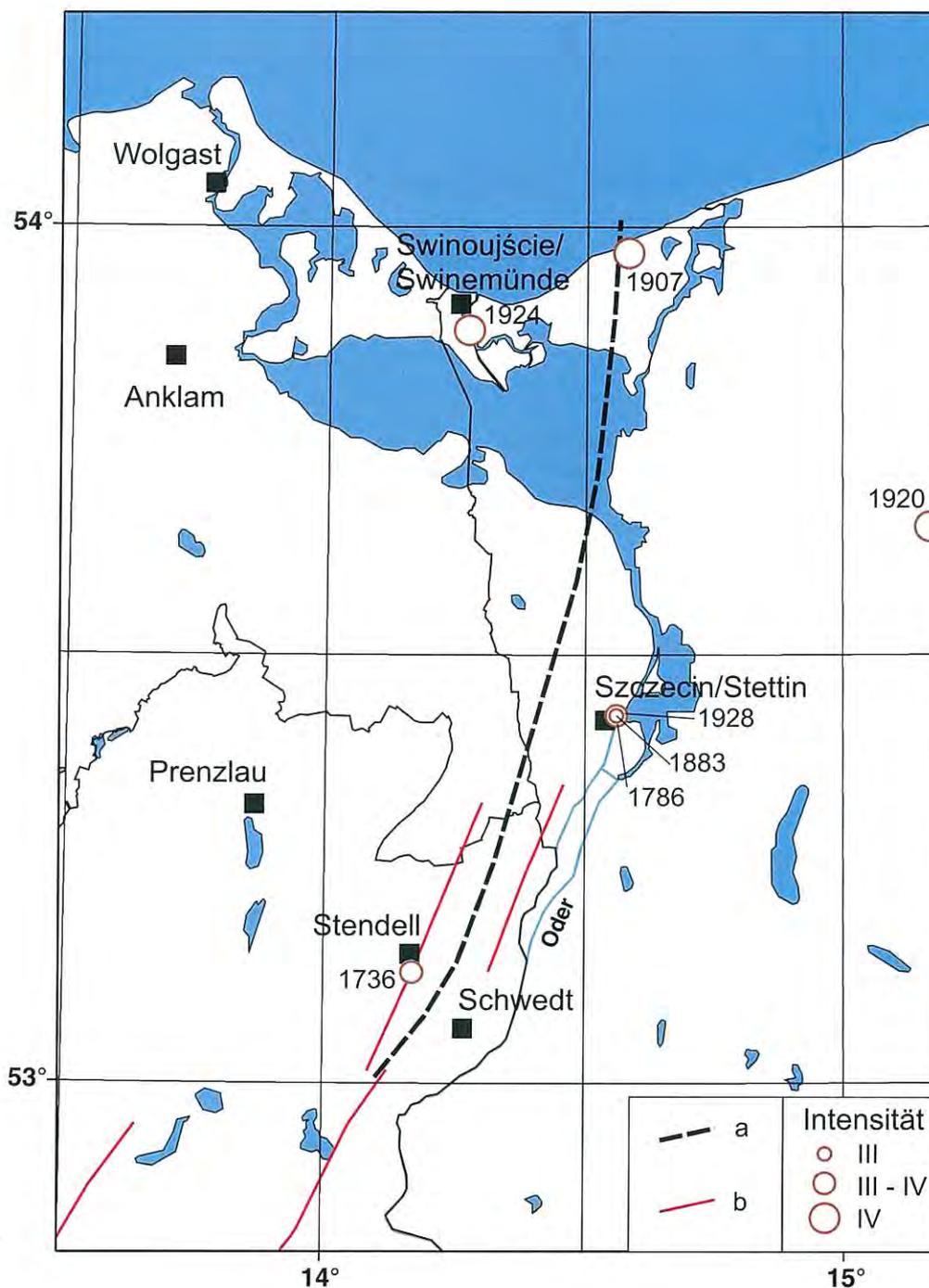


Abb. 1

Epizentrum des Bebens vom November 1736 in der Uckermark sowie weitere Beben (mit genannter zugehöriger Jahreszahl) im Bereich der Odermündung nach GRÜNTAL (1988). Ergänzt sind a) ein ausgewähltes tektonisches Störungselement nach KARABANOV u. a. (2001) sowie b) Lineationen nach Satellitendaten nach WETZEL & FRANZKE (2001) mit neotektonischer Relevanz. Das Epizentrum des Bebens von 1736 deckt sich mit einer von WETZEL & FRANZKE (2001) interpretierten Fotolineation. Das tektonische Störungselement nach KARABANOV et al. (2001) findet seine südliche Fortsetzung in einer Fotolineation nach WETZEL & FRANZKE (2001)

Fig. 1

Epicentre of the earthquake from November 1736 in the Uckermark as well as further earthquake epicentres (with their appropriate year of occurrence) in the area of the mouth of the Oder after GRÜNTAL (1988). Added are a) a selected tectonic fault after KARABANOV et al. (2001) as well as b) photo-lineations after satellite images after WETZEL & FRANZKE (2001) with neotectonic relevance. The epicentre of the earthquake of 1736 coincides with one of the photo-lineations after WETZEL & FRANZKE. The tectonic fault element after KARABANOV et al. (2001) has its southern continuation in a photo-lineation after WETZEL & FRANZKE (2001)

Zur seismotektonischen Einordnung des Bebens von 1737

Das Beben 1736 nordwestlich von Schwedt könnte der in etwa N-S streichenden Schwächezone zugeordnet werden, die im Bereich des Unterlaufes der Oder vermutet wird. Dieses Störungselement ist Teil einer bedeutenden meridionalen Struktur, die in der neotektonischen Periode reaktiviert wurde und von Český Brod über Zittau bis zur Odermündung verfolgt werden kann (LUDWIG 2001). In der Abbildung 1 ist diese N-S Störung, deren Verlauf nördlich von Schwedt nicht sicher belegt ist, in der Bearbeitung nach KARABANOV et al. (2001) eingetragen. Unter setzt wird diese Störungsindikation durch Lineationen nach WETZEL & FRANZKE (2001) anhand von Interpretationen von ERS1-Radarmosaik- und weiterer Satellitendaten.

Im Raum Stettin sowie im Oder-Haff scheint sich die N-S streichende Schwächezone durch eine Reihe weiterer schwacher Beben zu manifestieren. So wurden lokale Beben in den Jahren 1786, 1883 und 1928 aus Stettin berichtet sowie 1924 aus Swinemünde und 1907 von der Wolliner Küste (Abb. 1). Diese Beben sind sämtlich bei GRÜNTAL (1988) katalogisiert. Seit ca. 80 Jahren ist aus diesem Raum kein weiteres Beben bekannt geworden.

Die Lokalbebenmagnitude M_L bzw. die Momentmagnitude M_W dieses Bebens lässt sich nach den empirischen Formeln bei GRÜNTAL & WAHLSTRÖM (2003)

$$M_L = 0.74 I_0 + 0.78 \log h - 0.87$$

$$M_W = 0.67 + 0.56 M_L + 0.046 M_L^2$$

mit einem Wert von $M_L = 2,9$ (für eine angenommene Herdtiefe von $h = 10$ km) bzw. $M_W = 2,7$ abschätzen.

Zusammenfassend sind in Tabelle 1 die Parameter des Bebens in der Uckermark angegeben:

Literatur

ANONYM (1870): Erdbeben in der Lausitz. - Neues Lausitzer Magazin **47**, S. 312, Görlitz

BEKMANN, J. Ch. & B. L. BEKMANN (1751): Historische Beschreibungen der Chur und Mark Brandenburg nach ihrem Ursprung, Einwohnern, Natürlichen Beschaffenheit ... - Berlin

GRÜNTAL, G. (1988): Erdbebenkatalog der Territoriums der Deutschen Demokratischen Republik und angrenzender Gebiete von 823 bis 1984. - Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde **99**, 178 S., Potsdam

GRÜNTAL, G. (Hrsg.) (1998): European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). - Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie **15**, Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 99 S., Luxembourg

GRÜNTAL, G. & R. WAHLSTRÖM (2003): An M_W based earthquake catalogue for central, northern and northwestern Europe using a hierarchy of magnitude conversions. - Journal of Seismology **7**, 4, S. 507-531, Dordrecht

KARABANOV, A. K., LUDWIG, A. O & G. SCHWAB (2001): Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (Oligocene). Scale 1:1500000. - In: Supplement to Brandenburg. geowiss. Beitr. **8** ,1, Map No. 1, West sheet, herausg. vom Geological Survey of Brandenburg/Germany, Kleinmachnow

KLÖDEN, K. F. (1837): Beiträge zur mineralogischen und geognostischen Kenntnis der Mark Brandenburg. - zehntes und letztes Stück, S. 1-50, Berlin

LUDWIG, A. O. (2001): Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (map1). - Brandenburg. Geowiss. Beitr. **8** ,1, S. 5-12, Kleinmachnow

SIEBERG, A. (1940): Beiträge zum Erdbebenkatalog Deutschlands und angrenzender Gebiete für die Jahre 58 bis 1799, Mitteilungen des Deutschen Reichs-Erdbebendienstes, 111 S., Berlin

WETZEL, H.-U. & FRANZKE, H. J. (2001): Geologische Interpretationen eines ERS1-Radarmosaiks von Deutschland. - Publikationen der deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie und Fernerkundung **10**, S. 503-510, Berlin

Anschrift des Autors:
Dr. Gottfried Grünthal
GeoForschungsZentrum Potsdam
Telegrafenberg
14473 Potsdam

Tab. 1 Parameter des Bebens in der Uckermark im November 1736

Tab. 1 Parameter of the earthquake in the Uckermark in November 1736

Datum	Herdort	max. Intensität	Magnituden	
Nov. 1736	53,13°N; 14,17°E (Stendell/Uckermark)	IV	$M_L = 2,9$	$M_W = 2,7$

	INHALT	CONTENTS	Seite
MICHAEL GÖTHEL	Fortschritte bei der Unterscheidung von Aquiferen in der Trias und im Jura von Brandenburg unter spezieller Berücksichtigung der Sequenzstratigraphie	Advances at distinction between the Triassic and Jurassic aquifers of the country Brandenburg, Germany with particular consideration of the sequence stratigraphy	91-115
JÜRGEN KOPP	Die Kupfer-Lagerstätte Spremberg-Graustein in Südbrandenburg	The copper deposit Spremberg-Graustein in South Brandenburg	117-132
HANS-DIETER KRIENKE, JAQUELINE STRAHL, ANNETTE KOSSLER & HANS ULRICH THIEKE	Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse einer quasi vollständigen weichselzeitlichen Schichtenfolge im Bereich des Deponiestandorts Grimmen (Mecklenburg-Vorpommern)	Stratigraphy and bedding conditions of a nearly complete Weichselian sequence in the area of the dumpsite Grimmen (Mecklenburg-Vorpommern)	133-154
FRITZ BROSE, JOACHIM LUCKERT, HOLGER MÜLLER, RAINER SCHULZ, JAQUELINE STRAHL & HANS ULRICH THIEKE	Das Eem von Vevais – ein bedeutendes Geotop in Ostbrandenburg	The Eemian of Vevais – an important geotope of the Eastern Brandenburg area	155-164
GOTTFRIED GRÜNTAL	Die Erdbeben im Land Brandenburg und im östlichen Teil Deutschlands	Earthquakes in the country of Brandenburg and in the eastern part of Germany	165-168
GOTTFRIED GRÜNTAL	Zwei vermeintliche Erdbeben in den Jahren 1789 in Plaue/Havel und in Werder/Havel	Two alleged earthquakes in the years 1789 in Plaue/Havel and 1876 in Werder/Havel (Brandenburg, Germany)	169-172
GOTTFRIED GRÜNTAL	Das Erdbeben von 1736 in der Uckermark	The earthquake of 1736 in the Uckermark (NE Brandenburg, Germany)	173-175
	Aus dem Landesamt	From the Geological Survey	
JÜRGEN KOPP	10 Jahre Kernlager Wünsdorf	10 years of drill core store in Wünsdorf	64-66
WERNER STACKEBRANDT	Jubiläen	Anniversaries	116
	Kurzmitteilungen	Short news	
TAMARA FAHRY- SEELIG	Berufseinstieg leicht gemacht	Job start can be easy	26
ANGELA HERMSDORF, NORBERT HERMSDORF & JÖRG-UWE SCHMIDT	Standorte für Wasenplätze im Land Brandenburg	Locations of knacker's dumpsites in Brandenburg	62-63
WILFRIED PAECH	Geowissenschaftler Berlin-Brandenburg	Geoscientists of Berlin-Brandenburg	89-90
	Nachruf	obituary	
JÜRGEN KOPP & HANS ULRICH THIEKE	Zum Gedenken an Prof. Dr. Bautsch	In Memory of Prof. Dr. Bautsch	48

Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge

Autorenhinweise

Die Zeitschrift „Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge“ widmet sich geologischen und lagerstättenkundlichen Themen von Brandenburg und Berlin sowie dem neuesten Forschungsstand in den geowissenschaftlichen Disziplinen. Die eingereichten Beiträge sollen diesem Profil entsprechen. Es werden Originalarbeiten und wissenschaftliche Informationen veröffentlicht, die noch nicht andernorts publiziert wurden. Die Redaktion behält sich das Recht vor, Manuskripte zur Überarbeitung an die Autoren zurückzusenden.

Ihre Manuskripte senden Sie bitte als Papierausdruck und in digitaler Form an das Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Redaktion z. Hd. Frau A. Andreae Tel.: 033203-36647, e-mail: Anneliese.Andreae@lbgr-brandenburg.de. Weitere Anfragen richten Sie bitte ebenfalls an die obige Adresse.

Manuskript

Der Umfang des Manuskripts sollte zehn Seiten (A4, 1,5 zeilig) nicht überschreiten. Wissenschaftliche Kurzinformationen sind einschließlich der Abbildungen auf maximal fünf Seiten zu bemessen. Jedem Beitrag ist eine kurze deutsche und englische Zusammenfassung beizufügen. Bitte übersetzen Sie den Titel des Beitrages, die Unterschriften der Abbildungen, Tafeln und Tabellen ebenfalls ins Englische. Die Textdateien sollten unformatiert sein und in Word abgefasst werden. Absätze bitte mit einer Leerzeile trennen. Bei Einheiten und Maßstäben verwenden Sie bitte das geschützte Leerzeichen. Außerdem wird um ein Originalmanuskript gebeten, in dem alle Sonderzeichen sowie Buchstaben aus anderen Sprachen genau angegeben sind.

Word-Dokumente bitte **nicht** mit integrierten Abbildungen liefern, d. h. Text und Abbildungen immer in separaten Dateien abgeben.

Abbildungen

Wir empfehlen, die Anzahl von bis zu 7 Abbildungen je Beitrag nicht zu überschreiten. Zu beachten ist, dass Abbildungsvorlagen geringfügig größer als die beabsichtigte Druckgröße sein müssen. Bei Fotos ist der Maßstab als verbaler Ausdruck anzugeben (keine Maßstabsleiste). Zur Beschriftung in den Abbildungen verwenden Sie bitte die Schriftsätze „Times New Roman oder Arial“. Jede Abbildung ist separat mit Nummer und Autorennamen zu kennzeichnen (Bleistift) und als einzelne Datei zu liefern. Die Abbildungsunterschriften sind in einer gesonderten Datei beizugeben. Digital hergestellte Zeichnungen und Abbildungen sollten die Formate Adobe Illustrator (.ai), CorelDraw (.cdr) bis Version 9.0, Bitmap (.bmp) oder TIFF (.tif) haben, andere nach Absprache. Das Originalformat und einen Ausdruck bitte immer mitschicken.

Tabellen

Tabellen bitte mit einem Tabellenprogramm schreiben (Word, Excel) und eine separate, scanfähige Vorlage (Papier, Folie) mitliefern.

Zitierweise

Im Text:

WUNDERLICH (1974) bzw. (WUNDERLICH 1974) oder
PILGER & STADLER (1971) sowie NÖLDEKE, SCHWAB et al. (1977)

Im Literaturverzeichnis:

BUBNOFF, S. v. (1953): Über die Småländer „Erднаht“. - Geol. Rdsch. **41**, S. 78-90, Stuttgart

NIESCHE, H. & F. KRÜGER (1998): Das Oder-Hochwasser 1997 - Verlauf, Deichschäden und Deichverteidigung. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **5**, 1, S. 15-22, Kleinmachnow

FAUTH, H., HINDEL, R., SIEWERS, U. & J. ZINNER (1985): Geochemischer Atlas Bundesrepublik Deutschland 1 : 200 000. - 79 S., Hannover (Schweizerbart)

KRONBERG, P. (1976): Photogeologie, eine Einführung in die Grundlagen und Methoden der geologischen Auswertung von Luftbildern. - 268 S., Stuttgart (Enke)

Autorennamen bitte in KAPITÄLCHEN schreiben, **nicht** mit Großbuchstaben.

Autorenname(n): Akademischer Titel, Vorname, Name, und Anschrift der Institution oder gegebenenfalls die Privatanschrift.

Die Zeitschrift „Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge“ des Landesamtes für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg wird seit 1994 herausgegeben

Bisher sind erschienen:

1994, Heft 1,	128 S.,	51 Abb.,	14 Tab.	Zur Quartärgliederung
1995, Heft 1,	144 S.,	83 Abb.,	15 Tab.	
1995, Heft 2,	96 S.,	37 Abb.,	5 Tab.	Neotektonik in Mitteleuropa
1996, Heft 1,	160 S.,	100 Abb.,	9 Tab.	Geotope
1997, Heft 1,	96 S.,	57 Abb.,	2 Tab.	Ehrenkolloquium für Dr. G. Schwab
1997, Heft 2,	96 S.,	61 Abb.,	14 Tab.	
1998, Heft 1,	84 S.,	74 Abb.,	4 Tab.	Standsicherheit Flußdeiche
1998, Heft 2,	84 S.,	35 Abb.,	10 Tab.	
1999, Heft 1,	116 S.,	55 Abb.,	15 Tab.	Geopotentiale
1999, Heft 2,	80 S.,	34 Abb.,	5 Tab.	Lithofazieskartenwerk Quartär (DDR)
2000, Heft 1/2,	196 S.,	121 Abb.,	23 Tab.	Quartär, Inlandeistheorie
2001, Heft 1,	48 S.,	6 Abb.,	8 Kt.	Neogeodynamica Baltica
2002, Heft 1/2,	156 S.,	77 Abb.,	29 Tab.	
2003, Heft 1/2,	202 S.,	157 Abb.,	22 Tab.	Airborne Laserscanning
2004, Heft 1/2,	184 S.,	82 Abb.,	17 Tab.	Geothermie, Stratigraphie des Känozoikums
2005, Heft 1/2,	180 S.,	120 Abb.,	15 Tab.	

Geologische Karten zum Land Brandenburg (Auswahl)

Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000

- Geologische Grundkarte (GÜK 300); 15,00 € | - Tiefenlinienkarte der Zechsteinoberfläche (GK 300 Z-OK); 10,00 €

Satellitenbildkarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000; 5,00 €

Bodenübersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000, Bodengeologische Grundkarte (BÜK 300); 13,00 €

Karte der oberflächennahen Rohstoffe Steine und Erden des Landes Brandenburg 1 : 300 000 (KOR 300),
2. überarb. Aufl.; 20,00 €

Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 100 000 mit Beiheft

- Landkreis Uckermark; 8,00 €

- Landkreise Elbe-Elster, Oberspreewald-Lausitz; 8,00 €

- Landkreis Teltow Fläming; 8,00 €

- Landkreis Potsdam-Mittelmark, kreisfreie Stadt Potsdam, kreisfreie Stadt Brandenburg a. d. Havel; 8,00 €

Geologische Karte von Berlin und Umgebung 1 : 100 000

- Geologische Grundkarte (GÜK 100); 8,00 €

- Karte ohne Quartär mit Darstellung der Tiefenlage der Quartärbasis (GKoQ); 13,00 €

Bodengeologische Karte 1 : 50 000 (BK 50), Blatt L 3744 Potsdam; 10,00 €

Hydrogeologische Karte 1 : 50 000 (HYK 50), je Blatt-Nr. 3 Teilkarten:

· Hydrogeologischer Schnitttafel (HYK 50-S)

· Karte der oberflächennahen Hydrogeologie (HYK 50-1)

· Karte des weitgehend bedeckten Grundwasserleiterkomplexes GWLK 2 (HYK 50-2)

- Blatt L 3744 Potsdam liegt gedruckt vor, je Teilkarte 15,00 €

Alle weiteren Blatt-Nr. werden als Kartenplots, je Teilkarte zu einer Gebühr von 10,00 € herausgegeben.

Rohstoffgeologische Karte 1 : 50 000, Karte der oberflächennahen Rohstoffe (KOR 50),

flächendeckend für das Land Brandenburg, je Kartenplot 15,00 €

Atlas zur Geologie von Brandenburg 1 : 1 000 000, 3. Aufl. auf CD; 6,00 €

Weitere thematische Karten sowie ältere Unterlagen sind im Archiv des LBGR auf Anfrage verfügbar.

Ein vollständiges Vertriebsverzeichnis können Sie im LBGR anfordern.

Zu beziehen über:

Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Bereich Geologie, Stahnsdorfer Damm 77,
14532 Kleinmachnow, Tel. 033203/36641, Fax 033203/36702

