Beiträge

zu ersten Ergebnissen der Geländedokumentation an der OPAL-Trasse in Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg, zur Stratigraphie und Paläontologie des Zechsteins, der Oberkreide und des Quartärs, zur hydrogeochemisch-genetischen Kartierung von Grundwässern und zur Veränderung des oberflächennahen Temperaturfeldes von Berlin sowie zum Schollenbau des Tafeldeckgebirges von Brandenburg

	INHALT	CONTENTS	Seite
Andreas Börner & Ulrich Müller	Lithologie und Lithostratigraphie von oberflächennahen Tillhorizonten der OPAL-Trasse in Mecklenburg-Vorpommern	Lithology and lithostratigraphy of near surface till layers from OPAL pipeline trench in Mecklenburg- Western Pomerania	3 - 18
Olaf Juschus	Stauwassersedimente im brandenburgischen Abschnitt der Erdgasfernleitung OPAL südlich der Pommerschen Eisrandlage	Glaciolimnic sediments along the OPAL-pipeline trench in Brandenburg to the south of the Pomeranian Ice Stage	19 – 27
Michael Göthel	Aktuelle Informationen zur stratigraphischen Zuordnung eustatisch und tektonisch kontrollierter Ablagerungssequenzen des Zechsteins im Rahmen der plattentektonischen und paläogeographischen Situation zwischen Gondwana und dem geotektonischen Puzzle Europas	Present information on the stratigraphic correlation of the depositional sequences of the Zechstein group, and eustatic and tectonical controled systems tracts considering of plate tectonic framework and paleogeographic relations between Gondwana and European terranes	29 – 42
Ralf Kühner & Jaqueline Strahl	Ein neues Eem-Vorkommen bei Proschim im Süden Brandenburgs	A new Eemian deposit near Proschim, Southern Brandenburg	43 – 47
Holger Menzel-Harloff & Jaqueline Strahl	Die weichselhochglaziale bis holozäne Schichtenfolge des Niedersees (Jasmund, Insel Rügen) – Teil 2: Die holozäne Molluskenfauna unter besonderer Berücksichtigung der terrestrischen Gastropoden	The Late Weichselian to Holocene succession of the Niedersee (Jasmund, Isle of Ruegen) – part 2: The Holocene mollusc fauna with special emphasis on the terrestrial gastropods	49 – 56
Christoph Kunkel, Tony Baudis & Sixten Bussemer	Genese und Klassifikation von Rügpodsolen	Genesis and Classification of Ruegpodzols	57 - 63
Gerhard Hotzan	Ein Beitrag zur Methodik der hydrogeochemisch-genetischen Kartierung von Grundwässern in den Lockergesteinsgrundwasserlei- tern des Norddeutschen Tieflands	Contribution to Methods of hydrogeochemical-genetic Mapping of Groundwater in the loose Sediment Aquifers of Norddeutsches Tiefland	65 - 80
Andreas Henning & Alexander Limberg	Veränderung des oberflächennahen Temperaturfeldes von Berlin durch Klimawandel und Urbanisierung	Variation of the subsoil temperature field in Berlin as a result of climate change and urbanization	81 – 92
Gerhard Beutler & Werner Stackebrandt	Der Schollenbau des Tafeldeckgebirges von Brandenburg – Vorschlag für eine einheitliche Benennung	The tectonic pattern of the sedimentary cover of Brandenburg – suggestion for a uniform nomenclature	93 – 109

	INHALT	CONTENTS	Seite
Michael Göthel	Zur Zuordnung von Ablagerungssequenzen der Kreide in Ost-Brandenburg anhand aktueller makropaläontologischer sowie ereignis- und sequenzstratigraphischer Interpretation von Ergebnissen zur Bohrung Grunow Kb GrunEh 1/61	Correlation of Cretaceous depositional sequences in East-Brandenburg based on present macro-paleontological, event- and sequence- stratigraphical interpretation of results from bore hole Grunow Kb GrunEh 1/61	117 – 120
	Aus dem Landesamt	From the Geological Survey	
Angelika Seidemann	Zusammenarbeit mit dem Polnischen Geologischen Institut neu vereinbart	New cooperation with Polish Geological Institute (PGI-NRI)	28
	Personalia	Personalia	64
	Kurzmitteilungen	Short news	
Ulrike Hörmann	Karten zum geothermischen Potenzial in Berlin	Maps of geothermic capability in Berlin	110 – 113
Norbert Schlaak	Die geologische Karte 1 : 50 000	Geological map 1 : 50 000	114
Anke Bebiolka	Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e.V. – 23. traditionelle 1. Mai-Exkursion 2012 in die Subherzyne Kreidemulde und an den Harznordrand	23. traditional main excursion of the year 2012 – cretaceous Subhercyne and northern margin of the Harz mountain	115 – 116
	Buchbesprechung	Book review	
Uwe Strahl	Die Deutsche Ostseeküste – Sammlung geologischer Führer Band 105	The German Baltic coast line – collection of geological guides No. 105	48

Cottbus

S. 3 – 18

Lithologie und Lithostratigraphie von oberflächennahen Tillhorizonten der OPAL-Trasse in Mecklenburg-Vorpommern

Lithology and lithostratigraphy of near surface till layers from OPAL pipeline trench in Mecklenburg-Western Pomerania

ANDREAS BÖRNER & ULRICH MÜLLER

Herrn Dr. Werner Schulz zum 80. Geburtstag gewidmet

1. Einführung

Die 105 km lange Trasse der Ostsee-Pipeline-Anbindungs-Leitung (OPAL) der WINGAS & Co. KG GmbH im östlichen Mecklenburg-Vorpommern (s. Abb. 1) bot während der Grabungstätigkeit zur Verlegung der Rohrsegmente zwischen Oktober 2009 und Oktober 2010 die einzigartige Möglichkeit, die an der Oberfläche anstehenden Tills (Geschiebemergel) in dem generell N-S verlaufenden, 3-4 m tiefen Grabenaufschluss zu beproben und entsprechend dem Standard TGL 25232 (1971) einheitlich zu analysieren. Der Befahrungszeitraum der 300 - 2 000 m langen Grabenabschnitte betrug teilweise nur wenige Tage. Die geologische Übersichtsaufnahme der einzelnen Transsekte und die Beprobung repräsentativer Profile erfolgte durch den Geologischen Dienst im Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (LUNG M-V). Weiterhin wurden durch die Arbeitsgruppe um Prof. R. Lampe von der Universität Greifswald und Dr. G. Böttcher vom Feststofflabor des LUNG M-V ausgewählte Profile detailliert beprobt. Neben der Erfassung der Verbreitung an der Oberfläche anstehender Tills wurden auch weitere sedimentologische und bodenkundliche Profile entnommen, deren detaillierte Untersuchung auf Grund der Probenfülle zur Zeit noch nicht abgeschlossen ist. Eine wichtige Grundlage für die Rekonstruktion der quartären Ablagerungsbedingungen bilden die umfangreichen Geländeaufnahmen und Beprobungen von Referenzprofilen für sedimentologische, palyno- und mikropaläontologische Analysen sowie lithostratigraphische Untersuchungen der Tills anhand von Kleingeschiebezählungen (KGZ). Ziel dieser lithostratigraphischen Untersuchungen ist es, die an der Oberfläche anstehenden Tillhorizonte (Moränen) mithilfe des Kleingeschiebebestandes genauer zu charakterisieren und anhand der Veränderungen ihrer petrographischen Zusammensetzungen voneinander zu trennen. Aus dem Trassengraben wurden dafür 152 Proben entnommen und analysiert, in deren Auswertung die Ergebnisse von 53 Bohrproben der Peenequerung der Trasse einbezogen wurden (vgl. MENG et al. 2009). Die Peenequerung bei Stolpe ist wegen ihrer biostratigraphischen und lithologischen Untersuchungsresultate für die lithostratigraphische Korrelation horizontaler und vertikaler Tillfolgen von besonderer Bedeutung. Erste Forschungsergebnisse wurden von BÖRNER et al. (2011) in einem Überblicksbeitrag publiziert.

2. Die geologischen Verhältnisse entlang der OPAL-Trasse

Der gegenwärtige geologische Kenntnisstand im Umfeld der OPAL-Trasse beruht größtenteils auf Kartierungen aus den 1950er und 1960er Jahren (vgl. SCHULZ 1971). Die geologischen Grundkarten 1: 25 000 und die zugehörigen Blatterläuterungen (z. B. SCHNEYER 1964) stellen in Verbindung mit den daraus entwickelten geologischen Übersichtskarten im Maßstab 1 : 100 000 (z. B. LANGER & SCHULZ 1971) die grundlegenden geologischen Kartenwerke in Mecklenburg-Vorpommern dar. Im südöstlichen Vorpommern verläuft die OPAL-Trasse durch das Jungmoränengebiet der Weichsel-Vereisung zwischen dem Seebad Lubmin bei Greifswald im Norden und der Landesgrenze zu Brandenburg südlich Pasewalk (vgl. Abb. 1). Aufgrund des generell N-S verlaufenden Grabenaufschlusses wurden mehrere markante geologische Einheiten gequert, die im weiteren Text näher erläutert werden sollen. Das wichtigste Gliederungselement dieser, durch verschiedene jungpleistozäne Eisvorstöße geprägten Landschaft, sind die Eisrandlagen (ERL). Für deren genetische Interpretation reichen jedoch, wie vielfach praktiziert, rein morphologische Kriterien nicht aus. So gehören u. a. auch eindeutige Verknüpfungen zu proglazialen Sanderbildungen und das Aussetzen der Grundmoräne dazu (BREMER 2004). Die älteste Endmoräne des Weichsel-Glazials in der Marinen Isotopen Stufe (MIS) 2 wird als Brandenburger Eisrandlage (qwBB) innerhalb der Brandenburg-Phase (qw1) bezeichnet und auf ca. 24 000 a v. h. datiert (LITT et al. 2007). Sie erstreckt sich in Mecklenburg-Vorpommern "perlschnurartig" (RÜHBERG et al. 1995) von Zarrentin im W



- *Abb. 1: Geologische Übersichtskarte von Mecklenburg-Vorpommern mit Lage der Untersuchungsgebiete* (nach BREMER 2000)
- *Fig. 1: General geological map of Mecklenburg-Western Pomerania with location of investigation area (after BREMER 2000)*

OPAL - Baltic sea pipeline connection; NEL - North German natural gas pipeline; qs - Saalian glaciation; qs/g - Saalian morainic landscape; qw - Weichselian glaciation; qh - Holocene; gt - glaciotectonical complex; e - terminal moraine; em - minor terminal moraine (suspected connection); qw/g - morainic landscape; gf - glaciofluvial deposits; gfs - outwash plain; gfl - glaciofluvial/-lacustrine deposits; gfo - esker; ed - eolian deposits/dunes; m - marine beach deposits; l-t - limnic-telmatic deposits; UG - investigation area; qw3 - Mecklenburg phase; qw3V - Velgast extent; qw3R - Rosenthal extent; qwME - Mecklenburg ice extent; qw2 - Pommeranian phase; qwPO - Pomeranian ice extent; qwFP - Early Pomeranian extent; qw1 - Brandenburg phase; qwFF - Frankfurt extent; qwBB - Brandenburg ice extent

über Schwerin und Parchim in Richtung ESE (vgl. Abb. 1). Zur Brandenburg-Phase wird auch die Frankfurter Eisrandlage (qwFF) gezählt, die mit deutlichen Endmoränen und dazugehörigen Sanderansätzen nahezu parallel zur qwBB-Eisrandlage verläuft. Aus der räumlichen Anordnung der Eisrandlagen ergibt sich eine zeitliche Abfolge mit von S nach N abnehmendem Alter. Das morphologisch herausragende Element in den zentralen Landesteilen ist jedoch die Pommersche Haupteisrandlage (qwPO) der Pommern-Phase (qw2, ca. 17 600 a v. h.; vgl. LITT et al. 2007). Die zugehörige Grundmoräne (qw2/g) ist bis auf Rinnen- und Beckenareale flächenhaft und in größeren Mächtigkeiten verbreitet (vgl. RÜHBERG et al. 1995). Durch den OPAL-Trassengraben waren autochthone qw2-Ablagerungen allerdings nur in einem Abschnitt von 6 km Länge südlich von Pasewalk zu erwarten (vgl. Abb. 1, Untersuchungsgebiet 1 = UG-1).

Die nördlich anschließende Landschaft wird vor allem durch Eiszerfallsbildungen und lokale Stillstandslagen der Rückschmelzphase der Mecklenburg-Phase (qw3) im ausgehenden Pleniglazial geprägt. Dort stellt die Rosenthaler Randlage (qw3R; Abb. 1) mit ihren modellhaften Stauchwällen und einzelnen Sanderschüttungen (ELBERT 1907, SCHULZ 1965) das gliedernde Landschaftselement dar. Der lange gebräuchliche Begriff "Rosenthaler Staffel"geht auf HESEMANN (1932) zurück. In den Brohmer Bergen zwischen Wittenborn und Jatznick erreicht die qw3R-Randlage bei

Rosenthal mit bis zu 148 m NHN ihre markanteste Ausprägung und ist in ihrem weiteren Verlauf nach W morphologisch dann kaum noch nachvollziehbar. In ihrem östlichen Bereich erfolgte die Entwässerung des abschmelzenden Eises über den qw3R-Sander von Waldeshöhe-Belling, der von der OPAL-Trasse gequert wurde (s. Kap. 5.2, UG-2). Nach NE fällt der markante Höhenzug in das Exarationsbecken der heutigen "Friedländer Großen Wiese" ab. Nördlich der Rosenthaler Randlage wird die dort ausgebildete oberflächennahe Grundmoräne (qw3/g) durch einen zumeist sandig ausgeprägten Till mit charakteristischer lithologischer Zusammensetzung geprägt (vgl. RÜHBERG & KRIENKE 1977). Dieser ist nach RÜHBERG (1987) der Mecklenburg-Phase (ca. 17 000 bis 15 000 a v. h.; vgl. LITT et al. 2007) zuzuordnen. Die im weiteren Rückland der Rosenthaler Randlage liegenden, überwiegend reliefarmen Grundmoränenebenen werden in Vorpommern durch große Talungen und Becken gegliedert. Einige post-Rosenthaler Eisrandlagen wurden vielfach nur aufgrund morphologischer Befunde kartiert (z. B. KLIEWE & JANKE 1972) und sind daher in ihrem Verlauf nicht gesichert bzw. wurden durch jüngere, lithogenetisch basierte Kartierungen nicht übernommen (vgl. JANKE 1992, BREMER 2000).

Im nordöstlichen Vorpommern erfüllt nur die westlich von Stralsund über Wolgast bis Usedom verlaufende Velgaster Staffel bzw. heute Randlage (qw3V; Abb. 1) mit vorgelagerten Sanderbildungen und lokalen Blockpackungen die Kriterien einer Eisrandlage. Mit dem Rückschmelzen des Eiskörpers entwickelte sich im heutigen Gebiet der Uekkermünder Heide und angrenzenden Bereichen ein rund 1 200 km² großes Sammelbecken für Schmelzwasserströme, das von KEILHACK (1899) den Namen "Haffstausee" erhielt (UG-3; Abb. 1). Der Abfluss aus dem Haffstausee nach W erfolgte teilweise noch über Toteis in unterschiedlichen Niveaus über das Grenztal und das Peenetal (vgl. JANKE 1978). Die Wirkung weichselspätglazialer und holozäner äolischer Prozesse zeigt sich in der großen Verbreitung von Flugsanddecken und Dünen, wie z. B. in den großen Sandgebieten der Ueckermünder und Lubminer Heide.

3. Grundlagen der Kleingeschiebeanalyse in NE-Deutschland

Durch die wachsenden Aufgabenstellungen der Geologie in der DDR wurde 1968 das landesweite Kartierungsprojekt "Lithofazieskarte Quartär 1 : 50 000" angeregt. Die lithostratigraphische Korrelation der Till-Horizonte bildete dabei das Grundgerüst für die angestrebte Quartärgliederung, die auf paläontologisch untersuchten Bohraufschlüssen mit interstadialen und interglazialen Bildungen und bei Glazialbildungen vor allem auf Kleingeschiebezählungen nach dem einheitlichen Untersuchungsstandard der TGL 25 232 (1971, 1980) basiert. Die angewandte Methode der Differenzierung von Tills unterschiedlicher Glaziale wurde vor allem von CEPEK (u. a. 1965) auf der Grundlage der Dänischen Steinzählmethode weiterentwickelt. Die Kleingeschiebeanalyse oder -zählung (KGZ) besteht im

Wesentlichen aus der petrographischen Bestimmung des Kleingeschiebebestandes zwischen 4 - 10 mm und deren Aufgliederung in 12 Hauptgruppen und zahlreiche Untergruppen. Die Korngrößengruppe 4 – 10 mm wurde durch Vergleichsanalysen mehrfach geprüft und im Analysenstandard TGL 25 232 (1971, 1980) festgelegt. Die lithostratigraphische Einstufung der Moränen erfolgt aus empirisch ermittelten Quotienten der verschiedenen petrographischen Kleingeschiebegruppen, welche die einzelnen Eisvorstöße charakterisieren (vgl. RÜHBERG 1999). Dabei wird neben unterschiedlichen Eisherkunfts- und damit Geschiebeliefergebieten auch von sich ändernden Eisstromrichtungen während der einzelnen Glaziale ausgegangen, die sich in der Regel in unterschiedlichen Geschiebespektren wiederspiegeln sollten. Eine lithostratigraphische Trennung der Moränen der drei großen nordischen Vereisungszyklen Elster, Saale und Weichsel erscheint damit theoretisch anhand des Kleingeschiebebestandes zunächst durchaus möglich. Tatsächlich ergeben sich aber teilweise erhebliche Probleme schon bei der Unterscheidung der Glaziale untereinander. So können ausgehend von den Lagerungsverhältnissen zwingend zu korrelierende Moränen stark schwankende Geschiebeinhalte aufweisen (vgl. LIPPSTREU, BROSE & MARCINEK 1995). Als ursächlich dafür sind neben den unterschiedlichen Liefergebieten und Vorstoßrichtungen auch die Gletscherdynamik sowie die Aufnahme älteren Moränenmaterials anzuführen.

Der Fennoskandische Schild ist Haupt-Liefergebiet für die magmatische bzw. stark metamorph überprägte Geschiebegruppe der Nordischen Kristalline (NK). Die anderen Hauptgruppen der Paläozoischen Kalke (PK) und Dolomite (D) entstammen vorwiegend silurischen bis devonischen Kalksteinen und dolomitischen Kalksteinen des südöstlichen Peribaltikums bzw. des Ostseebeckens zwischen den Inseln Öland und Saarema. Tills mit einer Dominanz dieser beiden Geschiebegruppen haben eine baltische Provinienz und werden auch als "baltische Moränen" bezeichnet (vgl. STEPHAN 2001, RÜHBERG 1999). Weitere wichtige Hauptgruppen stellen die Paläozoischen Schiefer (PS) und Sandsteine (S) aus dem südskandinavischen Raum dar.

Gegenüber den o.g. Fernkomponenten enthalten die Tills in Norddeutschland auch "lokale" Geschiebekomponenten, die, wie oben angeführt, von den regionalen präquartären Untergrundverhältnissen im Eisvorstoßgebiet abhängig sind. So können die Mesozoischen Kalke (MK) und Feuersteine (F) aus glazitektonischen Abträgen aus der Dänisch-Polnischen Kreidesenke im südwestlichen Ostseebecken, von den Randflanken des Grimmener Walls (tektonischer Horst) und weiteren lokalen Kreidevorkommen über halokinetisch aufgewölbten Salinarstrukturen, wie z. B. dem Salzkissen Groß Spiegelberg bei Pasewalk stammen. Auch die gerundeten Quarze (Q) und die meisten, der in der Geschiebegruppe "Sonstige" (So) zusammengefassten Geschiebe, entstammen hauptsächlich dem Meso- und Känozoikum. Für die vorliegende Arbeit wurde versucht, die Proben nach ihrem petrographischen Kleingeschiebespektrum (KGS) und daraus resultierenden Quotienten, wie z. B. NK/PK, NK/D, (PK+D)/S (CEPEK 1973) und (PK+D)/(S+PS) (RÜH- BERG 1987) lithostratigraphisch einzustufen. Um eine Unterscheidung der verwendeten Kürzel von den jeweiligen saale- und weichselzeitlichen Phasen zu gewährleisten, wurden die KGS aus den entsprechenden Grundmoränen/Tills in den Tabellen 1 - 7 sowie im Text durch Großbuchstaben (S1 – S2 sowie W1 bis W3) kenntlich gemacht.

- 4. Regionale Befunde zu den Lagerungsverhältnissen und der lithostratigraphischen Einstufung oberflächennaher Tills in ihrer regionaler Abfolge von Süden nach Norden
- 4.1 Die Untersuchungsgebiete und Einführung in die lokale Lithostratigraphie

Die OPAL-Trasse quert in ihrem Verlauf an der Westflanke des Oderlobus von N nach S die Velgaster und mehrfach die Rosenthaler Randlage der Mecklenburg-Phase (qw3) des Weichsel-Glazials. Südlich Pasewalk bei Rollwitz verlässt die Trasse das Gebiet der gw3-Phase und verläuft in südliche Richtung bis zur Landesgrenze im Verbreitungsgebiet der Pommern-Phase (qw2; zuletzt KRIENKE 2001). Schon HESEMANN (1932) hatte für das Moränenmaterial der Rosenthaler und Velgaster Staffeln (heute Randlagen, s. o.; qw3R, qw3V) einen deutlich weiter aus dem E stammenden Geschiebebestand als für jenen der Pommern-Phase festgestellt, was auch durch KGZ etwa ab 1960 vielfach bestätigt wurde. Dieses baltisch geprägte KGS ist von Rühberg seit 1969 (zuletzt 1999) mehrfach beschrieben worden und charakterisiert die Moräne des dritten weichselzeitlichen Gletschervorstoßes während der Mecklenburg-Phase, der lokal fast die Pommersche Eisrandlage erreichte (RÜHBERG 1987).

Sein von den älteren weichselzeitlichen Kleingeschiebespektren W1 und W2 abweichendes Kleingeschiebespektrum ist nach TGL 25232 (1971, 1980) eher charakteristisch für Tillablagerungen des jüngeren Saalevorstoßes (qs2, "Warthe" s. str. WOLDTSTEDT 1938) und wurde vielfach über schieferreichen qw2-Moränen festgestellt (Rüh-BERG & KRIENKE 1977). Damit ist der lithostratigraphische "Leitwert" der baltischen Spektren eingeschränkt, hier kommt bei fehlenden biostratigraphischen Marker-Horizonten oder aushaltenden Zwischenmitteln in Zweifelsfällen den geologischen Lagerungsverhältnissen das Primat vor der KGZ bei der lithostratigraphischen Einstufung zu. Vor allem die Kartierarbeiten der vergangenen rund 40 Jahre in Verbindung mit lithostratigraphischen Untersuchungen haben gezeigt, dass gerade die jüngste Weichselmoräne (qw3) in ihrer lateralen Verbreitung zahlreiche Lücken unterschiedlicher Genese aufweist, in denen wie in geologischen Fenstern ältere Ablagerungen an der Geländeoberfläche anstehen. Schwer zu detektieren sind Abweichungen durch lokale Schlierenbildung oder aufgenommene Schollen älterer Tills, die nur mit lithostratigraphischen Untersuchungen, vor allem durch KGZ erkannt werden können, ohne dass diese allerdings die Aussagesicherheit biostratigraphischer Befunde erreichen.

Es werden fünf Untersuchungsgebiete (UG) vorgestellt, in denen die skizzierten Probleme behandelt werden. Im Raum Pasewalk bis Belling/Sandförde (s. Abb. 1: UG-1 und 2) lag der Schwerpunkt der Arbeiten auf der Verifizierung des qw3R-Außenrandes anhand eines Wechsels in den KGS. Nördlich von Pasewalk führt die Trasse durch das weichselspätglaziale sogenannte Haffstauseegebiet, dessen Sedimente direkt Relikten einer älteren Weichsel- oder einer baltisch geprägten Moräne aufliegen. Bei Ferdinandshof (UG-3) überquert die Trasse eine aus den Haffstauseesedimenten herausragende, vermutliche qw3-Hochfläche, die mehrfach beprobt wurde. Das Gebiet Stolpe-Peenequerung (UG-4) ist wegen seiner biostratigraphischen und lithologischen Untersuchungen für die lithostratigraphische Korrelation horizontaler und vertikaler Moränenfolgen methodisch bedeutsam. Im nördlichsten Gebiet Moeckowberg-Lubmin (UG-5) wird die Velgaster Randlage gequert. Eine Änderung der Geschiebeführung innerhalb des qw3 an dieser Randlage würde eine weitere Verlagerung des Gletscherstromstrichs (WENNBERG 1949) indizieren und damit die Diskussion einer Zweigliederung innerhalb des qw3 neu beleben (Ludwig 1964, Rühberg 1987).

5. Regionale Untersuchungsgebiete

5.1 Charakteristik der Ablagerungen zwischen Damerow und Pasewalk (UG-1)

Im SE von Mecklenburg-Vorpommern quert die OPAL-Trasse glazigene Ablagerungen der Pommern-Phase (qw2) südlich von Pasewalk bis Damerow/Züsedom. Ihre leicht kuppige Grundmoränenebene liegt hier um 60 m NHN. Der ca. 6 km lange OPAL-Aufschluss zeigte an der Oberfläche eine Abfolge aus geringmächtigen gelblich-braunen sandigen Tillablagerungen, unter denen Sande bzw. Kiessande folgen. Neben den Sanden treten aber auch intensiv rotbraun gefärbte tonige Schluffe mit vereinzelter Geschiebeführung (geschiebearmer Till?) auf (Abb. 2 - 3).

Durch den glazidynamischen Schub des jüngsten weichselzeitlichen Eisvorstoßes treten die Sande wie auch die rotbraunen Schluffe zumeist in gestörter Lagerung im Kontaktbereich zum hangenden gelblich-braunen Till auf. Neben der geringen Kleingeschiebeführung fielen im rotbraunen Schluff viele Karbonat-Sekundärbildungen auf, was für eine länger andauernde oberflächennahe Verwitterung und damit vielleicht auch für ein höheres Ablagerungsalter sprechen könnte. Der oberflächennahe gelblich-braune Till wies ebenfalls kräftige pedogenetische Verwitterungsspuren auf, die lokal zu Entkalkungen bis > 3,5 m Tiefe führten. Trotz der tiefgründigen Verwitterung konnten fünf unverwitterte Proben aus diesem Till entnommen und kleingeschiebeanalytisch untersucht werden. Weitere sieben Tillproben zeigten anhand der mikroskopischen Kontrolle Verwitterungsspuren (u. a. Reduzierung der Kalkgeschiebe), so dass diese Proben nicht für die standardgemäße KGZ-Auswertung verwendet werden konnten.



Abb. 2: Oberer gelblich-brauner Till über glazidynamisch eingestauchten Sanden und rotbraunem Till
Fig. 2: Upper yellow-brownish till overlying glaciodynamically compressed lower sands and red-brown tills



- Abb. 3: Oberer gelblich-brauner Till über glazidynamisch eingestauchten Sanden und rotbraunem Till im Detail
- Fig 3: Upper yellow-brownish till overlying glaciodynamically compressed lower sands and red-brown tills in detail

Vom südlichsten beprobten Punkt in Mecklenburg-Vorpommern bis zum Seegraben bei Rollwitz südlich der Rosenthaler Randlage (qw3R) im Verbreitungsgebiet der Pommern-Phase liegen KGZ von drei Proben aus der oberen Moräne vor, die jedoch vermutlich wegen der zu geringen Probenanzahl nicht repräsentativ sind. Die überraschenderweise analysierten W3-Kleingeschiebespektren (= W3-KGS) charakterisieren den Till mit auffallend stark schwankenden Anteilen aller Komponenten in %: NK (32 – 40) und PK (30 – 44), woraus sich das Verhältnis NK/PK zwischen 0,7 – 1,4 ergibt. PS sind mit 4 – 6, S mit 6 – 9 und D nur gering vertreten. Die wichtigen Quotienten für eine lithostratigraphische Einstufung sind hier (PK+D)/S mit ~3,9 – 5,9 (\emptyset : 4,8) und (PK+D)/(S +PS) mit ~1,9 – 3,4 (\emptyset : 2,7). Eine etwa 1,5 km südlich des hiesigen OPAL-Aufschlusses nördlich der Ortschaft Schönfeld von KRIENKE (1977) bearbeitete Aufschlussprobe weist das gleiche W3-KGS der qw3-Moränen auf.

Erst nördlich des Seegrabens bei Rollwitz, fast an der Rosenthaler Randlage aber im qw2-Verbreitungsgebiet, finden sich in zwei Proben (ergänzt durch eine OPAL-Probe aus Schönfeld/Brandenburg, leg. et det. JUSCHUS 2011, schrftl. Mitt.) die hier zu erwartenden W2-KGS der qw2-Moräne mit schwankenden Anteilen von NK (24 - 41) und PK (28 - 36), daraus resultierendem NK/PK-Verhältnis von ~ 0,8 -1.5, PS $\sim 7-8$ und S ~ 12 sowie mit den Quotienten (PK+D)/S von ~ 2,4 und (PK+D)/(S+PS) von ~ 1,5 (vgl. Tab. 1). Von Rollwitz bis an den Talrand der Uecker, die die qw3R-Randlage südlich Pasewalk (Pasewalker Kirchenwald) angeschnitten hat, zeigen die Analysen W3-KGS. Im Tal der Uecker wurden tiefer gelegene Proben aus zwei im Vorfeld der OPAL-Querung der Flusstalung der Uecker niedergebrachten ingenieurgeologischen Bohrungen (SCHÄTZ-CHEN 2009) untersucht. Die unterhalb -5 m NHN (ca. 15 m unter Geländeoberkante = u. GOK) angetroffenen Tills hatten deutliche S2-KGS, die zusammen mit der Höhendifferenz zu den weichselglazialen Grundmoränenhochflächen Verwechselungen der tiefer gelegenen Saale- (qs2) mit der 15 m höher lagernden qw3-Moräne ausschließen lassen. In einer Probe aus dem Ueckertal bei 4,5 m u. GOK und in sechs weiteren Proben auf der nördlich anschließenden Grundmoränenhochfläche sind ebenfalls W3-KGS nachweisbar, die sich kaum von den KGS der Proben südöstlich des Ueckertals unterscheiden (vgl. Tab. 1).

Von Rollwitz über das Ueckertal bis westlich Pasewalk zeigen die bis 4,5 m u. GOK entnommenen 10 Proben der qw3-Grundmoränenhochfläche einen relativ einheitlichen Kleingeschiebebestand. Insgesamt sind die W3-KGS-Werte von S nach N im Vor- und Rückland der Randlage kaum zu differenzieren, abgesehen von einem leichten Anstieg der S-Gehalte in nördlicher Richtung. Die S-Gehalte steigen im qw2 nochmals an, dessen KGS außerdem durch niedrigere PK- sowie höhere PS-Werte im Vergleich zum W3-KGS charakterisiert werden.

Südlich der morphostratigraphisch definierten Rosenthaler Randlage steht im qw2-Verbreitungsgebiet Material mit W3-KGS an der Oberfläche an. Falls die Interpretation der KGZ zutrifft, hat dieser Befund Auswirkungen auf die bisherige Auffassung der ausschließlichen qw3-Verbreitung im Rückland der kartierten qw3R-Randlage. Es besteht die Möglichkeit, dass die Rosenthaler Randlage südlich von Pasewalk (Pasewalker Kirchenwald) noch nicht der Außenrand der bisher kartierten Mecklenburg Phase ist. Für die Klärung des Vorkommens von W3-KGS weiter südlich an der Landesgrenze zu Brandenburg im Gebiet der Pommern-Phase müssen die Ergebnisse der OPAL-KGZ aus Brandenburg abgewartet werden. Alternativ zu dieser Interpretation könnten auch Änderungen des Gletscherstromstrichs am Ende der Pommern-Phase den Geschiebebestand "baltischer getönt" haben und so verstärkt zu Unschärfen bei der auf lithostratigraphischen Befunden basierenden Trennung von qw2- und qw3-Moränen führen.

l ane/			Mitte	lwert	in %			Quotienten			
Einstufung nach KGS	NK	РК	PS	D	F	s	мк	n	NK/PK	(PK+D)/ S	(PK+D)/ (S+PS)
W3 im qw2-Gebiet (südl. Pasewalk)	37,2	36,1	6,4	0,6	2,8	7,8	4,8	3	1,0	4,7	2,6
W2 südl. qw3R (südl. Pasewalk)	32,1	30,9	8,1	0,2	1,2	12,4	10,4	2+1	1,0	2,5	1,5
W3 südl. qw3R (südl. Ueckertal)	41,7	35,4	3,0	0,2	1,6	9,7	5,2	3	1,2	3,7	2,8
W3 nördl. Ueckertal	38,2	36.9	4,0	0,3	2,3	11,4	4,8	7	1,0	3,3	2,4

 Tab. 1:
 Mittelwerte der Kleingeschiebegruppen in % und petrographische Quotienten südlich und westlich Pasewalk (vom Durchschnitt abweichend hohe Werte fettgedruckt, geringe Werte kursiv)

Legende Tab. 1 – 7:

Lithostratigraphische Einheiten: W3 – Till der letzten weichselhochglazialen Vorstoßphase (Mecklenburg-Phase, qw3); W2 – Till der zweiten weichselhochglazialen Vorstoßphase (Pommern-Phase, qw2); W1 – Till der ersten weichselhochglazialen Vorstoßphase (undiff. Brandenburg- und Frankfurt-Phase, qw1); S2 – Till des Jüngeren Saalevorstoßes (Warthe-Stadium i. S. v. WOLDSTEDT 1938, qs2); S1 – Till des Älteren Saalevorstoßes (Drenthe-Stadium i. S. v. WOLDSTEDT 1938, qs1)

Glaziale/Eisrandlagen (ERL) bzw. Randlagen:

qwPO – *Pommersche ERL*; *qw3R* – *Rosenthaler Randlage*

Petrographische Gruppen nach TGL 25232 (1971):

NK – Nordisches Kristallin; PK – Paläozoische Kalksteine; PS – Paläozoische Schiefertone; D – Dolomite; F – Mesozoische Feuersteine (Oberkreide); MK – Meso-Känozoische Kalksteine; S – Sandsteine und Quarzite; Q – Quarze; n – Anzahl der Proben

TK – Nummer Meßtischblatt 1 : 25; UG – Untersuchungsgebiet; LBDS – Landesbohrdatenspeicher

Tab. 1: Arithmetic average of gravel clast composition in % and petrographic quotients southern and western of Pase-walk (abnormal high-ranking data in bold and low-ranking data in cursive notation)

Legend tab. 1 – 7:

Lithostratigraphic units: W3 - Till of Mecklenburg phase (qw3); W2 - Till Pomranian Phase (qw2); W1 - Till of Brandenburg and/or Frankfurt Phase (qw1); S2 - Till of the youngest Saalian glaciation (Warthe stadium as defined by WOLDSTEDT 1938, qs2); S1 - Till of the oldest Saalian glaciation (Drenthe stadium as defined by WOLDSTEDT 1938, qs1)

Glaciation/ice extents = ERL:

qwPO – *Pommern ERL; qw3R* – *Rosenthaler extent*

Petrographic groups after TGL 25232 (1971):

NK – nordic cristalline; PK – paleozoic carbonates; PS – paleozoic shale clays; D – dolomites; F – Mesozoic flints (Upper Cretaceous); MK – Mesozoic carbonates; S – sandstones and quartzites; Q – quartz; n – number of samples

TK – number of ordinance survey map 1 : 25; UG – investigation area; LBDS – Geological data base Mecklenburg-Vorpommern

5.2 Der "qw3R-Sander"(?) zwischen Marienhof und Sandförde (UG-2)

Die OPAL-Trasse quert den qw3R-Sander (vgl. SCHULZ 1965) zwischen Marienhof und Sandförde. Dabei traten fast im gesamten Bereich geringmächtige Tilllagen über glazifluviatilen Sanden auf, die von SCHULZ (1965) als die Moräne eines spät-Rosenthaler Ückergletschers gedeutet werden. Die leicht hügelige Landschaft wird durch Sölle und generell NE-SW verlaufende rinnenartige Depressionen gegliedert. Ein markantes Schmelzwassertal verläuft parallel zum westlichen Rand des kartierten gw3R-Sanders bei Dargitz in einer vermoorten Niederung (Ochsenbruch) mit dem zentralen Dargitzer Os (SCHULZ 1965) in NNE-SSW-Richtung. In nordöstlicher Richtung querte die OPAL-Trasse die Fortsetzung dieses Schmelzwassertals, das westlich von Belling ebenfalls in einem als gw3R-Sander (?) kartierten Gebiet liegt. Hier war unter einer zum Top eines Kiessandrückens ausgedünnten Geschiebemergeldecke ein NE-SW orientierter subglazialer Schmelzwasserkanal mit randlich verstürzten Flanken und



Abb. 4: Subglazial angelegter Schmelzwasserkanal im Überblick (Profil ca. 1 km westlich von Belling)
Fig. 4: Subglacial meltwater channel in overwiew (profile appr. 1 km western of Belling)

beidseitig einfallenden Störungssystemen aufgeschlossen (Abb. 4-5).

Die als qw3R-Sander bzw. -Moräne des Ückergletschers über Sander interpretierten Ablagerungen (SCHULZ 1965) sind nach dem OPAL-Aufschlussbefund glazifluviatile Sande, die nordwestlich von Belling von einem Till diskordant überlagert werden (s. Abb. 6 - 8). Dagegen treten die glazifluviatilen Ablagerungen im direkt südlich angrenzenden Gebiet bei Dargitz-Marienhof in glazitektonischer Verstellung unter oder neben dem Till in einer glazidynamisch-progressiv gebildeten Schuppenstruktur auf. In dem Tillhorizont treten die Sande auch als Schollen auf, die komplett aus ihrem ursprünglichen Schichtverband herausgelöst sind. In Bereichen, wo die Schuppen und dislosziierte Schollen des Sandes größere Mächtigkeiten aufweisen, dünnt der Till bis zu einer Steinsohle aus. Die glazitektonischen Deformationsstrukturen haben eine WSW- bis SW-Vergenz (vgl. LAMPE in BÖRNER et al. 2011). Aus dem Till zwischen Belling im N und Marienhof im S sind in fünf KGZ nur W3-KGS nachweisbar, was für die liegenden Sande eine Genese als Sander der Rosenthaler Randlage unwahrscheinlich macht. In Belling selbst sind in einer Bohrung unweit des gw3-Randes 20 m gw3-Moräne (3 KGZ, BULL 1973) erbohrt. In diesem Profil wird qw3 unterlagert durch ein 7 m mächtiges Zwischenmittel, dem unterhalb -11 m NHN qs2 folgt, was eine Verwechselung beider Moränen ausschließt. Nach den OPAL-Befunden handelt es sich bei dem Material an der Oberfläche um Äquivalente einer, sich am Außenrand des qw3-Gletschers auflösende, morphologisch kaum in Erscheinung tretende Moränenzone, wie sie für den qw1-Rand bei der Spezialkartierung des Blattes Zarrentin (GK 25: 2431) nachgewiesen wurde, aber im Maßstab 1:25 000 nicht dargestellt werden konnte (BREMER & STREHL 1998). Der kartierte Sander südlich und westlich des qw3-Außenrandes würde am Nordende der Toteishohlform des Ochsenbruches enden, wo er gegen das ältere qw2-Toteis geschüttet wurde. Fünf KGZ aus Proben über dem kartierten gw3R-Sander (?) zwischen Belling und der Grenze zum Haffstauseegebiet haben durchweg W2-KGS ergeben (Tab. 2). Bei Dargitz ca. 2 km westlich Belling, wurden im Bohrprofil



- Abb. 5: Seitliche Abschiebungen und Eiszerfallsstrukturen am Rand eines subglazial angelegten Schmelzwasserkanals (Profil ca. 1 km westlich von Belling)
- Fig. 5: Lateral faults on both edges of subglacial meltwater channel (profile appr. 1 km western of Belling)



- Abb. 6: Überlagerung von Tills mit W2-KGS über glazifluviatilen Sanden (Profil ca. 1 km nordwestlich von Belling)
- Fig. 6: Till cover with W2-till clast spectra overlying glaciofluvial sands (profile appr. 1 km northwe-stern of Belling)



- Abb. 7: Überlagerung von Tills mit W2-KGS über glazifluviatilen Sanden im Detail (Profil ca. 1 km nordwestlich von Belling)
- Fig. 7: Till cover with W2-till clast spectra overlying glaciofluvial sands in details (profile appr. 1 km northwestern of Belling)



Abb. 8: Profil Stolpe, 3,3 m u. GOK: Unvollständig aufgearbeitete graue Klasten eines älteren Tills in der Deformationszone des oberen braunen Tills

Fig. 8: Profile Stolpe, 3,3 m u. GOK: Fragmentary reworked older till clasts inupper brownish till matrix

Hy Dargitz 1/76 auf der Hochfläche westlich des Ochsenbruchs in fünf Proben zwischen 4 – 33 m ausschließlich W2-KGS identifiziert (KRIENKE 1976), womit auch der Befund der W2-KGS aus den OPAL-Proben bestätigt wurde. Ein hangender qw3 war in diesem Profil nicht nachweisbar. qw2- und qw3 sind im Raum Belling (Tab. 2) ähnlich ausgeglichen an NK und PK, unterscheiden sich aber anhand der höheren PS- und S-Gehalte im qw2 und den sich daraus ergebenden niedrigeren Werten des (PK+D)/(S+PS)-Quotienten (RÜHBERG & KRIENKE 1977).

Nach der Querung des als "vermutet" kartierten qw3R-Außenrandes (BREMER 2000), dessen Störungen in Kiesgruben im Raum Belling aufgeschlossen waren und als Beleg für einen spät-Rosenthaler Ückergletscher gedeutet wurden (SCHULZ 1965), verläuft die Trasse weiter nach N im Gebiet des Haffstausees. Dort sind unter weichselspätglazialem Beckensand (δ as) und holozänen Bildungen vier W3-KGS ermittelt worden (Tab. 2). Dieser Befund stützt die durch ältere Kartierarbeiten vermutete Grenzziehung zwischen qw2 und qw3 ebenso wie die aktuellen Geländeaufnahmen an der OPAL-Trasse. Die guten Aufschlussverhältnisse der OPAL zeigen für den kartierten qw3R-Sander westlich von Belling ein von den bisherigen genetischen Deutungen abweichendes

			Mitte	lwert	in %			Quotienten			
Einstufung nach KGS	NK	РК	PS	D	F	s	мк	n	NK/PK	(PK+D)/ S	(PK+D)/ (S+PS)
W2 über/neben qw3R-Sanden (?)	35,3	33,9	8,0	0,5	1,4	13,5	4,6	5	1,0	2,5	1,6
W3 Haffstausee	38,3	35,5	2,1	0,8	3,6	9,0	5,7	4	1,1	4,0	3,3

Tab. 2:Mittelwerte der Kleingeschiebegruppen in % und petrographische Quotienten im Raum Belling-Jatznick (vom
Durchschnitt abweichend hohe Werte fettgedruckt, geringe Werte kursiv; Kürzel vgl. Tab. 1)

Tab. 2: Arithmetic average of gravel clast composition in % and petrographic quotients in qw3R-area of Belling-Jatznick (abnormal high-ranking data in bold and low-ranking data in cursive notation; acronyms see tab. 1) Bild. Offensichtlich treten unterschiedlich alte diamiktische Sedimente (qw2 und qw3) hier häufiger auf, als nach den Ergebnissen der geologischen Kartierung zu erwarten war. Derartige, den qw3 charakterisierende KGZ-Ergebnisse sowie die Aufschlüsse aus dem Raum Belling trugen zur Akzeptanz des "W3" (heute qw3) als eigenständiges "Mecklenburger Stadium" (heute Mecklenburg-Phase) bei (EIERMANN 1984). Diese Befunde führten zur Aufnahme in den Stratigraphie-Standard der DDR (TGL 25234, 1981) und manifestierten so eine Dreiteilung des Weichsel-Hochglazials in NE-Deutschland.

5.3 Die Durchragung im Haffstausee bei Ferdinandshof-Heinrichsruh (UG-3)

Das UG-3 liegt im weichselspätglazialen Haffstauseegebiet nordöstlich der Rosenthaler Randlage und der in ihrem Vorland ausgeschürften Friedländer Großen Wiese mit dem Galenbecker See. Etwa zwischen Heinrichsruh und Ferdinandshof führt die OPAL-Trasse über eine aus den Haffstauseesedimenten herausragende Grundmoräneninsel, für welche fünf KGZ vorliegen. Nördlich dieser Aufragung, in Richtung Altwigshagen, konnten weitere, unter holozänem Torf und weichselspätglazialem Beckensand des Haffstausees entnommene Proben analysiert werden. Die Unterschiede zwischen qw2-Till am südlichen Rand der Aufragung und qw3-Till in ihrem Zentrum sowie nördlich davon sind deutlich: erhöhte MK-, PS- und S-Gehalte im qw2 und niedrigere PK-Werte als im qw3. Der Quotient (PK+D)/ (S+PS) verdeutlicht die Differenzen zwischen qw2 und qw3 und erweist sich als brauchbar für ihre Trennung (Tab. 3). Wegen der geringen Anzahl der Oberflächenproben wurden zum Vergleich KGZ-Ergebnisse aus Bohrprofilen auf der Moräneninsel angeführt, wobei auffällt, dass in den Tabellen 3 und 4 wenige W2-KGS-Werte vorhanden sind, daher für qw2 auch nur Zufallsbefunde darstellen können und nicht repräsentativ sind. Deutlich werden dagegen die Ähnlichkeiten zwischen qw3 und qs2. Die Unterschiede der W3-KGS-Werte aus den Trassenaufschlüssen (Tab. 3) und den Bohrproben (Tab. 4) sind vergleichsweise gering. Das S2-KGS aus den 15 - 20 m tiefer liegenden qs2-Tills zeichnet sich gegenüber dem W3-KGS durch höhere PKund niedrigere S-und PS-Werte aus, was auch deutlich in den hohen Quotienten (PK+D)/S und (PK+D)/(S+PS) zum Ausdruck kommt.

Wie im UG-4 unterscheiden sich in den qw2- und qw3-Moränen die NK/PK-Werte nur unwesentlich, was in dieser Form für qw2 selten ist. Eine Erklärung dafür könnte in der Gletscherdynamik zu suchen sein: Schon die älteren Weichsel-Gletscher haben beim Tiefschurf bis in das Niveau des qs2 das Saale-Material aufgenommen. Der qw3-Gletscher hat aus nordöstlicher Richtung kommend das Becken der Friedländer Großen Wiese dann endgültig bis -14 m NHN

			Mitte	lwert	in %			Quotienten			
Einstufung nach KGS	NK	РК	PS	D	F	S	МК	n	NK/PK	(PK+D)/ S	(PK+D)/ (S+PS)
W3 (Ferdinandshof)	33,0	44,9	5,5	1,0	3,2	5,6	4,9	6	0,7	8,2	4,1
W2 (südlich Ferdinandshof)	29,2	35,5	9,3	0,7	1,3	10,6	10,6	2	0,8	3,4	1,8

Tab. 3: Mittelwerte der Kleingeschiebegruppen in % und petrographische Quotienten für die oberflächennahen Weichsel-Tills W3 und W2 im UG-3 im Raum Ferdinandshof-Heirichsruh (vom Durchschnitt abweichend hohe Werte fettgedruckt, geringe Werte kursiv; Kürzel vgl. Tab. 1)

Tab. 3: Arithmetic average of gravel clast composition in % and petrographic quotients of W2- and W3-tills near Ferdinandshof-Heirichsruh, investigation area UG-2 (abnormal high-ranking data in **bold** and low-ranking data in cursive notation; acronyms see tab. 1)

			Mitte	lwert	in %			Quotienten			
Einstufung nach KGS	NK	PK	PS	D	F	s	мк	n	NK/PK	(PK+D)/ S	(PK+D)/ (S+PS)
W3	34,4	38,9	4,6	1,9	2,3	8,6	2,7	9	0,9	4,7	3,1
W2	36,2	34,8	8,1	1,3	2,8	10,7	3,7	3	1,0	3,4	1,9
\$2	35,9	42,6	3,6	2,9	2,0	6,7	3,9	12	0,8	6,8	4,3

Tab. 4: Vergleich der Kleingeschiebegruppen in % und petrographischen Quotienten von W3-, W2- und S2-Tills aus Bohrungen (LBDS, TK 2349, 2012) in Trassennähe (vom Durchschnitt abweichend hohe Werte fettgedruckt, geringe Werte kursiv; Kürzel vgl. Tab. 1)

Tab. 4:Comparision of arithmetic average of gravel clast composition in % and petrographic quotients of W3-, W2-
and S2-tills from drillings near Ferdinandshof-Heirichsruh (abnormal high-ranking data in bold and low-ran-
king data in cursive notation; acronyms see tab. 1)

(SCHULZ 1965) ausgeschürft und sich an den prä-existenten saalezeitlichen Brohm-Jatznicker Höhen (zuletzt KRIEN-KE 2003) festgefahren. Während der Exaration wurden die qw1- und qw2-Moränen weitgehend ausgeräumt und Material aller drei älteren Tills vom jüngsten weichselzeitlichen Gletschervorstoß aufgenommen. Wegen des relativ kurzen Transportweges ist damit zu rechnen, dass vielfach "unverdautes" Material dieser älteren Ablagerungen im qw3, das originäre, eher baltisch geprägte W3-KGS beeinflussen kann (s. Abb. 8). Im qw3 indizieren überdurchschnittlich hohe PK-Werte von max. 51,5 % die zusätzliche lokale Anreicherung von PK aus aufgearbeitetem qs2-Material, was aber ebenso für die älteren Weichsel-Tills zutreffen dürfte, wie auch Tabelle 4 mit W2-KGS aus der der Trasse nahe gelegenen Bohrungen zeigt (LBDS-2349 2012). Deutlich ist andererseits die Übereinstimmung der relativ geringen MK-Werte zwischen qw3-Material aus den Bohrungen und von der Oberfläche.

Von Pasewalk bis zur Haffstausee-Durchragung bei Ferdinandshof ist der qw2 durch ausgeglichene NK/PK-Verhältnisse gekennzeichnet, in Richtung Norden bis zur Ostsee tritt dann eine deutliche Veränderung zugunsten der NK-Gehalte ein. NK/PK-Werte > 1 in OPAL-Proben sind allerdings erst in der Nähe der Peenequerung nachweisbar. Bis dahin konnten nur W3-KGS mit einem Quotienten NK/PK < 1 festgestellt werden. Über eine derartige Distanz ist diese Änderung der NK/PK-Verhältnisse mit der lokalen Aufnahme älteren qs2-Materials aus dem Untergrund allein nur schwer erklärbar. Alternativ dazu erscheint dieser Wechsel aufgrund einer Änderung des Gletscherstromstrichs die plausiblere Deutung für dieses großräumige Phänomen zu sein.

4.4 Die Grundmoränenebene südlich des Peenetals bei Stolpe und die OPAL-Peenequerung (UG-4)

Das Gebiet unmittelbar südlich des von W nach E verlaufenden Peenetals, ca. 700 m östlich der Ortschaft Stolpe, ist durch eine relativ ebene Grundmoränenfläche geprägt. Bei der Ortschaft Stolpe wird das Peenetal sowohl im N als auch im S von Grundmoränenhochflächen um 15 m NHN umgrenzt. An der Oberfläche streicht Till des jüngsten weichselglazialen Eisvorstoßes am Talrand aus und wird hier ab ca. 10 m u. GOK von Sanden unterlagert. Im OPAL-Grabenaufschluss waren die oberen 3-5 m aufgeschlossen. Der an der Oberfläche verlehmte, obere braune Till ist bis in ca. 2 m Tiefe durch ein orthogonales Kluftsystem mit eng angeordneten Horizontalklüften strukturiert und geht nach S an seiner Basis in eine über mehrere Kilometer sichtbare Vergesellschaftung mit deformierten Sanden und Kiessanden über. Häufig sind diese Sande von zahlreichen Scherfugen durchzogen, die durch glazidynamische Beanspruchung im subglazialen Kontaktbereich zum Substratum angelegt wurden. Durch die glazidynamische Scherbelastung wurden auch Sandlinsen in den Till eingepresst. Lokal treten feinkörnige Sande und Schluffe auf, die als disloziierte Schollen durch den Eisvorschub in Richtung S bis SW zu Sandfahnen (clast and tail) im oberen Till ausgewalzt wurden. In der Deformationszone des Tills wurden unvollständig aufgearbeitete graue Klasten eines älteren Tills nachgewiesen (Abb. 8). Die Konsistenz dieser Tillklasten ist deutlich fester als die eher lockere Matrix des oberen braunen Tills. In einer bis zu 6 m tiefen Aufschlussgrube im Bereich der Peenequerung wurde bei 4,5 - 5 m u. GOK unter oberem Till und deformierten Kiessanden eine 0,2 - 0,5 m mächtige Steinsohle mit Geschieben bis 0,5 m angetroffen, die wiederum von einem mit diagonalen Scherklüften durchsetzten Till unterlagert wurde (s. Abb. 9). Die Geschiebesohle wurde nur hier am Südrand der Peeneniederung und nicht im angrenzenden Umland nachgewiesen. Es handelt sich vermutlich um eine inglaziale Geschiebeanreicherung, die durch lokal begrenzte glazidynamische Prozesse während der qw3-Vorstoßphase am Hang der prä-existenten Peenetalung (vgl. MENG et al. 2009) ausgebildet wurde. Die gla-



- Abb. 9: Profil Stolpe, 4,5 5,5 m u. GOK: Steinsohle im unteren, mit Scherklüften und deformierten Sandlinsen durchsetzten Till
- Fig. 9: Profile Stolpe, 4,5 5,5 m u. GOK: Boulder pavement in lower till layer within shear planes and deformed stray sand



Abb. 10: Profil Stolpe, 3,5 m u. GOK: Oberer brauner Till mit glazidynamisch deformierten Sandlinsen
Fig. 10: Profile Stolpe, 3,5 m u. GOK: Upper brownish till and glaciodynamically incorporated stray sand

zitektonische Beanspruchung am Südhang des Peenetals wurde auch durch zahlreiche Scherfugen im deformierten Till-Sandschollen-Komplex dokumentiert. Für die ca. 65° (± 5°) nach ENE einfallenden Scherfugen wurde ein gemitteltes Streichen von 165° (± 10°, n = 69) ermittelt (vgl. Bör-NER et al. 2011). Die Vielzahl von Diagonalfugen im unteren Till und den gestauchten Sanden (Abb. 9 - 12) zeigen hier eine generelle Druckbeanspruchung aus Richtung ENE. Die genetische Zusammengehörigkeit dieses deformierten Till-Sandschollen-Komplexes mit dem oberen, mehr sandig ausgeprägten Tillhorizont wird auch durch drei KGZ mit relativ einheitlichem W3-KGS gestützt, obwohl die o.g. Steinsohle die tiefste von den beiden höheren Proben trennt. Auffällig war der hohe PK-Gehalt der unteren Probe (49,6 %), der augenscheinlich durch die nach unten abnehmenden Verwitterungseinflüsse bedingt ist.

Bei Stolpe quert die Trasse den Fluss Peene, was mit besonderem Aufwand für die Erkundung des Untergrundes verbunden war. Es wurden 14 Liner-Bohrungen bis 40 m abgeteuft, die qualitativ und quantitativ ausreichend gutes Probenmaterial aus 13 Bohrungen für 53 KGZ erbrachten. In der in der Flussmitte niedergebrachten Bohrung Ig Stp 8/007 wurden zwischen 23 und 25 m limnisch-fluviatile Ablagerungen des Eem-Interglazials angetroffen (MENG et al. 2009). Das durch paläontologische, sedimentologische sowie lithostratigraphische Untersuchungen abgesicherte, singuläre Eemvorkommen ist als biostratigraphischer Eichhorizont für die lithostatigraphische Einstufung der erbohrten Grundmoränen dieser Region von Bedeutung, weil vielfach "baltisch" geprägte qw3-Tills ohne Zwischenmittel ebenfalls "baltische" qs2-Tills überlagern und offenbar die älteren Weichsel-Moränen qw1 und qw2 nur reliktisch vorhanden sind. Die Tabelle 5 zeigt die Hauptkomponenten mit den Mittelwerten der 53 KGZ der Peenequenerung und deren lithostratigraphische Einstufung (in MENG et al. 2009, Abb. 2, S. 64). Wie im UG-3 lassen sich nur geringfügige Unterschiede zwischen dem weichselzeitlichen qw3 und dem saalezeitlichen qs2 erkennen. In den tiefsten Teilen des Tales liegt die Basis des qw3 ca. 20 m tiefer als unter den seitlichen Hochflächen und damit im Niveau der Oberflä-









- Abb. 12: Profil Stolpe: Oberer brauner Till über glazidynamisch deformierten Beckensanden und zerschertem deformiertem Till (Profilhöhe 3,3 m)
- Fig. 12: Profile Stolpe: Upper brownish till within glaciodynamically deformed sands and sheared deformation till (profile basement 3,3 m)

			Mitte	lwert	in %					Quotienten	
Einstufung nach KGS	NK	РК	PS	D	F	S	мк	n	NK/PK	(PK+D)/ S	(PK+D)/ (S+PS)
W3	41,7	37,1	3,2	1,0	1,8	6,2	4,4	25	1,1	6,1	4,0
W2	38,2	33,0	8,2	0,5	1,0	11,3	4,4	4	1,2	3,0	1,7
\$2	47,7	34,5	1,8	1,2	2,1	5,4	4,8	9	1,4	6,5	5,0
S1	46,5	25,8	3,0	0,4	4,9	8,9	7,1	15	1,8	2,9	2,2

Tab. 5:Kleingeschiebegruppen in % und petrographische Quotienten von weichselzeitlichen (W3, W2) und saalezeit-
lichen (S2, S1) Tills aus 13 Liner-Bohrungen für die OPAL-Peenequerung (vgl. MENG et al. 2009) nahe Stolpe
(vom Durchschnitt abweichend hohe Werte fettgedruckt, geringe Werte kursiv; Kürzel vgl. Tab. 1)

Tab. 5: Comparision of arithmetic average of gravel clast composition in % and petrographic quotients of Weichselian (W3, W2) and Saalian (S2, S1) tills from 13 engineering drillings from OPAL traverse of Peene valley near Stolpe (see MENG et al. 2009; abnormal high-ranking data in bold and low-ranking data in cursive notation; acronyms see tab. 1)

Einstufung nach KGS W3			Mitte	lwert	in %			Quotienten			
Einstufung nach KGS	NK	РК	PS	D	F	s	мк	n	NK/PK	(PK+D)/ S	(PK+D)/ (S+PS)
W3	35,7	39,2	4,6	0,5	2,1	8,5	6,5	10	0,9	4,7	3,0
W2	37,0	26,1	9,0	0	2,0	13,2	7,7	2	1,4	2,0	1,2

 Tab. 6:
 Kleingeschiebegruppen in % und petrographische Quotienten f
 ür W3- und W2-Tills im UG-4 der OPAL-Trasse (vom Durchschnitt abweichend hohe Werte fettgedruckt, geringe Werte kursiv; K
 ürzel vgl. Tab. 1)

Tab. 6:Arithmetic average of gravel clast composition in % and petrographic quotients of W2- and W3-tills from OPAL
(UG-4; abnormal high-ranking data in bold and low-ranking data in cursive notation; acronyms see tab. 1)

che des qs2, so dass hier ohne biostratigraphischen Marker auch das Kriterium Lagerungsverhältnisse zur Unterscheidung versagt hätte. Auffallend in den Bohrproben aller vier Tillhorizonte sind die gegenüber den oberflächennah entnommenen Aufschluss-Proben deutlich überrepräsentierten NK-Gehalte, die wahrscheinlich durch das Bohrverfahren verursacht werden. Der überhöhte NK-Gehalt verschleiert so den "baltischen" Charakter, der für die Oberflächenproben aus dem qw3 deutlicher wird (Tab. 6).

In beiden OPAL-Probenserien sind W3- und W2-KGS anhand ihrer S- und PS-Gehalte unterscheidbar: qw2-Material ist hier sowohl an der Oberfläche mit lateraler Verbreitung als auch in den Ig-Bohrungen der Peenequerung (Tab. 5) und weiteren Bohrprofilen in Trassennähe festgestellt worden, wobei es sich in den vertikalen Bohrprofilen meistens um Einzelproben handelt.

5.5 Die Moränenlandschaft im Bereich der Velgaster Staffel zwischen Moeckowberg-Lubmin (UG-5)

Im UG-5 verläuft die OPAL-Trasse zwischen Lubmin im N und nahe Lühmannsdorf im S. Sie quert dabei westlich Wolgast die Velgaster Randlage (qw3V) sowie deren Sander und erreicht bei Wrangelsburg die südlich anschließende Hochfläche. Die Mittelwerte der 20 auswertbaren KGZ (Tab. 7) zeigen für die beiden qw2- und qw3-Moränen die deutlichsten Unterschiede in den Gehalten der PK und S bei konstanten Werten für NK.

Im qw3 überwiegen die PK die NK, so dass häufig NK< PK ist, während im qw2 deutlich weniger PK als NK fest-

gestellt wurden und das Verhältnis sich daher umkehrt. Die Anzahl der Sandsteine ist im qw2 fast doppelt so hoch wie im qw3. Daraus ergibt sich, dass auch im UG-5 der Quotient aus (PK+D)/(S+PS) im qw3 fast immer > 2 und im qw2 < 2 und damit regional anwendbar für die Unterscheidung beider Moränen ist. Die 15 Proben aus dem gw3 zeigen keine größeren Abweichungen voneinander, obwohl 13 von ihnen im nördlichen Rückland der Velgaster Randlage und zwei südlich der Randlage unter deren Sander entnommen wurden. Die Gleichförmigkeit der W3-KGS über die Randlage hinweg spricht gegen eine eigene Grundmoräne der Velgaster Randlage. Die Mächtigkeiten der qw3-Grundmoräne erreichen in den der Trasse nächstgelegenen Bohrprofilen 13 m (Hy KlBu 2/009, Müller 2009), wobei qw3-Till in diesem Profil einen 12 m mächtigen qw2-Till überlagert.

Die fünf KGZ aus qw2 entstammen sowohl dem Sandergebiet als auch der südlich anschließenden Hochfläche mit dem Moeckower Berg. Im weiteren Tassenverlauf bis zur Peene im S steht fast durchgehend qw3 an der Oberfläche an, der mit Annäherung an einzelne morphologische Vollformen ausdünnt. Diese schwachen, die Umgebung ca. 10 m überragenden morphologischen Vollformen nördlich Groß Bünzow (Vierberg, Bömitzer Berg), die auf der GK 25: 2047 (EIERMANN & LANGER 1962) als Endmoränen-Bildungen ausgehalten werden, bestehen nach fünf durchgeführten KGZ aus W2-Material. Wie am Moekower Berg, wo in der Bohrung UG Moe 1/007 zwischen 0 - 33 m gw2 nachgewiesen wurde (Müller 2007), werden auch hier die OPAL-Analysen durch das Bohrprofil der Hy KlBu 1/77 (BULL 1977) ca. 750 m südöstlich des Vierberges in Groß Bünzow bestätigt, in dem ebenfalls unterhalb der Gelän-

			Mitte	lwert	in %		Quotienten				
Einstufung nach KGS	NK	РК	PS	D	F	s	мк	n	NK/PK	(PK+D)/ S	(PK+D)/ (S+PS)
W3	38,6	41,0	5,2	0,2	1,1	7,6	3,9	15	0,9	5,4	3,2
W2	38,1	28,9	7,6	0,3	2,1	14,9	9,8	5	1,3	2,0	1,3

Tab. 7:Kleingeschiebegruppen in % und petrographische Quotienten für W3- und W2-Tills im UG-5 der OPAL-Trasse
(vom Durchschnitt abweichend hohe Werte fettgedruckt, geringe Werte kursiv; Kürzel vgl. Tab. 1)

Tab. 7:Arithmetic average of gravel clast composition in % and petrographic quotients of W2- and W3-tills from OPAL
(UG-5; abnormal high-ranking data in bold and low-ranking data in cursive notation; acronyms see tab. 1)

deoberfläche 33 m qw2 über qs2 angetroffen wurde. Bei den genannten Vollformen handelt es sich um ältere, vermutlich aufgestauchte Durchragungen, die nicht von einer qw3-Moräne bedeckt sind.

In dem an der Oberfläche anstehenden Till dieses Gebietes nahe der Velgaster Randlage (qw3V) wurden häufig Lagen einer roten Matrix angetroffen, die zuerst als rote Bänderung innerhalb der stationären Abschmelzphase des letzten Eisvorstoßes interpretiert wurde. Mehrere Detailaufnahmen dieser auffälligen Strukturen zeigten, dass diese "rote Bänderung" in geschiebereichen Scherklüften durch glazidynamisches Auswalzen zersetzter rötlicher Geschiebe (vorran-



- Abb. 13: Profil Kühlenhagen, 1,5 m u. GOK: Oberer entkalkter Till mit Lagen roter Matrix, die durch glazidynamisches Auswalzen von zersetzten roten Geschieben entstanden.
- Fig. 13: Profile Kühlenhagen, 1,5 m u. GOK: Upper brownish till within layers of reddish matrix, caused by glaciodynamically shearing and milling of decayed red boulders.



Abb. 14: Profil Kühlenhagen, 1,5 m u. GOK: Oberer entkalkter Till mit Lagen roter Matrix, im Detail
Fig. 14: Profile Kühlenhagen, 1,5 m u. GOK: Upper

brownish till within layers of reddish matrix, in details gig rote Sandsteine) gebildet wurden (s. Abb. 13 und 14). Da diese Scherkörper vor allem im direkten Rückland der Velgaster Randlage bei Kühlenhagen dokumentiert wurden, könnten sie als wichtiger Beleg für eine letzte kurze aktive Transgressionsphase oder als Oszillationsphase des Eises im quasistationären Gleichgewicht in dieser Region gedeutet werden, die letztlich zur Akkumulation der Velgaster Randlage (s. Abb. 1: qw3V) führte. Dieser rote ostbaltische Till kann auch ein Hinweis auf inglaziale Eisströme sein (MEYER 2012).

Zusammenfassung

Die für weichselglaziale Moränen untypischen "baltischen" Kleingeschiebespektren (KGS) sind neben ihrem Habitus das Hauptmerkmal der Grundmoräne der Mecklenburg-Phase (qw3) des Weichsel-Glazials. Kleingeschiebezählungen (KGZ) parallel zur polnisch-deutschen Grenze über mehr als 100 km N-S-Erstreckung erlauben eine genauere Charakterisierung der Geschiebeinhalte sowie der lateralen Verbreitung des qw3. Die seit HESEMANN (1932) bekannte Vormacht ostfennoskandischer Geschiebe im Moränenmaterial der Rosenthaler und Velgaster Randlagen wird durch die KGZ aus der OPAL-Trasse bestätigt. Die einheitliche gw3-Moräne reicht danach durchgehend von der Ostsee bis nach Pasewalk, wobei ihre "baltischen" Geschiebespektren nur graduelle Veränderungen zwischen Norden (UG 3-5) und Süden (UG 1-2) aufweisen. Einzelne ältere qw2-Komplexe, charakterisiert durch ihren deutlich anderen Geschiebebestand aus westlicheren Regionen Skandinaviens mit höheren Gehalten an Sandsteinen und Paläozoischen Schiefern, durchragen lokal die qw3-Ablagerungen.

Südlich Pasewalk steht im qw2-Verbreitungsgebiet Tillmaterial mit W3-KGS an, zu dessen Verifizierung die Ergebnisse der lithostratigraphischen Untersuchungen an OPAL-Proben in Brandenburg abgewartet werden müssen. Für die Trennung von qw2 und qw3 ist der Quotient (PK+D)/ (S+PS) gut geeignet. Eine Unterscheidung zwischen qs2 und qw3 anhand ihrer Spektren ist ohne biostratigraphische Markerhorizonte und die Kenntnis der Lagerungsverhältnisse nicht möglich. Die gleiche "baltische" Prägung indiziert, dass qw3- wie qs2 die jüngsten Eisvorstöße ihrer Glaziale repräsentieren.

Summary

The OPAL pipeline project crossed Western Pomerania in a 105 km long and 3,5 - 5,0 m deep trench between Lubmin in N to S of Pasewalk. The pipeline trench gave excellent insights into the uppermost Quaternary sections. For a research project about till gravel composition of uppermost till the geological survey took 152 samples in short distance (< 1 km) for petrographical analysis of small gravel till clasts using standard TGL 25232 (1971, 1980). The majority of samples from upper till contains are dominated by clasts from eastern baltic region (PK and D) with minor contents of petrographical groups S and PS, whose representing a typical clast composition (CC) of further MIS 2 tills of Weichselian glaciation qw1 and qw2. Such typical W2-CC were identified in investigation areas near Belling (UG-2) and Moeckow (UG-5), where in some local exposed locations older Weichselian deposits stick out of the qw3 till cover. The evidence of wide distributed W3-CC in Western Pomerania region confirms the baltic origin of uppermost Weichselian tills, which were described in several publications by Rüh-BERG & KRIENKE (1977). The numerous evidence of deformation structures shear planes in deformation tills and rafting sand deposits (cf. UG-4 and Fig. 9 - 14) shows an ice pressure direction E-W and NE-SW, which is in good agreement to 'baltic' W3-CC of tills from youngest Weichselian ice advance in NE-Germany. The petrographical quotient (PK+D)/(S+PS) (introduced by RÜHBERG 1987) shows the best results for petrographical separation of W3-CC from other Saalian and Weichselian tills. Documented examples comprehense the 'baltic' W3-CC is the most distributed clast composition of morainic deposits in Western Pomerania. The geological mapping of the OPAL-trench helps to improve the knowledge of the near-surface geology, especially the lithological succession and glaciotectonical deformation structures of the late Weichselian. Detailed investigations of selected pipeline sections gave important facts about type and age of processes that determine landscape evolution.

Danksagung

Die WINGAS GmbH & Co. KG unterstützte die geowissenschaftlichen Arbeiten in Begleitung des Trassenprojektes nicht nur durch die Erlaubnis der regelmäßigen Aufschlussbefahrung, sondern förderte das Kartierungsprojekt zusätzlich mit einem Projektmittelfond, wofür dem Unternehmen und insbesondere den Herren Rainer Magde und Holger Illian gedankt wird. Die Autoren möchten auch allen weiteren, bei der Kartierung der Erdgastrasse aktiven Kolleginnen und Kollegen aus dem Geologischen Dienst, insbesondere Frau Karin Schätzchen, Herrn Karsten Schütze, Herrn Hans-Werner Lübcke für die Unterstützung bei der Probennahme und Herrn Jürgen Nilson für die zeitnahe Probenaufbereitung danken. Für die Unterstützung und Genehmigung der Geländearbeiten wird dem Leiter des Geologischen Dienstes, Herrn Prof. Ralf-Otto Niedermeyer gedankt.

Literatur

BÖRNER, A., JANKE, W., LAMPE, R., LORENZ, S., OBST, K. & K. SCHÜTZE (2011): Geowissenschaftliche Untersuchungen an der OPAL-Trasse in Mecklenburg-Vorpommern – Geländearbeiten und erste Ergebnisse. – Brandenburg. Geowiss. Beitr. 18, 1/2, S. 9 – 28, Cottbus

- BREMER, F. (2000): Geologische Übersichtskarte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 500 000. – LUNG Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow
- BREMER, F. (2004): Glaziale Morphologie. In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. – S. 284 – 291, Stuttgart
- BREMER, F. & E. STREHL (1998): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 25 000, Blatt 2431 Zarrentin. – GLA Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin
- BULL, A. (1973): Aufnahme und lithostratigraphische Einstufung (KGZ) der hydrogeologischen Bohrung Hy Belling 1/73, TK 2449. – Bericht Geologische Forschung und Erkundung, Schwerin (unveröff.)
- BULL, A. (1977): Aufnahme und lithostratigraphische Einstufung (KGZ) der hydrogeologischen Bohrung Hy Klein Bünzow 1/77, TK 2247. – Bericht Geologische Forschung und Erkundung Nord, Schwerin (unveröff.)
- CEPEK, A. G. (1965): Stratigraphie der quartären Ablagerungen des Norddeutschen Tieflandes. – In: GELLERT, F. (Hrsg.): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. – S. 45 – 65, Berlin
- CEPEK, A. G. (1973): Zur stratigraphischen Interpretation des Quartärs der Stoltera bei Warnemünde nach neuen Geschiebeanalysen. – Z. geol. Wiss. 1, S. 1155 – 1171, Berlin
- EIERMANN, J. (1984): Ein zeitliches, räumliches und genetisches Modell zur Erklärung der Sedimente und Reliefformen im Pleistozän. – Umweltforschung zur Analyse und Diagnose der Landschaft, S. 169–183, Gotha
- EIERMANN, J. & H. LANGER (1962): GK 25: 2047-Züssow, Geologische Karte 1: 25 000 für die Karte der an der Oberfläche anstehenden Bildungen im Maßstab 1: 100 000. – Geologische Forschung und Erkundung Nord, Schwerin (unveröff.)
- ELBERT, J. (1907): Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen sowie in den angrenzenden Gebieten der Uckermark und Mecklenburgs während der letzten diluvialen Vereisung. – Jahresberichte der Geographischen Gesellschaft Greifswald 10, S. 161 – 221, Greifswald
- HESEMANN, J. (1932): Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. 1. Äußere Rosenthaler und Velgaster Randlage. – Jahrbuch der Preußischen Landesanstalt 53, S. 70 – 84, Berlin
- JANKE, W. (1978): Schema der spät- und postglazialen Entwicklung der Talungen der spätglazialen Haffstauseeabflüsse. – Wiss. Z. d. E M.A.-Universität, Math. nat. Reihe 1, S. 39 – 41, Greifswald

- JANKE, W. (1992): Ausgewählte Aspekte der jungweichselzeitlichen Entwicklung in Vorpommern. – In: BILLWITZ, K., JÄGER, D. & W. JANKE [Hrsg.]: Jungquartäre Landschaftsräume. Aktuelle Forschungen zwischen Atlantik und Tienschan. – S. 3 – 15, Berlin
- KEILHACK, K. (1899): Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des Pommerschen Küstengebietes. – Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt **19**, S. 90 – 152, Berlin
- KLIEWE, H. & W. JANKE (1972): Verlauf und System der Marginalzonen der der letzten Vereisung auf dem Territorium der DDR. – Wiss. Z. d. Univ. Greifswald, math.-nat. R. 21, 1, S. 31 – 37, Greifswald
- KRIENKE, H.-D. (1976): Lithostratigraphische Einstufung (KGZ) der hydrogeologischen Bohrung Hy Dargitz 1/76
 Bohrungsaufnahme A. BULL, TK 2449. – VEB Geologische Erkundung Nord, Schwerin (unveröff.)
- KRIENKE, H.-D. (1977): Zählprotokoll der Kleingeschiebeanalyse zur Probe AS nördlich Schönfeld. – VEB Geologische Erkundung Nord, Schwerin (unveröff.)
- KRIENKE, H.-D. (2001): Karte der quartären Bildungen Oberfläche bis fünf Meter Tiefe 1 : 200 000, Blatt Neubrandenburg/Torgelow. – LUNG Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow
- KRIENKE, H.-D. (2003): Neue Ergebnisse zu den Lagerungsverhältnissen des Quartärs im Stauchmoränenkomplex der Rosenthaler Staffel bei Jatznick. – Neubrandenburger Geologische Beiträge 3, S. 29 – 34, Neubrandenburg
- LBDS-2349 (2012): Landesbohrdatenspeicher Geologie Mecklenburg-Vorpommern-Auszug TK 25: 2349. Archivnummer/Bohrung/KGZ-AUTOR: 45/ Hy (Kb) Fedi 3/960/ KRIENKE, 118/Hy Fedi 5/960/KRIENKE, 137/Hy Whmg 1/72/KRIENKE, 145/Hy LueUe 1/75/ KRIENKE, 148/Hy Whmg 3/75/KRIENKE, 166/Hy Hru 1/79/ KRIENKE, 169/Hy Fedi 4/79/KRIENKE). Güstrow
- LANGER, H. & W. SCHULZ (1971): Karte der an der Oberfläche anstehenden Bildungen 1 : 100 000, Einheitsblatt 22 (Greifswald). Berlin
- LIPPSTREU, L., BROSE, F. & J. MARCINEK (1995): Brandenburg – Stratigraphische Abfolge und Schichtenfolge. – In: BEN-DA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands. – S. 119 – 147, Berlin, Stuttgart
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & S. WANSA (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des nordischen Vereisungsgebietes. – Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal) 56, 1-2, S. 7 – 65, Stuttgart

- LUDWIG, A. O. (1964): Stratigraphische Untersuchung des Pleistozäns der Ostsseküste von der Lübecker Bucht bis Rügen. – Geologie **13**, Beiheft 42, S. 1 – 143, Berlin
- MENG, S., BÖRNER, A., STRAHL, J. & H. U. THIEKE (2009): Bio- und lithostratigraphische Untersuchungen an fluviolimnischen Sedimenten aus dem Eem-Interglazial im unteren Peenetal (NO-Deutschland). – Brandenburg. geowiss. Beitr. 16, 1-2, S. 63 – 78, Cottbus
- MEYER, K.-D. (2012): Åland-Geschiebe in mittelalterlichen Kirchen Dänemarks und Norddeutschlands – Indikatoren für Paläo-Eisströme. – Geschiebekunde aktuell 28, 3-4, S. 69 – 92, Greifswald
- MÜLLER, U. (2007): Bericht über die Stratifizierung der Bohrung UG Moeckow 1/007 anhand von Kleingeschiebeanalysen. – Bericht LUNG M-V, 4 S., Güstrow (unveröff.)
- MULLER, U. (2009): Lithostratigraphische Einstufung (KGZ) der hydrogeologischen Bohrung Hy Klein Bünzow 2/009. TK: 2047. – Bericht LUNG M-V, Güstrow (unveröff.)
- RUHBERG, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. – Z. geol. Wiss. **15**, 6, S. 759 – 767, Berlin
- RÜHBERG, N. (1999): Über den Wert der Kleingeschiebezählungen (KGZ). – Geschiebekunde aktuell 15, 3, S. 87 – 100, Hamburg
- RÜHBERG, N. & H.-D. KRIENKE (1977): Zur Geschiebeführung der Weichselgrundmoräne im westlichen Odermündungsgebiet. Z. geol. Wiss. 5, 6, S. 805 813, Berlin
- RÜHBERG N., SCHULZ, W., BÜLOW, W. V., MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., BREMER, F. & T. DANN (1995): Mecklenburg-Vorpommern. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands. – S. 99 – 105, Berlin, Stuttgart
- SCHÄTZCHEN, K. (2009): Aufnahme der ingenieurgeologischen Bohrungen Ig Psw 1/009 & Ig Psw 2/009 zur Querung der OPAL-Gaspipeline. – Aufnahmebericht LUNG M-V, 2 S., Güstrow (unveröff.)
- SCHNEYER, B. (1964): Aufnahmebericht zur Geologischen Übersichtskartierung 1 : 100 000: Blätter 2248-Ducherow, 2247-Spantekow, 2147-Medow. – Geologische Karte 1 : 25 000 für die Karte der an der Oberfläche anstehenden Bildungen im Maßstab 1 : 100 000, VEB Geologische Erkundung Nord, 48 S., 4 Anl., Schwerin
- SCHULZ, W. (1965): Die Stauchmoräne der Rosenthaler Staffel zwischen Jatznick und Brohm in Mecklenburg und ihre Beziehung zum Helpter Berg. – Geologie 14, 5-6, S. 564 – 588, Berlin

- SCHULZ, W. (1971): Die quartärgeologische Kartierung in den Bezirken Rostock, Schwerin und Neubrandenburg bis zum Jahre 1967. – Petermanns Geograph. Mitt. 115, 4, S. 307 – 315, Gotha
- STEPHAN, H.-J. (2001): The Young Baltic advance in the western Baltic depression. – Geological Quarterly 45, 4, S. 359 – 363, Warszawa
- TGL 25 232 (1971): Fachbereichstandard Geologie Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. – Zentrales Geologisches Institut, Berlin
- TGL 25232/01-05 (1980): Fachbereichsstandard Geologie, Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. – Zentrales Geologisches Institut, Berlin
- TGL 25234 (1981): Fachbereichsstandard Stratigraphische Skala der DDR, Quartär. – Zentrales Geologisches Institut, Berlin
- WENNBERG, G. (1949): Differentialrörelser i Inlandsisen sista Istiden i Danmark, Skåne och Östersjön. – Medd. Lunds Geol. Miner. Inst. **114**, S. 1 – 201, Lund
- WOLDTSTEDT, P. (1938): Über Vorstoß- und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland. – Geol. Rundschau **29**, S. 482 – 490, Stuttgart

Anschrift der Autoren:

Dr. Andreas Börner Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern Goldberger Str. 12 18273 Güstrow andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

Dipl. Geol. Ulrich Müller Bleicherstr. 42 19053 Schwerin umschwerin@t-online.de Cottbus

Stauwassersedimente im brandenburgischen Abschnitt der Erdgasfernleitung OPAL südlich der Pommerschen Eisrandlage

Glaciolimnic sediments along the OPAL-pipeline trench in Brandenburg to the south of the Pomeranian ice extent

OLAF JUSCHUS

1. Einführung

Von April 2010 bis April 2011 fanden die Verlegearbeiten im brandenburgischen Abschnitt der Erdgasfernleitung OPAL (Ostsee-Pipeline-Anbindungsleitung) statt. Technische Informationen zum Bau gibt Höhlschen (2011). Die Pipeline verläuft über 470 km von Lubmin bei Greifswald, durch das östliche Brandenburg bis nach Olbernhau an der deutsch-tschechischen Grenze, wobei der brandenburgische Abschnitt 270 km umfasst (Abb. 1). Für die Verlegung der Leitung mit einem Durchmesser von 1,4 m wurde ein nahezu kontinuierlicher Aufschluss von 2,5 bis 3,5 m Tiefe geschaffen, der die oberflächennahen, meist quartären Sedimente in einmaliger Art und Weise zugänglich machte. JU-SCHUS et al. (2011) geben einen ersten, zusammenfassenden Überblick der Geländedokumentation.

Im Zuge des Leitungsbaus wurden wiederholt feinkörnige Sedimente aufgeschlossen, die im glazilimnischen bis glazifluviolimnischen Milieu zur Ablagerung kamen. JUSCHUS & SCHLAAK (2011) konzentrieren sich auf die glazilimnischen Ablagerungen zwischen der nördlichen Landesgrenze Brandenburgs und der Pommerschen Eisrandlage bei Oderberg. Diese Eingrenzung ist insofern sinnvoll, da glazilimnische Ablagerungen nördlich der Pommerschen Eisrandlage weit verbreitet sind. Der vorliegende Artikel gibt eine Zusammenfassung über die Stauwassersedimente südlich der Pommerschen Eisrandlage bis an die südliche Landesgrenze. Der betrachtete Abschnitt umfasst damit sowohl das südliche, während der Brandenburg-Phase der Weichselvereisung (nach LITT et al. 2007) geprägte Jungmoränenland als auch das Altmoränenland. Letzteres gliedert sich in das vom Warthe-Vorstoß geprägte Gebiet südlich des Baruther Urstromtals bis auf den Lausitzer Grenzwall und in das letztmalig vom drenthezeitlichen Eis überfahrene Gebiet im Süden des Landes.

Die Verwendung der Fachbegriffe folgt dem Artikel von JUSCHUS et al. (2011). Die Bezeichnungen "Stauwasser" und "Staubecken" werden in der vorliegenden Veröffentlichung als Klammerbegriffe verwendet, die sowohl echte glazilimnische Sedimente als auch vergleichsweise grobe – meist feinsandige – Absätze umfassen, die den Übergang zu glazifluviatilen Ablagerungen bilden. Betrachtet werden hier ausschließlich Stauwasserbildungen auf den Hochflächen (im Sinne der preußischen geologischen Kartierung).

2. Überblick über die geologischen Verhältnisse auf den Hochflächen südlich der Pommerschen Eisrandlage

2.1 Die Hochflächen des südlichen Jungmoränenlandes

S. 19 – 27

Südlich der Pommerschen Eisrandlage verläuft die OPAL nach Querung des Oderbruchs über die ausgedehnte Hochfläche des Barnims bis zum Berliner Urstromtal (Abb. 1). Die Grenze zum Urstromtal bei Kagel bildet insofern eine Zäsur, da der Trassenaufschluss nördlich der Grenze eher von Till dominiert wird, während südlich davon, auch auf den kleinen Hochflächen, sandige Substrate vorherrschen. Der Trassenaufschluss auf dem Barnim ist entsprechend seiner landschaftlichen Gliederung dreigeteilt (vgl. Juschus et al. 2011). Im nördlichen und südlichen Abschnitt steht größtenteils weichselzeitlicher Till an. Seine Mächtigkeit ist vielerorts geringer als 3,5 m, weshalb dann im Liegenden seine kiesig-sandigen Vorschüttsedimente aufgeschlossen waren (Abb. 2). Nachschüttbildungen im Hangenden des Tills kommen vor allem im südlichen Teil vor. Im zentralen Teil, im dem die Freienwalder Höhen gequert wurden, ist die Mächtigkeit der weichselzeitlichen Ablagerungen deutlich reduziert; über weite Strecken kamen dann ältere quartäre, aber auch tertiäre Ablagerungen zum Vorschein. Sie sind z. T. intensiv gestaucht.

Auf den von der Leitung gequerten Platten südlich des Barnims wird der Till mit Annäherung an die Brandenburger Eisrandlage zunehmend geringmächtiger und lückenhafter in seiner Verbreitung; es dominieren dann die sandigen Vorschüttsedimente. Lokal ist auch älteres, meist saalezeitliches Material aufgeschlossen. Die im Trassenverlauf kräftig ausgebildete Brandenburger Eisrandlage besteht größtenteils aus gestauchtem, meist älterem Material. Südlich schließt sich die ausgedehnte Fläche des Baruther Sanders an.



- Abb. 1: Geologisch-morphologisches Schema Brandenburgs. Eingetragen ist der Verlauf der OPAL-Trasse (rot/blau). Blau markiert ist der in diesem Artikel beschriebene Abschnitt.
- Fig. 1: Geological and morphological scheme of Brandenburg. The course of the OPAL-Pipeline (red/ blue) is drawn in. Marked in blue is the sector described in this article.



- Abb. 2: Typische Situation auf den Hochflächen des Brandenburger Stadiums: Till, der ungestörte, proglaziale Sande überlagert. Südwestlich von Wriezen-Altgaul (R: 3438748, H: 5842527; in allen Abbildungen Angabe der Koordinaten in UTM ETRS 89 Abschnitt 33 U)
- Fig. 2: Typical settings on the morainic uplands of the Brandenburg stage: Till which is overlying undeformed proglacial sands. Southwest of Wriezen-Altgaul

2.2 Die Hochflächen des Altmoränenlandes

In der Becken- und Schwellenregion nördlich von Luckau kommt der zugehörige warthezeitliche Till zwar vor; er tritt aber gegenüber stratigraphisch älteren Ablagerungen deutlich zurück. So wird der Trassenaufschluss einerseits von drenthe- bzw. elsterzeitlichen Schmelzwassersanden dominiert. Das gilt auch für den Anstieg auf den Lausitzer Grenzwall. Andererseits kommen vor allem im Luckauer Becken westlich und südwestlich der Stadt miozäne Sedimente großflächig vor und bilden für mehrere Kilometer die vorherrschenden Ablagerungen im Aufschluss. Sowohl die quartären als auch die tertiären Sedimente sind moderat bis intensiv gestaucht.

Südlich der eher geringmächtigen Blockpackung der Warthe-Hauptrandlage, die hier auch den Top des Grenzwalls markiert, verläuft die Trasse durch das Lausitzer Becken- und Hügelland. Der meist verlehmte drenthezeitliche Till ist, mit einer Ausnahme bei Finsterwalde-Sorno, nur innerhalb der Beckenregionen anzutreffen. Auf den Schwellen, z. T. aber auch in den Becken stehen dann die liegenden, meist als elsterzeitlich eingestuften Schmelzwassersande an. Großflächig wurden tertiäre Sedimente aufgeschlossen, die in aufgearbeiteter Form zu einem großen Prozentsatz auch Bestandteil der quartären Ablagerungen sind.

3. Stauwassersedimente im Jungmoränenland

3.1 Stauwassersedimente nördlich der Brandenburger Eisrandlage

Während nördlich der Pommerschen Eisrandlage glazilimnische Sedimente im Hangenden des Tills eine recht häufige Erscheinung sind (JUSCHUS & SCHLAAK 2011), fehlen sie auf den Platten zwischen der Pommerschen und der Brandenburger Eisrandlage nahezu vollständig. Einzig bei der Querung des Sophienfließes bei Prötzel wurden Feinsande und Schluffe im Hangenden des weichselzeitlichen Tills angetroffen (Abb. 3). Sie wurden innerhalb der dort gequerten glazialen Rinne akkumuliert, überlagern im Zentrum die sandige Rinnenfüllung und keilen nach Norden über den Till aus. Auffällig war ihre durch Stauwasser verursachte kräftige Grünfärbung.

Aber auch Staubeckensedimente innerhalb des weichselzeitlichen Tills wurden nur vereinzelt dokumentiert. Alle beobachteten Vorkommen sind entweder stark gestörte Sedimentlinsen oder schmale Bänder sortierten Materials innerhalb des Tills (Abb. 4).

Relativ häufig fanden sich hingegen vergleichsweise feinkörnige Sedimente im Liegenden des weichselzeitlichen Tills. Typische Bändertone/-schluffe wurden hierbei nicht festgestellt. Die feinsandig-grobschluffigen Stauwasserbildungen liegen in Rippelschichtung oder Horizontalschichtung vor. Auffällig ist ihre zum Teil kräftige Deformation, auch wenn benachbarte gröbere Sedimentpakete fast ungestört sind. Die Verformung ist hier eindeutig an die Korngröße gekoppelt. Beispielhaft waren solche Verhältnisse bei



Abb. 3: Durch Stauwasser grünlich gefärbtes, rhythmisch geschichtetes Schluff-/Feinsandpaket über Till, nördliche Sophienflieβrinne östlich von Prötzel (R: 3432332, H: 5831940) (Foto: N. SCHLAAK).

Fig. 3: Greenish silts and fine sands on top of reddish brown till. The greenish colour is due to a stagnic horizon (photo: N. SCHLAAK).



- Abb. 4: Schlufflage im Till bei Wriezen-Lüdersdorf. Der Till ist geschichtet. Zentral ist eine mit Kalkausfällungen verheilte Abschiebung erkennbar (R: 3437398, H: 5839171).
- *Fig. 4:* Silt intercalated into till in the Wriezen-Lüdersdorf area. The till is bedded. In the central part a fault is visible.

Wriezen-Biesdorf aufgeschlossen. Die Deformationsstrukturen belegen hier sowohl syn- als auch postsedimentäre Deformationen (Abb. 5 und 6).

Neben den aufgezählten Vorkommen, die stratigraphisch als weichselzeitlich eingestuft werden, tauchten im Aufschluss wiederholt ältere Stauwasserablagerungen aus dem Unter-



- Abb. 5: Feinsandige Schluffe im Liegenden des weichselzeitlichen Tills. Der Till setzt oberhalb der Marke 25 ein. Zu sehen sind synsedimentäre Deformationen (Entwässerungsmarken) der Schluffe; dazwischen immer wieder weitgehend ungestörte Abschnitte. Wriezen-Biesdorf (R: 3438071, H: 5840423)
- Fig. 5: Silt containing fine sand beneath the Weichselian till. The till is visible above the 25-mark. The silt is highly deformed by synsedimentary dewatering processes. Undeformed series are intercalated.



- Abb. 6: Feinsandige Schluffe im Liegenden des weichselzeitlichen Tills (ab Marke 19). Außer den synsedimentären Deformationen wurden die Stauwassersedimente hier noch glazitektonisch gefaltet. Wriezen-Biesdorf (R: 3438043, H: 5840517)
- Fig. 6: Silt containing fine sand beneath the Weichselian till (above the 19-mark). In addition to synsedimentary deformation the series are glaciotectonically folded.

grund hervor, die die weichselzeitlichen Vorschüttsedimente unterlagern. Sie sind stets glazigen deformiert und verzahnen sich dabei mit Schmelzwassersanden und vor allem mit Till (Abb. 7). Die Korngröße dieser Staubeckenablagerungen schwankt in einem weiten Rahmen von Feinsand bis hin zu Ton.



Abb. 7: Intensiv deformierter saalezeitlicher Schluff und Feinsand nördlich von Klosterdorf (R: 3430560, H: 5828844)

Fig. 7: Intensely deformed silts and fine sands of Saalian age north of Klosterdorf

3.2 Die Staubeckenablagerungen im Bereich der Brandenburger Eisrandlage südlich von Teupitz-Egsdorf

Schon auf Grund ihrer flächenhaften Verbreitung nehmen die Stauwassersedimente an der Brandenburger Eisrandlage südlich von Teupitz-Egsdorf eine Sonderstellung ein. Sie stehen – mit Unterbrechungen – über eine N-S-Erstreckung von 750 m an. Ihr südliches Ende befindet sich auf dem Top der dortigen Endmoräne.

Die Beckensedimente werden vor allem aus hellen, gut sortierten, schwach karbonathaltigen Feinsanden aufgebaut. Es dominiert Horizontalschichtung (Abb. 8). Stratigraphisch werden sie trotz des dort fehlenden weichselzeitlichen Tills als jüngste hochglaziale Bildung angesehen. Abgesehen von der periglazialen Decke findet sich keine jüngere Überlagerung. Diskordant unterlagert werden sie ihrerseits von sehr heterogenem Material. Dabei handelt es sich einerseits um glazigen gestörte Sedimente, die aus Till, Schmelzwassersanden und älteren Stauwassersedimenten bestehen. Sie sind auffallend angewittert und ergeben so im Aufschluss einen starken Kontrast zu den überlagernden frischen Feinsanden. Andererseits schalten sich zwischen dem angewitterten Material und den Stauwasserbildungen lokal Schmelzwassersande und -kiese ein (Abb. 9). Letztere sind ebenfalls gestört. Das unregelmäßige Störungsmuster spricht hier eher für gravitative Umlagerungen. Die Oberfläche der unterlagernden Sedimente ist stark in Becken und Schwellen gegliedert. Während in den Becken die älteren Sedimente unter die Grabensohle abtauchen, stoßen sie auf den Schwellen mehrmals bis an die Oberfläche vor. Die überlagernden Stauwasserse-



- Abb. 8: Das Becken südlich von Teupitz-Egsdorf: Gestauchtes, angewittertes Material wird vor allem in den Senken von den Kamessanden überlagert. Im hinteren Teil des angewitterten Materials wurde das nachfolgende Foto geschossen (R: 3401647, H: 5774645).
- Fig. 8: The basin of Teupitz-Egsdorf: Weathered and pushed sediments are overlain by sandy kamedeposits. The following picture was taken from the backslope of the weathered material.



- Abb. 9: Deformierte Kiessande im Hangenden des verwitterten älteren Materials und im Liegenden der feinsandigen Kamesablagerungen. Südlich von Teupitz-Egsdorf (R: 3401647, H: 5774645)
- Fig. 9: Deformed gravely sands above the weathered material. They are overlain by the sandy kame deposits. South of Teupitz-Egsdorf

dimente haben dieses Relief deutlich nivelliert aber nicht völlig ausgeglichen.

Während synsedimentäre Deformationen stark zurücktreten, werden die Stauwasserbildungen von zahlreichen postsedimentären Störungen durchzogen. Es handelt sich dabei sowohl um Ab- als auch um Auf- und Überschiebungen (Abb. 10). Mit der Bildung der Störungen wurden die horizontalgeschichteten Sandpakete kleinräumig wechselnd schräg gestellt, z. T.



Abb. 10: Dehnungstektonik in den Feinsanden südlich von Teupitz-Egsdorf als Folge des Austauens von Toteisblöcken (R: 3401676, H: 5774714).

Fig. 10: Faults as a result of melting dead ice blocks. South of Teupitz-Egsdorf



- Abb. 11: Eiskeilpseudomorphosen in den Feinsanden südlich von Teupitz-Egsdorf. Beide Strukturen enden blind im Hangenden und sind damit synsedimentär. Das Profil wird von einer Aufschiebung gestört (R: 3401676, H: 5774714).
- Fig. 11: Ice wedge casts within the fine sands south of Teupitz-Egsdorf. The sharp border at the top of the structures indicates the synsedimentary nature of both casts. Additionally a fault is visible within the profile.

stehen sie saiger. Die Intensität der Störungen steht in einem deutlichen Zusammenhang zur Morphologie des Untergrunds. Sie konzentrieren sich vor allem auf die Übergänge von den Becken zu den Schwellen. Die Feinsandpakete sind dabei stets in Richtung der Becken gekippt worden.

Auffallend sind weiterhin Eiskeilpseudomorphosen innerhalb der Feinsande. Für ihre Länge – zum Teil durchziehen sie den größten Teil des Grabenaufschlusses – sind sie auffällig schmal ausgebildet. Wiederholt werden Pseudomorphosen von ungestörten Feinsanden überlagert (Abb. 11).



- Abb. 12: Schluffige Kamesablagerungen auf dem Top der Endmoräne südlich von Teupitz-Egsdorf. Rechts (Norden) werden die Schluffe von Feinsanden unterlagert (R: 3401508, H: 5774681).
- *Fig. 12: Silty kame deposits on top of the terminal moraine. To the rigth (North) the silts are underlain by fine sands.*

Das südlichste Vorkommen der Staubeckensedimente weicht von den beschriebenen Mustern deutlich ab. Einerseits ist es vor allem aus Grobschluffen aufgebaut und damit deutlich feiner. Andererseits befindet es sich direkt auf dem Top der Endmoräne, während die Feinsande weiter nördlich eher auf die Becken konzentriert sind (Abb. 12).

4. Die Staubeckenablagerungen im Altmoränenland

Der Lausitzer Grenzwall bildet auch für die Stauwasserablagerungen eine markante Grenze. Zwar wurden sowohl nördlich als auch südlich des Grenzwalls glazilimnische Ablagerungen regelmäßig angetroffen; allerdings in deutlich unterschiedlicher Aus- und Überprägung.

Nördlich des Grenzwalls sind praktisch alle Vorkommen von Staubeckensedimenten glazigen deformiert. Auffällig ist auch hier der deutlich größere Grad der Verformung im Vergleich zu benachbarten glazifluviatilen Serien, die lediglich moderat gestört sind. Stauwasserabsätze wurden vor allem im Becken- und Schwellengebiet nördlich von Luckau großflächig nachgewiesen. Meist handelte es sich um Schluffe und Feinsande. Rhythmisch geschichtete Ablagerungen fehlen. Neben chaotisch wirkenden Stauchungsstrukturen fanden sich sehenswerte Verschleppungen der Stauwasserablagerungen in Eisbewegungsrichtung (Abb. 13). Der warthezeitliche Till konnte nur in eng begrenzten Vorkommen nachgewiesen werden, wobei er sich nördlich von Luckau stets im Hangenden der Stauwassersedimente befand (Abb. 14).

Die glazilimnischen Ablagerungen südlich des Lausitzer Grenzwalls hingegen sind nicht oder allenfalls moderat gestört. Das gilt auch für die Ablagerungen, die im Liegenden des drenthezeitlichen Tills nachgewiesen wurden. Weiterhin wurden in diesem Gebiet mehrfach rhythmisch geschichtete Bändertone/-schluffe nachgewiesen.



- Abb. 13: Gestauchte und in Eisbewegungsrichtung (Süden = links) gestreckte glazilimnische Feinsande und Schluffe nördlich von Luckau-Rüdingsdorf (R: 3408496, H: 5750049)
- Fig. 13: Glaciolimnic fine sands and silts, deformed and stretched out in direction of ice movement. South, which corresponds to the direction of ice advance, is to the left. North of Luckau-Rüdingsdorf



- Abb. 14: Gestauchte Schluffe im Liegenden des Tills nördlich von Luckau-Rüdingsdorf; der Till wird von periglazial-äolischen Sanden überdeckt (R: 3408949, H: 5748923)
- Fig. 14: Deformed glaciolimnic silts beneath till to the North of Luckau-Rüdingsdorf. The series is overlain by aeolian sands.

Auffällig war das gehäufte Vorkommen glazilimnischer Ablagerungen nördlich und südlich von Finsterwalde, während westlich der Stadt die Trasse ein Schwellengebiet mit Tertiär bzw. mit glazifluviatilem Quartär querte. Die Bändertone um Finsterwalde gehören in zwei stratigraphische Horizonte, da sie sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des Tills beobachtet wurden. JUSCHUS et al. (2011) stufen den Till nach den Geländebefunden als drenthezeitlich ein.

Um Sonnenwalde-Dabern, Heideland-Drößig und Sonnenwalde-Pießig wurden im Liegenden des Tills Bändertone



Abb. 15: Bänderton (18 Warven) im Liegenden des drenthezeitlichen Tills bei Finsterwalde-Drößig (R: 3408523, H: 5717813)

Fig. 15: Varved clays (18 varves) below a Drenthian till at Finsterwalde-Drößig

dokumentiert; bei Pießig sind auch etwas gröbere, schluffigsandige Stauwasserablagerungen mit Horizontal- und Rippelschichtung ausgebildet. Die Bändertone sind bis zu 70 cm mächtig, wobei die Mächtigkeit der Warven zwischen 0,5 und 4 cm schwankt (Abb. 15). Warvenzählungen erbrachten zwischen 18 und 35 Warven. Sie unterlagern direkt den Till. Während der Hauptteil der glazilimnischen Absätze nahezu ungestört ist, ist eine bis zu 15 cm mächtige Grenzzone zum überlagernden Till deformiert bis homogenisiert (Abb. 15). Auch im Liegenden können bis zu 10 cm der Sedimente massiv ausgebildet sein. Unterlagert werden die Bändertone von glazifluviatilen Sanden, z. T. auch Kiesen.

Glazilimnische Sedimente im Hangenden des Tills wurden lediglich nördlich von Pießig festgestellt (Abb. 16). Sie sind dort als Bändertone ausgebildet. Im Vergleich zu den Staubeckensedimenten in seinem Liegenden fällt ihre deutlich größere mittlere Warvenmächtigkeit auf, die zwischen 2 und 5 cm liegt. Zum Hangenden sind diese Bändertone zunehmend periglazial verwürgt und ca. 1,5 m unterhalb der Erdoberfläche vollständig entschichtet und entkalkt. Überlagert werden sie noch von massiven Sanden, zum Teil auch Kiesen.

Das Bändertonbecken von Staupitz (Gemeinde Gorden-Staupitz) mit seinen sehenswerten Warven befindet sich unmittelbar am östlichen Ortsrand. Für die Interpretation des Ablagerungsraums ist entscheidend, dass sich das Beckenzentrum heute in morphologischer Hochlage befindet. Die Bändertone werden nach Norden innerhalb weniger dutzend Meter zunehmend gröber und unregelmäßiger. Sie tauchen 150 m nördlich des Beckenzentrums unter glazifluviatilen Sanden ab. Till konnte im Beckengebiet nicht nachgewiesen werden.

Insgesamt wurden im Becken 36 Warven sicher ausgezählt. Aufgrund der Verwürgung und Entschichtung im Hangen-



Abb. 16: Bänderton im Hangenden des drenthezeitlichen Tills bei Sonnenwalde-Pieβig (R: 3408117, H: 5726326)

Fig. 16: Varved clays (18 varves) above a Drenthian till at Sonnenwalde-Pießig

den muss aber ursprünglich mit mehr abgelagerten Warven gerechnet werden. Die Warven sind schluffig-tonig, vollständig karbonatfrei und bestehen zu einem großen Teil aus resedimentiertem Tertiär (Abb. 17). Das wird vor allem im nördlichen Beckenteil augenfällig, in dem sich die Bändertone zunehmend mit Schluffen und Feinsanden verzahnen. Vor allem die Feinsande und Schluffe wirken dann wegen des hohen Braunkohlegehaltes schwarz.

Im Beckenzentrum finden sich zwischen den Warven immer wieder Sandlagen; sie sind zwischen weniger als einem und 35 cm mächtig. Meist sind sie massiv, zum Teil enthalten sie aber auch Linsen anderen Materials. Gedeutet werden die Sandlagen als Ablagerungen von Massenbewegungen. Belegt wird dies durch die Verzahnung der Sandlagen mit deformierten Warven (Abb. 18). Das Deformationsmuster der Warven und das Ausdünnen mehrerer Sandlagen von Süd nach Nord spricht für einen Haupteintrag der Massenbewegungen aus südlicher Richtung.

Im Hangenden wird die Abfolge der Bändertone durch weitgehend ungeschichtete Sande abgeschlossen. Sowohl in den Sanden als auch im unterlagernden Bänderton hat sich eine kräftige Eiskeilpseudomorphose ausgebildet (Abb. 19).



- Abb. 17: Bändertone am östlichen Ortsrand von Staupitz (Gemeinde Gorden-Staupitz). Massive Sandlagen (braunrot oder hellgrau) in den feingeschichteten Tonen werden auf Massenbewegungen zurückgeführt (R: 3408695, H: 5709639).
- Fig. 17: Laminated clays at the eastern outskirts of the village of Staupitz. Massive sand beds (reddishbrown or light grey) in the laminated clays represent gravitational mass-transport deposits.



- Abb. 18: Detail aus Abb. 17: Durch eine Massenbewegung gefaltete und teilweise zerlegte Warve, vergesellschaftet mit einer massiven Sandlage. Letztere enthält vereinzelte Tonklasten.
- Fig. 18: Detailed view of Fig. 17: As a result of a mass movement event a single varve was folded and partly brecciated. It is accompanied by a massive sand layer. The sand contains some clasts of clay.



Abb. 19: Eiskeilpseudomorphose in den Bändertonen und dem überlagernden Sand bei Staupitz (R: 3408695, H: 5709639)

Fig. 19: Ice wedge cast within the varved clays and the overlaying sand near Staupitz

5. Diskussion und stratigraphische Stellung der Stauwassersedimente

Die Armut an Staubeckensedimenten im Jungmoränenland zwischen der Pommerschen und der Brandenburger Eisrandlage wird mit der morphologischen Situation der Platten erklärt. Einerseits erheben sich die Hochflächen deutlich über ihr Umland und ermöglichten so eine schnelle Drainage der Schmelzwässer in die Urstromtalungen. Andererseits besitzen die meisten Grundmoränenflächen in diesem Gebiet nur vergleichsweise wenige geschlossene Hohlformen, die beim Niederschmelzen als Bildungsraum für glazilimnische Sedimente in Frage kommen. Die Beckensedimente bei Prötzel, eine der wenigen Ausnahmen, verdanken ihre Entstehung der Position innerhalb einer glazialen Rinne.

Die proglazialen Stauwasserbildungen (Klassifikation nach BRODZIKOWSKI & VAN LOON 1993) im Liegenden des weichselzeitlichen Tills sind nicht so sehr glazilimnische Sedimente sondern eher feinkörnige Serien innerhalb der gröberen glazifluviatilen Vorschüttsedimente. Feine Einschaltungen in den proglazialen Sanden sind im Jungmoränenland der Brandenburg-Phase relativ weit verbreitet (vgl. HERMSDORF 2000) und keinesfalls nur auf die hangenden Bereiche der Vorschüttsedimente beschränkt, die im Graben aufgeschlossen waren.

Die älteren Staubeckensedimente, die aus dem Untergrund die Grabensohle erreichen, werden als saalezeitlich eingestuft. Die beobachtete, ebenfalls saalezeitliche Stauchung entspricht den von HANNEMANN (2005) und JUSCHUS (2003) beschriebenen Sachverhalten. Die intensive Deformation der Beckensedimente verhindert allerdings eine Rekonstruktion ihres Ablagerungsmilieus. Ebenfalls in diesen Kontext gehören die gestauchten Stauwasserabsätze im Altmoränenland nördlich der Warthe-Eisrandlage.

Das Becken an der Brandenburger Eisrandlage südlich von Teupitz-Egsdorf ist ein proglaziales bis terminoglaziales Becken. Es entstand, als der weichselzeitliche Gletscher von der Endmoräne zurückzuschmelzen begann. Das Vorkommen auf dem Top der Endmoräne ist nach dieser Interpretation etwas älter als die nördlicher und tiefer gelegenen Feinsande. Die intensive Beeinflussung der Sedimentation durch Toteiskörper spricht für den Kamescharakter der Ablagerungen. Die synsedimentären Eiskeilpseudomorphosen belegen ein rasches Durchfrieren der Ablagerungen, wahrscheinlich verbunden mit einem winterlichen Trockenfallen des Beckens. Kames sind im Verlauf der Brandenburger Eisrandlage mehrfach beschrieben bzw. kartiert worden (vgl. HERMSDORF 2004).

Die Bändertone im drenthezeitlichen Vereisungsgebiet südlich des Lausitzer Grenzwalls stehen in enger Beziehung zum entsprechenden Till und sind daher kurz vor der Eisbedeckung bzw. kurz nach dem Eisfreiwerden zur Ablagerung gekommen. Vor allem die Bändertone im Liegenden des Tills zeigen deutliche Parallelen zu den Bändertonen um Leipzig, die dort im Liegenden des elsterzeitlichen bzw. saalezeitlichen Tills vorkommen (vgl. EISMANN 2002).

Das Becken von Staupitz bereitet auf Grund des fehlenden Tills Schwierigkeiten bei der stratigraphischen Einstufung. Ein drenthezeitliches Alter wird wegen der fehlenden Tillüberdeckung des Vorkommens – auch eine Geschiebestreu fehlt – als wahrscheinlich angesehen. Die Kuppenposition deutet auch hier auf Kamesablagerungen hin, da die umgebenden tieferen Gebiete eisbedeckt gewesen sein müssen. Unklar bleibt hier allerdings das Fehlen von toteisbedingten Abschiebungen. Die häufigen Massebewegungsablagerungen in den Bändertonen belegen instabile Verhältnisse an den Beckenrändern bei insgesamt ruhiger Sedimentation im Beckenzentrum.

Danksagung

Der Autor möchte sich auf diese Weise bei allen beteiligten Personen und Institutionen bedanken, die die Arbeit an diesem Artikel unterstützten. Das betrifft insbesondere die WINGAS GmbH & Co. KG, die die Arbeiten am Trassenaufschluss ermöglichte und auch finanziell förderte. Für fachliche Hinweise und die kritische Durchsicht des Manuskripts bedanke ich mich bei Robert Bussert, Slawomir Kowalski, Norbert Schlaak und Jaqueline Strahl.

Zusammenfassung

Beschrieben werden ausgewählte Vorkommen glazilimnischer Ablagerungen südlich der Pommerschen Eisrandlage, die im Zuge des Baus der OPAL-Erdgasleitung bis an die südliche Landesgrenze Brandenburgs aufgeschlossen waren. Echte Bändertone fehlen zwischen der Pommerschen und der Brandenburger Eisrandlage weitgehend. Lediglich die den Till unterlagernden proglazialen Sande enthalten regelmäßig feinsandig-schluffige Stauwasserablagerungen. Das mit Feinsanden und Schluffen gefüllte Stauwasserbecken an der Brandenburger Eisrandlage bei Teupitz-Egsdorf wird als Kames interpretiert. Sowohl im Jungmoränenland als auch knapp nördlich der Warthe-Eisrandlage finden sich intensiv gestauchte, saalezeitliche Beckensedimente. Im drenthezeitlichen Vereisungsgebiet finden sich Bändertone sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des entsprechenden Tills. Die drenthezeitlichen Bändertone von Staupitz werden ebenfalls als Kamesablagerungen aufgefasst.

Summary

This article is focused on glaciolimnic deposits, which were found along the construction trench of the Brandenburgian sector of the OPAL-gas pipeline to the South of the Pomeranian ice extent. While varved clays are almost absent within the young moraine area, the proglacial sands beneath the till contain a number of finer series mainly composed of silt. The glaciolimnic basin of Teupitz-Egsdorf, directly located at the Brandenburg ice extent is interpreted as a Kame. Glaciotectonically deformed glaciolimnic deposits of Saalian age were frequently observed not only within the old moraine sector but within the young moraine sector of the pipeline trench as well. In the southern part of Brandenburg, formed during the Drenthe Ice advance, varved clays were repeatedly recorded both, above and beneath the Drenthe-Till. The varved clay-basin near Staupitz is interpreted as a Kame-basin as well.

Literatur

- BRODZIKOWSKI, K. & A. J. VAN LOON (1991): Glacigenic Sediments. – Dev. in Sedimentology **49**, 674 S., Amsterdam, Oxford, New York, Tokio
- EISMANN, L. (2002): Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon–Anhalt, South Brandenburg, Thuringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. – Quaternary Science Reviews **21**, S. 1275 – 1346, Amsterdam
- HANNEMANN, M. (2005): Der Bad Freienwalde–Frankfurter Stauchungszug und die Entstehung der Oderbruchdepression. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **12**, 1-2, S. 143 – 152, Kleinmachnow

- HERMSDORF, N. (2000): Die Sandgrube Niederlehme ein klassischer Aufschluß des Rixdorfer Horizontes. – Brandenburgische Geowiss. Beitr. **7**, 1-2, S. 173 – 181, Kleinmachnow
- HERMSDORF, N. (2004): Geologische Übersichtskarte 1:100 000 mit Beiheft – Kreis Teltow-Fläming. – LGRB Brandenburg, Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg, Kleinmachnow, Potsdam
- Höhlschen, M. (2011): Allgemeine Informationen zur Erdgasfernleitung OPAL (Ostsee-Pipeline-Anbindungs-Leitung) – Abschnitt Brandenburg. – Brandenburg. geowiss. Beitr. 18, 1-2, S. 3 – 8, Cottbus
- JUSCHUS, O. (2003): Das Jungmoränenland südlich von Berlin – Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung zwischen Unterspreewald und Nuthe. – Berliner Geographische Arbeiten 95, 152 S., Berlin
- JUSCHUS, O., SCHLAAK, N., BAURIEGEL, A., KOWALSKI, S. & R. BUSSERT (2011): Geologische und bodenkundliche Untersuchungen entlang der Erdgasleitung OPAL in Brandenburg – erste Ergebnisse. – Brandenburg. geowiss. Beitr. 18, 1-2, S. 29 – 70, Cottbus
- JUSCHUS, O. & N. SCHLAAK (2011): Klassifikation und Aufbau ausgewählter Vorkommen glazilimnischer Sedimente nördlich der Pommerschen Eisrandlage im brandenburgischen Abschnitt der Erdgasfernleitung OPAL. – Neubrandenburger Geologische Beiträge 11, S. 29 – 44, Neubrandenburg
- LITT, T., BEHRE, K. E., MEYER, K. D., STEPHAN, H. J. & S. WANSA (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal) 56, 1-2, S. 7 – 65, Stuttgart

Anschrift des Autors:

Dr. Olaf Juschus Hochschule für Nachhaltige Entwicklung Eberswalde Fachbereich Landschaftsnutzung und Naturschutz Friedrich-Ebert-Straße 28 16225 Eberswalde olaf.juschus@hnee.de

Aus dem Landesamt

Zusammenarbeit mit dem Polnischen Geologischen Institut neu vereinbart

Im Rahmen eines Besuchs des Präsidenten des Landesamtes für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg (LBGR) beim Polnischen Geologischen Institut (PGI-NRI) in Warschau wurde am 05.10.2011 ein neuer Forschungskooperationsvertrag zwischen beiden Einrichtungen unterzeichnet. Beide Seiten bekräftigten damit einerseits die erfolgreiche bisherige Zusammenarbeit und brachten andererseits zum Ausdruck, dass die Aufgabenfelder zwischenzeitlich viel breitgefächerter sind und sprichwörtlich aus geologischer Sicht weiter in die "Tiefe" gehen müssen.

So umfasst die neue Vereinbarung neben der Weiterführung der grenzübergreifenden geologischen Kartierung i. M. 1 : 50 000 den Austausch von Erfahrungen und Arbeitsergebnissen auf dem Gebiet der Hydro- und Tiefengeologie und hier speziell der Erkundung und Erschließung tieferer geologischer Potenziale.

Die neuen Betätigungsfelder wurden durch die Organisation von Arbeitstreffen zwischen PGI-NRI und LBGR im laufenden Jahr 2012 untersetzt.

Neben den zuständigen Fachbereichen des PGI-NRI in Warschau sind auch direkt die zuständigen Regionalstellen in Stettin und Breslau mit einzubeziehen.

Die federführende Vorbereitung und Durchführung dieser Termine lag in der Verantwortung der Leiterin der Abteilung Geologie des LBGR. Ein erstes Treffen mit Vertretern aus dem PGI-NRI Warschau und Breslau hatte den Beginn der Zusammenarbeit auf dem Gebiet der hydrogeologischen Kartierung zum Inhalt. Herr Prof. Dr. Sadurski und Kollegen wurden am 10.04.2012 im LBGR begrüßt. Nach Vorstellung der Arbeitsaufgaben des LBGR durch Herrn Dr. Obst und Frau Seidemann präsentierte das Dezernat Hydrogeologie seine Aufgabenfelder mit den Schwerpunkten hydrogeologische Kartierung und Arbeit mit dem Genesemodell. Das PGI-NRI berichtete bezüglich der Beschreibung der Grundwasserkörper im grenznahen Gebiet, zum bergbaubezogenen Messnetz und zu Untersuchungsergebnissen der Isotopenanalyse und des Sulfatgehalts der Grundwässer. Es wurde vereinbart, an einem Beispiel in der Region Guben/Peitz eine erste gemeinsame grenzübergreifende hydrogeologische Karte i. M. 1: 50 000 mit den entsprechenden geologischen Schnittdarstellungen zu erarbeiten.

Am 26.04.2012 fand ein Arbeitstreffen mit Vertretern des PGI-NRI Warschau und Breslau zum Thema Tiefengeologie und Nutzung geothermischer Potenziale statt, anlässlich dessen Herr Prof. Dr. Jarosinski und Kollegen am Forschungsstandort Groß Schönebeck begrüßt werden konnten. Das Geoforschungszentrum Potsdam gestaltete den ersten Teil



Abb. 1: Besichtigung der Forschungsbohrung Groß Schönebeck; Frau Dr. Moeck stellt die Anlage des GFZ vor (Foto: N. Schlaak)



Abb. 2: Besuch im PGI-NRI Stettin am 08.05.2012 (Foto: N. Schlaak)

des Tages. Neben Fachvorträgen zur Exploration von geothermischen Ressourcen im norddeutschen Becken und der Vorstellung eines geplanten Vorhabens zur petrothermalen Energiegewinnung in Sachsen wurde das Projekt der Forschungsbohrung am Standort Groß Schönebeck selbst nebst der geologischen Situation erläutert und die Übertageinstallation besichtigt (Abb. 1). Der zweite Teil des Treffens wurde für intensive Gespräche zwischen den Beteiligten genutzt. An dieser Stelle sei den Vertretern des GFZ Potsdam – Frau und Herrn Dr. Förster sowie Frau Dr. Moeck – für die fachliche Mitwirkung und logistische Unterstützung gedankt.

Ein weiterer Termin am 08.05.2012 in Stettin hatte die Fortführung der grenzübergreifenden Blattkartierung i. M. 1 : 50 000 zum Inhalt. Die Vertreter des LBGR, Herr Dr. Schlaak, Herr Kowalski und Frau Seidemann, wurden von der Leiterin der Regionalstelle des PGI-NRI in Stettin, Frau Relisko-Rybak und Herrn Dr. Piotrowski begrüßt (Abb. 2). Im Mittelpunkt der Gespräche stand jedoch die Vorbereitung der Internationalen Konferenz zur Stratigrafie des Pleistozäns in Polen, die vom 03. – 07.09.2012 in Cedynia stattfindet und für die das LBGR die fachliche Gestaltung eines Exkursionstages auf deutscher Seite übernommen hat.

Angelika Seidemann

S. 29 – 42

Aktuelle Informationen zur stratigraphischen Zuordnung eustatisch und tektonisch kontrollierter Ablagerungssequenzen des Zechsteins im Rahmen der plattentektonischen und paläogeographischen Situation zwischen Gondwana und dem geotektonischen Puzzle Europas

Present information on the stratigraphic correlation of the depositional sequences of the Zechstein group, and eustatic and tectonical controled systems tracts considering of plate tectonic framework and paleogeographic relations between Gondwana and European terranes

MICHAEL GÖTHEL

Einleitung

Gegenwärtig rücken infolge Rohstoffverknappung und -preisexplosion die Ablagerungen des Zechsteins auch im Land Brandenburg verstärkt in den Fokus des wirtschaftlichen Interesses. In der basalen Werra-Formation und des unmittelbar unterlagernden Oberrotliegenden begünstigen sie als geochemische Barriere die bruchtektonisch-hydrothermal kontrollierten polymetallischen Vererzungen vom Typ Kupferschiefer einschließlich liegendes Sanderz und hangendes Karbonaterz (vgl. KOPP, HERRMANN & HÖDING 2008). In porösen, partiell verkarsteten Karbonatsandbarren- und kavernösen Karst-Anteilen des Staßfurtkarbonats befinden sich tektonisch und diagenetisch kontrollierte Anreicherungen von Kohlenwasserstoffen. Die in Salzkissen akkumulierten Steinsalze der Staßfurt- und Leine-Formation können bei geeigneter Barrierewirkung ihres Deckgebirges für die Kavernenspeicherung von Erdgas und zur Endlagerung von Schadstoffen genutzt werden. Nicht zu vergessen sind die Kalisalzflöze selbst sowie in Salzkristallgittern möglich eingebaute seltene Elemente. Dabei ist die detaillierte Kenntnis der Ablagerungen des Zechsteins und der Rohstoffgenese zur Vorhersage wirtschaftlicher Lagerstätten und für den Bergbau Voraussetzung.

Mit weiter entwickelten und neuen Untersuchungsmethoden wurden in jüngster Vergangenheit (HERMANN 2010) und werden gegenwärtig im Bohrkern- und Probenarchiv des Landesamtes für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg (LBGR) an ausgewählten Kernstrecken von Industrie und Forschung Ergebnisse gewonnen, die zum Kenntnisfortschritt über die Ablagerung des Zechsteins beitragen. Dieser Artikel resultiert aus einem Vortrag des Autors, der während eines gemeinsamen Workshops der Universität Potsdam, des Bureau of Economic Geology Mudrock Systems Research Laboratory (MSRL) und dem LBGR am 31.05.2012 gehalten wurde.

Geotektonische und paläogeographische Situation während der Ablagerung des Zechsteins

Das Germanische Zechstein-Becken entwickelte sich aus der

Variszischen Vorsenke auf den kontinentalen Krusteanteilen Ost-Avalonias (Rhenoherzynikum), peribaltischer Terranes (Rügen-Pomorze-Kaledoniden, Łysogóry, Małopolska und Brunovistulikum) und Baltikas (KALVODA et al. 2008, MUNTEANU & TATU 2003, PHARAO & TESZ PROJECT CORE GROUP 2000, STAMPFLI & BOREL 2002, VAIDA, SEGHEDI & VERNIERS 2005, SZANIAWSKI 2008, VALVERDE-VAQUERO et al. 2000; Abb. 1). An seinem Südrand liegt es über variszischen Extramontanen Becken, die in die Variszische Vorsenke münden (GAITZSCH et al. 1998). Dort kommen südlich der Mitteldeutschen Kristallinzone Terranes Perigondwanas, hauptsächlich Saxothuringikum, als Krustenanteile hinzu. Die Transgression des epikontinentalen Zechstein-Meeres (Abb. 2) erfolgte als eustatisches Ereignis aus der heutigen Arktik über den Barentsmeer-Schelf und das Arktische Riftsystem (Proto-Atlantik) in das Norwegisch-Dänische Bekken (Northern Permian basin) und über den Zentralgraben in das Norddeutsch-Polnische Becken (Southern Permian basin). Über diesen Weg erfolgten bereits Ingressionen zur Zeit der Ablagerung des Oberrotliegenden II und zu Beginn der Ablagerung der Rambow- bzw. Dethlingen-Formation in einen nach den Altmark-III-Bewegungen angelegten Salzsee (Legler & Schneider 2008). Marine Bilvalven, z. B. Liebea reichei, geborgen aus der zweiten Havarieablenkung der Bohrung Rhinow E Rhi 5h2/71 in West-Brandenburg, gelangten so mit der Niendorf-Transgression schon vor der Ablagerung des Zechsteins in die Hannover-Formation des Norddeutsch-Polnischen Beckens. Während des Meeresspiegelhochstandes 2. Ordnung (STROHMENGER, ROCKEN-BAUCH & WALDMANN 1998) gab es während der Ablagerung des Kupferschiefers und untersten Zechsteinkalks (Dachflöz und Productus-Bank; Abb. 3) in der Werra-Formation höchstwahrscheinlich eine Verbindung über die Ostkarpathen (Carpații Orientali) zum Paläotethys-Schelf (SCHNEIDER et al. 2010) der Skythischen Plattform, die wie im Oberen Buntsandstein einen Faunenaustausch ermöglichte (Abb. 2). Aufgrund der Lage des Germanischen Zechstein-Beckens zwischen dem 10. und 20. Breitengrad nördlich des Äquators waren aride Klimaverhältnisse (Roscher & Schneider 2006) bestimmend, die immer wieder die Eindampfung des mehrmals transgredierten Meeres verursachten.



- Abb. 1: Geotektonische Situation Europas im Ober-Perm:

 Position der kontinentalen Krustenplatten, paläozoisch akkretionierter Terranes und Interpretation des Verlaufs

 der sie begrenzenden Suturzonen sowie Lage der sich schließenden Paläotethys und der sich öffnenden Neotethys
- Fig. 1: Upper Permian geotectonic Situation of Europe: Position of the different continental crustal plates, Paleozoic accretionary terranes, and interpretation of their collisional sutur direction as well as area of the closuring Paleotethys and opening Neotethys (according to ADAMIA et al. 2011, GEE et al. 2008, HOEPFFNER, SOULAIMANI & PIQUE 2005, KALVODA et al. 2008, MUNTEANU & TATU 2003, PHARAO & TESZ PROJECT CORE GROUP 2000, RIBEIRO et al. 1996, RUBAN, AL-HUSSEINI & IWASAKI 2007, STAMPFLI & BOREL 2002, SZANIAWSKI 2008, VAIDA, SEGHEDI & VERNIERS 2005, VALVERDE-VAQUERO et al. 2000, ZIEGLER 1990)



- Abb. 2: Paläogeographische Situation Europas im Ober-Perm: Position des Germanischen Zechstein-Beckens, des Arktischen Rift-Systems und Schelfs sowie weiterer Ablagerungsgebiete mit ihren hauptsächlichen Ablagerungsmilieus sowie geotektonisch akkretionierten und aktiven Zonen
- Fig. 2: Upper Permian paleogeographic Situation of Europe: Position of the Germanic Zechstein basin, the Arctic rift system and continental shelfs, and further depositional areas with their mainly environments as well as geotectonical accretionary and active zones (according to ADAMIA et al. 2011, GEE et al. 2008, HOEPFFNER, SOULAIMANI & PIQUE 2005, KALVODA et al. 2008, MUNTEANU & TATU 2003, PHARAO & TESZ PROJECT CORE GROUP 2000, RIBEIRO et al. 1996, RUBAN, AL-HUSSEINI & IWASAKI 2007, STAMPFLI & BOREL 2002, SZANIAWSKI 2008, VAIDA, SEGHEDI & VERNIERS 2005, VALVERDE-VAQUERO et al. 2000, ZIEGLER 1990)

1	klassische Glie	derung der	Formationen in Schichtglie	der	Litho- strat.		Eusta	tik	strat.
abkha	Plattform Lagune	Barre	Becken Hang & Becken bzw. Werra-Fulda-Randbecker	klassische Kürzel	Formation	Z 3. C	yklen Ordnung	Zyklen 2. Ordn.	Stufe Alter in Ma
	1		Atolohin Masheedfalaa Mit?				In 1	c	
sand sand sanU" alan	"Obere Schl "Obere Schl Iges Aquivalent - Hor e Tonstein-Schluftsle m Trankoper Schluftsle "Amule", "Juri Population	(ATD) uffsteinzone* izont in-Sandstein-V in-	Vechsetfolge"	Conchroitriaven Conchroitriaven Familiere cf. yecchigianica E. verzitojamica	Calvörde ca. Permi	HST		ansgressio	Cries-
erer Bröck	etschiefer "Un	laro	Brocketschiefer-Aquivalent	Parson B2			D- 0	Ë.	
erer Bröck	schiuffs	teinzone"	Moltoantivdrit	B1/A7r	Fulda	TST	P2 0		
issandste	in Malchin-Sa	ndatein Nh2 mastoloe, Mt1-	Möllosteigentz	Constantiation		0.000			
	Contraction of the state	Community of	filestandalaurealz	Na6	Edenland	-			
			Citemer Onweron	48	Friesland	LST			D D
			Street out of the Association of the Association	45	Ohre				<u> </u>
~		~	Allersteinsaiz	Na4	Aller	HST	Chang 3		ghs
			Peomatitanhydrit	A4		TST	D-7		Ē
		Roter Satra	on mit Obersten Leinesteinsalz	T4	-		PZ /		a D
	Mi Anhydritmittelsa	tteres Leineste Iz mit Kaliflóz R	insatz iodel)	Na3r/A3r/		LST			2
\sim		1	Kaliflöze Ronnenberg	K3			Chang 2		0
			Unteres Leinesteinsalz	Na3		HST		e	-
			Hauntanhydell	A3	Leine	TST	Pz 6	essio	
22.23						LST	Chang 1	l l	254.3
\sim	Plattendolomit C	Cia3	Grauer Salzton T3	Ca3/T3		HST	cinding 1	Re	
			Gebänderter Deckanhydni	A2r	-	TST	Pz 5		f
			Deckateinsəlz	Na2r		LST			
		-	Kalifoz Stallfurt	82	-		Wuch 2		
			Cla0fortetaisasta	NI-2	1	HST			
			Statsturtsteinsatz	Naz			-		
(car	Karbonatsar bonatic lowstand	ndbarre wedge)	Basalanhydm A2	A2	Staßfurt	LST	Pz 4		b
Culm	itinkkalk Aquivatent Acchur Sandstein	Hauptdo	iomit Staßfurtkarbonat Ca2 Stinkschiefer Ca2	Ca2		HST	D	ssion	apir
1	on Zechippach Anh	ydritwall	Oberet Wernanhadut A1	A18		151	PZS	Jre	=
	Contract British	berer Warmton Oberon V	T 17 Verranteinsetz	Notekte		LOT	1×1	ISC	2
Mittlerer Werna-	r Werraton T1β Werra-	Martin Ulate	unia Wertsteinsalz Uniteres Wertsteinsalz N Uniteres Wertsteinsalz N	Catd/Ata/		LOI	che Ak	Trar	5
Ca1d	Na1	Werraanb	ydnit A1a Randbeckens Antyydniknotenachiefer	Na1/K1	Werra	TST	Pz 2 Pz		
Knoller Unin Zochst Interet	imerget Ca1p2 or completer blokelik Ca1b1 or Marget Ca1b1	Haup	tkatk Zechsteinkalk Ca1 el Catim	Ca1	Memilina	LST	- bruchte		
Kupfe	rschiefer T1a	Kupferme	rgel T1 Kupferschiefer T1	T1	Mesogondoiella Initianica		PZ 1		
Mul	Samplings -Zectiskeink	unglemeral zik	Cmit Sturnkidsbarren	5 z1C/S	1.	IST	Worth 1-		259.8
ka	ntengerundete (Gerölle	Tonstein, Tonn	nergelstein		An	hydrit	A Mi	rbeitsstar chael Gö 29.08.201
Sa	ndstein		Kalkstein, Kalk	mergelstein		Ste	einsalz		

Stratigraphischer Kenntnisstand und Abgrenzung des Zechsteins zum Rotliegenden und zum Buntsandstein

Die lithostratigraphische Gliederung der Ablagerungen des Zechsteins (Abb. 3) geht vorrangig auf Eindampfungszyklen zurück (RICHTER-BERNBURG 1955a, 1955b, ZENTRALES GEOLO-GISCHES INSTITUT 1980, KIERSNOWSKI et al. 1995). Zu den Zyklen RICHTER-BERNBURGS (1955b), die der Werra-, Staßfurt-, Leineund Aller-Formation entsprechen, kamen Ohre-Zyklus (REI-CHENBACH 1963) bzw. Ohre-Formation sowie Friesland- und Fulda-Formation hinzu (SUBKOMMISSION PERM-TRIAS 2011).

Die Basis des Zechsteins wurde bereits 1815 von FREIESLEBEN begründet. Er schreibt dazu: "Beynahe alle bisherige Schriftsteller übergehen das Weißliegende entweder ganz, oder geben unvollständige Bestimmungen davon, oder sie betrachten es als oberste Schicht des Roth Liegenden." Genau das vollzog sich auch mit dem Beschluss Nr. 53 der Subkommission für Perm-Trias-Stratigraphie in der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK): "Die Zechstein-Gruppe setzt mit der Basis des Unteren Werra-Tons (Kupferschiefer und seine Äquivalente) ein" (SUBKOMMISSION PERM-TRIAS 2011; vgl. Abb. 3). Eine der Begründungen für diese Festlegung war, dass man nicht genau wisse, ob die Schichten im Liegenden des Kupferschiefers marin oder nicht-marin sind. Damit wird jedoch ignoriert, dass unter dem Kupferschiefer Schichtglieder mit flachmarinem Gefügeinventar (Taf. 1, Fig. c, d) und marinen Fossilien (HAUBOLD & SCHAUMBERG 1985) - der "Productus cancrini"-Fauna mit Cancrinella germanica (HROUDA & BRANDT 2005; Taf. 1, Fig. a) - lagern. Während Freiesleben (1815) und Meinike (1911) die Zechstein-Basissedimente unter dem Kupferschiefer als "Weißliegendes" zusammenfassen, kann man in erster Linie aus Sturmkiesbarren aufgebaute konglomeratische Sandsteine als Zechsteinkonglomerat (Taf. 1, Fig. d) von Weißliegendsandsteinen (Taf. 1, Fig. c) mit Beulenschichtung (Hummocky Cross-Stratification, HCS) unterscheiden (SCHNEIDER et al. 2010). Ob die Zechstein-Basis als Zechsteinkonglomerat oder Weißliegendsandstein ausgebildet ist, hängt hauptsächlich vom Ausgangsmaterial der aufgearbeiteten Unterlage ab und kann deshalb lateral auf engstem Raum, wie um Gera und im Gebiet des Erkundungsobjekts Kupfer Spremberg wechseln (Taf. 1, Fig. a, b, c, e, f). Das Zechsteinkonglomerat kann außerdem nach oben und lateral in Kalksandsteine und sandige Kalksteine mit marinen Bivalven übergehen, die um Gera in Thüringen bergmännisch als Mutterflöz bezeichnet werden. In Niederschlesien, in der Jerzmanice-Mulde (Hermsdorfer Mulde) als Südost-Ausbiss der Nordsudetischen Kreidemulde zwischen Góry Kaczawskie (Bober-Katzbach-Gebirge) und dem Vorsudetischen Block des Saxothuringikums folgt über dem Zechsteinkonglomerat der 2,4 bis 5,0 m mächtige Basalkalk. Darüber kann weiterhin der 1,0 bis 5,5 m mächtige "Fleckenmergel" vom überlagernden, 2,0 bis 4,3 m mächtigen "Kupfermergel" unterschieden werden (ZIMMERMANN 1936, HAUBOLD & SCHAUMBERG 1985). Im Bereich der Vorsudetischen Monoklinale - vom Vorsudetischen Block in das Norddeutsch-Polnische Becken - lagert zwischen dem Weißliegendsandstein und dem Kupferschiefer der als "Grenzdolomit" bezeichnete Basalkalk mit Fossilien, die denen des Mutterflözes gleichen (HAUBOLD & SCHAUMBERG 1985). Letztendlich ist dem Bergmann und eigentlich jedem logisch Denkenden somit nicht vermittelbar, das Zechsteinkonglomerat gehöre nicht mehr zum Zechstein, sondern zum Rotliegenden.

Durch die Korrelation der ehemaligen "Unteren und Oberen Übergangsfolge" bzw. des Unteren Bröckelschiefers (Abb. 3) mit zwei weiteren Evaporit-Zyklen aus dem Beckeninnern des Norddeutsch-Polnischen Beckens im Gebiet Schleswig-Holsteins und der Nordsee kamen zur ehemaligen "Werra-", "Staßfurt-", "Leine-", "Aller-" und "Ohre-Folge" noch die "Friesland-" und "Mölln-Folge" mit dem Frieslandton T6, (ehemaliger "Oberer Ohreton"), Frieslandanhydrit A6 (ehemaliger "Oberer Ohreanhydrit"), Frieslandsteinsalz Na6, Möllnsteinsalz Na7 und dem Möllnanhydrit A7r als Äquivalent des Unteren Bröckelschiefers B1 hinzu. Mit der Ausgliederung der "Übergangsschichten" oder "Unteren und Oberen Übergangsfolge" und des Unteren und Oberen Bröckelschiefers aus der ehemaligen "Nordhausen-Folge" (ZENTRALES GEOLOGISCHES INSTITUT 1974) bzw. aus der "Malchin-Folge" (SCHÜLER 1976) Mecklenburg-Vorpommerns wurden die Basis des Buntsandsteins sowie die Basis der neuen Calvörde-"Folge" (Calvörde-Formation, SUBKOMMISSION PERM-TRIAS 2011; Abb. 3) mit der Basis der Rogensteinbank α1 bzw. seiner sandigen Äquivalente definiert (Szurlies et al. 2003).

Die lithostratigraphische Korrelation des Perm/Trias-Grenzbereiches von Süd- und Nordrand der Norddeutsch-Polnischen Senke erfolgt mit der Parallelisierung des Malchin-Sandsteins (Basissandsteins) Mecklenburg-Vorpommerns mit dem Basissandstein der Fulda-Formation (Abb. 3). Die ca. 40 m darüber lagernde Kalkanreicherung in der Malchin-Wechselfolge wird mit der Oolithbank α (Rogensteinbank α 1, Abb. 3) korreliert (Schulze 1969, Schüler 1976), die jetzt der Basis der Calvörde-Formation und des Buntsandsteins entspricht (u. a. BACHMANN & KOZUR 2004).

Abb. 3: Lithostratigraphisches Schema zum Zechstein zur Korrelation eustatisch und tektonisch kontrollierter Ablagerungssequenzen

LST – Lowstand Systems Tract, TST – Transgressive Systems Tract, HST – Highstand Systems Tract
 Fig. 3: Lithostratigraphical framework of the Zechstein group with correlation for eustatic and tectonical controlled depositional sequences (according to BACHMANN & KOZUR 2004, HAQ & SCHUTTER 2008, KAISER, NÖTH & RICKEN 2003, OGG, OGG & GRADSTEIN 2008, SCHÜLER 1976, SEIFERT 1972, SUBKOMMISSION PERM-TRIAS 2011, STROHMENGER, ROCKENBAUCH & WALDMANN 1998, SZURLIES et al. 2003, ZENTRALES GEOLOGISCHES INSTITUT 1974, 1980)
 LST – Lowstand Systems Tract, TST – Transgressive Systems Tract, HST – Highstand Systems Tract

MICHAEL GÖTHEL


Feinstratigraphische Auflösung und sequenzstratigraphische Gliederung der Ablagerungen des Zechsteins

Die Schichtbezeichnungen der Zechstein-Ablagerungen (Abb. 3) folgen bewusst der klassischen Gliederung von RICHTER-BERNBURG (1955b). Diese Gliederung ist fast ausschließlich in den Berichten der Erdöl-/Erdgas- und Kupfer-Erkundung sowie in den Berichten der Kartierungsbohrungen der staatlichen geologischen Erkundung der DDR wiederzufinden. Auf dieser Gliederung beruht des Weiteren eine funktionierende Bohrungsdatei der Erdöl-/Erdgas-Erkundungsindustrie mit tausenden von Schichtsätzen, die die Grundlage der tiefengeologischen Untersuchungen und aktuellen Rohstoff- und Bergbauauswertungen nicht nur des LBGR Brandenburg bildet. Eine Korrelation mit dem aktuellen und sich immer wieder ändernden stratigraphischen Kenntnisstand sowie Schicht-Umbenennungen nach den aktuellen, praxisfernen Vorschlägen der DSK würde einen derartigen Arbeitsaufwand erfordern, dessen Kosten personalpolitisch nicht vermittelbar wären. Die klassische Gliederung wurde mit den historischen und bergmännischen Schichtbezeichnungen der Kalisalz- und Kupferschiefer-Lagerstätten aus der südlichen Randentwicklung des Germanischen Zechstein-Beckens ergänzt (Abb. 3, Taf. 1).

Die Grundidee der Gliederung und Zuordnung der einzelnen Schichtglieder im Germanischen Zechstein-Becken zu Zyklen eustatischer Meerespiegelschwankungen 3. Ordnung besteht darin, die Verkarstungserscheinungen (z. B. im Zechsteinkalk; Taf. 1, Fig. g) mit den Sedimentationsunterbrechungen in den Karbonat-Plattformen bzw. Sabkhas an den Beckenrändern bei Meeresspiegelniedrigständen zu korrelieren (Strohmenger, Rockenbauch & Waldmann 1998). Infolge der Verkarstung während des Lowstand Systems Tracts (LST) können die Karstschlotten am Top des Werraanhydrits (Abb. 3) mit Dolomitstein des überlagernden Staßfurtkarbonats verfüllt sein (siehe Einbandfoto des Heftes). Die letzte Phase der Evaporitbildung entspricht den Kalisalzabscheidungen im Zentrum der Norddeutsch-Polnischen Senke, in den Randbecken (z. B. Werra-Fulda-Randbecken am südlichen Beckenrand) und in den Syneklisen der Osteuropäischen Plattform Baltikas (Ostteil des Zechstein-Beckens; Abb. 2). Sie setzt mit dem Beginn des Meeresspiegelfallens im oberen Highstand Systems Tract (HST; Abb. 3) ein (KAISER, NÖTH & RICKEN 2003).

Der Kupferschiefer wird einem Meeresspiegelhochstand 2. Ordnung über einer maximalen Überflutungsoberfläche (Maximum flooding surface, mfs) zugeordnet. Davon zeugt sein Aufbau aus drei Verflachungssequenzen eustatischer Meeresspiegelschwankungen 4. Ordnung (Taf. 1, Fig. b). Eine Verflachungssequenz des Kupferschiefers beginnt reich an organischen Kohlenstoffanteilen, arm an Karbonat und schwarz oder dunkelgrau gefärbt. Sie endet heller gefärbt, reich an Karbonat und arm an organischen Kohlenstoffanteilen. Diese drei Verflachungssequenzen sind auch bei Mächtigkeitsschwankungen des Kupferschiefers am südlichen Rand des Germanischen Zechstein-Beckens zu beobachten (z. B. Bohrungen Spremberg Cu Sp 83/60: 1,1 m; Taf. 1, Fig. b; Cu Sp 117/72: 0,3 m). Diese Zyklizität nutzte bereits RENTZSCH (1965) zur Korrelation von Kupferschiefer-Lagen zwischen Werra-Gebiet, Thüringer Becken, Mansfelder Mulde, Subherzynem Becken, der Scholle von Calvörde, Colochauer Mulde und Spremberg-Weißwasser. In der darüber folgenden vierten Verflachungssequenz befindet sich die relativ scharfe lithostratigraphische Grenze zum Zechsteinkalk (vgl. SIEGERT, TZSCHORN & WINKLER, 1963). Während der dunkle Abschnitt noch zum Kupferschiefer gezählt wird, bildet der hellere Abschnitt bereits die Basis des Zechsteinkalks (Taf. 1, Fig. b, Abb. 3).

Ebenso wie um Eisleben im Mansfelder Revier fallen im basalen Teil des Zechsteinkalks tempestitische Anhäufungen von Crinoiden-Gliedern auf (Taf. 1, Fig. h). Um Eisleben wird dieser basale Teil bergmännisch als Dachflöz oder Dachklotz bezeichnet und mit der *Productus*-Bank um Gera in Thüringen korreliert (Taf. 1, Fig. a). Die Werra-Formation zeichnet sich außerdem durch das Vorkommen von Riffen (Abb. 3) und Algenbänken aus, die am Rand des Zechstein-Meeres entwickelten (u. a. KERKMANN 1969) und als Werradolomit den Unteren Werraanhydrit lateral vertreten (SEIFERT 1972).

Aus der 1. Havarieablenkung der Bohrung Rhinow E Rhi 5h/71 wurde das Staßfurtkarbonat (Abb. 3) in der laminierten Beckenfazies gekernt, dessen Karbonatanteil insgesamt von unten nach oben abnimmt und dessen Kohlenstoffanteil insgesamt von unten nach oben zunimmt (Taf. 2). Dieser

 Taf. 1: Ausgewählte Ablagerungssequenzen und Merkmale aus Aufschlüssen und Bohrkernstrecken zum Zechsteinkalk Ca1, Kupferschiefer T1, Zechsteinkonglomerat z1C, Weißliegendsandstein z1S sowie Oberrotliegend, Unterrotliegend und Unter-Karbon: a – Gera-Milbitz, Schiefergasse am Märzenberg; b – Spremberg Cu Sp 83/60; c – Spremberg Cu Sp H9/76; d – Spremberg Cu Sp 99/661 (Lagenbezeichnung des Kupferschiefers nach SIEGERT, TZSCHORN & WINKLER 1963); e – Spremberg Cu Sp 51/58; f – Spremberg Cu Sp 17h/57; g – Angermünde E Am 1/68; h – Spremberg Cu Sp 80/60

Table 1: Selection of depositional sequences and features from outcrops and core samples of Zechsteinkalk Ca1, Kupferschiefer T1, Zechsteinkonglomerat z1C, Weißliegendsandstein z1S as well as Oberrotliegend, Unterrotliegend and Unter-Karbon: a – Gera-Milbitz, Schiefergasse am Märzenberg; b – Spremberg Cu Sp 83/60; c – Spremberg Cu Sp H9/76; d – Spremberg Cu Sp 99/661 (layer terms of Kupferschiefers according to SIEGERT, TZSCHORN & WINKLER 1963); e – Spremberg Cu Sp 51/58; f – Spremberg Cu Sp 17h/57; g – Angermünde E Am 1/68; h – Spremberg Cu Sp 80/60



Tafel 2: Ausgewählte Ablagerungssequenzen zum Staßfurtkarbonat aus der Bohrung Rhinow E Rhi 5h/71Table 2: Selection of depositional sequences of Staßfurt carbonate from bore hole Rhinow E Rhi 5h/71

Trend spiegelt die anhaltende Vertiefung 2. Ordnung wieder (Abb. 3). Auffällig ist jedoch der abrupte Farbwechsel von hell zu dunkel bzw. von reich an Karbonat zu reich an organischem Kohlenstoffanteil. Dieser Wechsel wird als maximale Überflutung 3. Ordnung interpretiert. Darüber zeigt sich ein Hellerwerden der Ablagerungen, was der Zunahme des Karbonatanteils infolge der Verflachung im oberen Highstand Systems Tract (HST) zugeschrieben wird. Die Sequenzgrenze zum nächsten Zyklus eustatischer Meeresspiegelschwankungen 3. Ordnung innerhalb der Staßfurt-Formation bildet dort die transgressive Basis des Basalanhydrits (Abb. 3, Taf. 2).

Einen weiteren Gliederungsbaustein bildet die Zuordnung des Ablagerungsmilieus des Grauen Salztons an der Basis der Leine-Formation zu einem Meeresspiegelhochstand 2. Ordnung (Abb. 3).

Stratigraphische Korrelation der Ablagerungen des Zechsteins

Die chronostratigraphische Zuordnung der Zechstein-Gruppe wird noch immer diskutiert (u. a. BACHMANN & Kozur 2004, Kozur 1994, 1995, 2007, Legler & Schnei-DER 2008, LANGEREIS et al. 2010, MENNING et al. 2006). Einen wichtigen Baustein stellt dazu die chronostratigraphische Lage der Illawarra-Umpolung dar. Sie wird derzeit in die Word-Stufe des Mittel-Perms korreliert (LANGEREIS et al. 2010, OGG, OGG & GRADSTEIN 2008). Ihr Nachweis gelang in der basalen Parchim-Formation des Oberrotliegend II der Bohrung Mirow E MirNs 1a/76 (GEBHARDT et al. 1995, MENNING 1995). Einen weiteren Baustein würde die exakte Korrelation der spärlichen Conodonten-Vorkommen im Zechstein mit anderen Vorkommen der nördlichen Hemisphäre im Perm darstellen. Mesogondolella britannica wurde in den Äquivalenten des Kupferschiefers im Bereich der Nordsee und Englands nachgewiesen (LEGLER & SCHNEIDER 2008). Merrillina divergens kommt außerdem im basalen Zechsteinkalk der Werra-Formation vor (Abb. 3). Die Korrelation des letzten Vorkommens (Last Occurence Date, LOD) dieser Form mit dem Unteren Wujiaping (Abb. 3) wird derzeit diskutiert (Kozur 2007, MEN-NING et al. 2006).

Die Zuordnung des Kupferschiefers zu einer maximalen Überflutung 3. Ordnung (Abb. 3; STROHMENGER, ROCKEN-BAUCH & WALDMANN 1998) wird mit dem Beginn des Transgressionstrends 2. Ordnung über der Sequenzgrenze Wuch 1 (OGG, OGG & GRADSTEIN 2008, HAQ & SCHUTTER 2008) in Zusammenhang gesehen. Danach würde die trangressive Basis der Zechstein-Gruppe unter dem Kupferschiefer der Basis der Wujiaping-Stufe bzw. der Basis des Ober-Perms entsprechen. Die lithostratigraphische Abgrenzung der Zechstein- zur Buntsandstein-Gruppe wird mit der Basis der Calvörde-Formation, dem Rogenstein α 1 vorgenommen (Szurlies et al. 2003) und biostratigraphisch mit der Basis der Conchostraken-Zone *Falsisca postera* korreliert (BACHMANN & KOZUR 2004; Abb. 3). Die Basis der Trias wurde biostratigraphisch mit der Basis der Conodonten-Zone *Hindeodus parvus* festgelegt (HoNGFU et al. 2001). Diese Basis wiederum wird mit der Basis der Conchostraken-Zone *Falsisca verchojanica* korreliert, die auf die *Falsisca postera*-Zone folgt (Kozur 2003, BACHMANN & KOZUR 2004). Danach befindet sich die Perm-Trias-Grenze bereits innerhalb der Calvörde-Formation des Unteren Buntsandsteins und nicht an deren Untergrenze.

Bruchtektonische Beeinflussung der Ablagerungen des Zechsteins

Die bruchtektonischen Aktivitäten im Germanischen Zechstein-Becken kontrollierten die Ablagerungssequenzen 3. Ordnung von Werra- und Staßfurt-Formation (Abb. 3). Die NW-SE und subparallel zwischen West-Afrika (Gondwana) und der Osteuropäischen Plattform (Baltika) verlaufenden und fiederartig angeordneten Mitteldeutschen Hauptabbrüche (Abb. 1) schufen ein Paläorelief, über welches das Zechstein-Meer transgredierte. Infolge dextraler Seitenverschiebung wurde beispielsweise zwischen Lausitzer Hauptabbruch und Vetschauer Störung die Struktur Mulkwitz als Akkomodationszone herausgehoben, deren NW-Begrenzung durch die SSW-NNE streichende Hoyerswerdaer Querstörung erfolgt (Göthel & Tröger 2002) und dort die höchste Heraushebung zeigt. Am NW-Rand der Struktur Mulkwitz lagert der Zechstein über variszisch gefaltetem Unter-Karbon (Taf. 1, Fig. f) und zeigt damit ihre höchste Heraushebung am NW-Rand an, während der Zechstein im Gebiet der Struktur ansonsten über Unterrotliegend (Taf. 1, Fig. e) und Oberrotliegend lagert (Taf. 1, Fig. c). Am SE-Ende der Struktur Mulkwitz wurde in der Bohrung Spremberg Cu Sp 83/60 unter dem 32,5 cm mächtigen Zechsteinkonglomerat (oberste 12,5 cm siehe Tafel 1, Fig. b) 30,7 m, hauptsächlich violettbraun gefärbtes Rotliegend erbohrt, welches in drei Folgen gliederbar ist. In der zuunterst befindlichen Fanglomerat-Folge erreichte die Bohrung nach 2,55 m ihre Endteufe. In ihr fallen violettgraue, gewalzte, bimsartige Lavafetzen und Lapilli sowie eine Häufung hellgraugrüner Bleichungsflecken auf. Darüber lagert eine 5,65 m mächtige Schluffstein-Folge, in deren unterstem Meter gröberklastische, tuffitische Lagen mit Häufungen von Bleichungsflecken zur liegenden Fanglomerat-Folge überleiten. In den Schluffsteinen treten Scoyenia-Grabgänge und partienweise hellgrau-grüne Bleichungsflecken auf. Darauf folgt eine 22,5 m mächtige Fanglomerat-Sandstein-Folge, in deren unterem Teil partienweise Ton- und Schluffsteine mit hellgraugrünen Bleichungsflecken sowie vereinzelte violettbraune Kristalltuffbomben und violettgraue, bimsartige Lapilli hinzukommen. Zuoberst, bis 2 m unter der Zechstein-Basis, ist diese Folge hellolivgrau gebleicht. Insgesamt werden diese drei Folgen als verwildertes Flusssystem mit debris flows eines alluvialen Fächers, outwashs und Überflutungsablagerungen interpretiert, deren proximaler Teil als Lahar von einem Schildvulkan ausging. Die Scoyenia-Grabgänge und das Auftreten von synsedimentären Lavafetzen, Lapillis und Bomben werden zum Anlass genommen, das gesamte Zechstein-Liegende aus der Bohrung Spremberg Cu Sp 83/60 dem vom Vulkanismus geprägten Unterrotliegend zuzuordnen. Demzufolge würde sich am SE-Ende der Struktur Mulkwitz die tiefste Paläo-Oberfläche über variszisch gefaltetem Unter-Karbon befinden.

Neben den Ergebnissen des Erkundungsobjektes Kupfer Spremberg belegen die Resultate der Erdöl-/Erdgaserkundung in Südost-Brandenburg die bruchtektonische Beeinflussung der basalen Zechstein-Ablagerungen hauptsächlich während der Ablagerung der Werra-Formation. Sie bestimmen das Ablagerungsmilieu, die SW–NE verlaufende Abgrenzung sowie die NW–SE verlaufende Gliederung der Lausitzer Lagune in Werrasteinsalz-Teilbecken durch Anhydritwälle (ROCKEL & ZIEGENHARDT 1979). Teilweise erfasst die bruchtektonische Beeinflussung syntektonisch noch die Staßfurt-Formation.

Während die Begrenzung des Nördlichen Karbonatschelfs der Staßfurt-Formation in Mecklenburg-Vorpommern streng und undifferenziert durch den WNW-ESE Verlauf von Tiefenbrüchen, wie die Stralsunder Störungszone (FRAN-KE, HOFFMANN & KAMPS 1989) entlang der Tornquistmeer-Sutur kontrolliert wird, quert der Südliche Karbonatschelf in Thüringen, Sachsen-Anhalt und der Lausitz die NW-SE verlaufenden Mitteldeutschen Hauptabbrüche. Dadurch verläuft am Südlichen Karbonatschelf der Staßfurtkarbonat-Lowstand wedge buchtenartig von Störungszone zu Störungszone und löst sich in ihren Bereichen inselartig zu Off-platform-Hochlagen auf. In der Lausitz wird der Verlauf des Lowstand wedges und der Off-platform-Hochlagen durch die einzelnen Erkundungsauswerter unterschiedlich interpretiert (Abb. 4). Deshalb könnten weitere Untersuchungen am vorhandenen Kernmaterial sowie oberflächengeophysikalische Bohrungserkundungen zwischen Groß Köris-Dissen-Merzdorfer und Guben-Fürstenwalder Störungszone von Nutzen sein.

Aus der 1. Havarieablenkung der Bohrung Rhinow E Rhi 5h/71 fällt aus dem unteren Kalzit laminierten Abschnitt des Staßfurtkarbonat-Bohrkerns eine Partie Kalzit laminierter Karbonate auf, die gefältelt ist (Taf. 2). Die Fältelung wird durch Faltenachsen senkrecht zur Schichtung bestimmt. Deshalb ist ihre Bildung infolge Hangrutschung nicht erklärbar. Sie wird als Hinweis auf syntektonische Erdbeben gewertet, die noch während der Ablagerung des Staßfurtkarbonats und vor Verfestigung des Abschnittes stattfanden.



Abb. 4: Interpretationen der Staßfurtkarbonat-Fazies in SE-Brandenburg

rote Punkte – Tiefbohrungen der staatlichen geologischen Kartierung; violette Punkte – Tiefbohrungen der Erdöl-/Erdgaserkundung; grüne Punkte – Tiefbohrungen der WISMUT-Erkundung auf Uran; blaue Punkte – Tiefbohrungen der Thermalsole-Erkundung

Fig. 4: Interpretation of the Staßfurt carbonate facies in SE-Brandenburg (according to Rockel & Ziegen-HARDT 1979, STROHMENGER, ROCKENBAUCH & WALD-MANN 1998, WAGNER et al. 1998, WEINLICH 1991) red points – deep drillings of the official geologic mapping; violet points –deep drillings of the petroleum and gas exploration; green points – deep drillings of the WISMUT-exploration on uranium; blue points – deep drillings of the thermal-sol exploration

Danksagung

Herzlichst möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. JÖRG SCHNEI-DER/TU Bergakademie für den Kenntnisaustausch während des Arbeitstreffens zum Kupferschieferliegenden mit der Kupferschiefer Lausitz GmbH (KSL) im Bohrkern- und Probenarchiv Wünsdorf des LBGR am 05.11.2010 und den fruchtbaren wissenschaftlichen Streit während der gemeinsamen Betreuung der Diplomarbeit von Frau Dipl.-Geologin DIANA HERMANN/KSL vom 01.08.2009 bis zum 24.06.2010 bedanken. Durch ihren Fleiß konnten sämtliche im Bohrkernlager Wünsdorf archivierten Bohrkernstrecken aus dem basalen Zechstein und seines Liegenden des Erkundungsobjektes Kupfer Spremberg feldgeologisch neu aufgenommen und die infolge vorangegangener Untersuchungsarbeiten z. T. falsch bezeichneten und zugeordneten Kernkisten richtig sortiert werden. Für den Austausch wissenschaftlicher Standpunkte, der sehr guten gemeinsamen Organisation und dem Gelingen des Zechstein Mudrock Core Workshops im Bohrkern- und Probenarchiv des LBGR in Wünsdorf am 31.05.2012 bin ich Frau Dr. URSULA HAMMES/The University of Texas, Austin, TX, USA zu Dank verpflichtet. Herr Dr. MANFRED HAUPTMANN/International Geological Consulting Berlin gab mir dienliche Hinweise aus seiner Berufspraxis zur geologischen Situation in Nord-Afrika und über entsprechende Literatur dazu. Insbesondere bedanke ich mich bei ihm für die kritische Durchsicht des Manuskripts. Frau Dr. JAQUELINE STRAHL/LBGR Brandenburg gebührt mein großer Respekt und Dank für ihre Hinweise zum Manuskript, ihre Korrekturlesung und Engelsgeduld bis zur Fertigstellung dieses Artikels.

Zusammenfassung

Die Ablagerungen des Zechsteins lassen sich entsprechend den Vorschlägen der SUBKOMMISSION PERM-TRIAS (2011) in sieben Formationen gliedern. Sie werden entsprechend STROHMENGER, ROCKENBAUCH & WALDMANN (1998) und KAISER, NÖTH & RICKEN (2003) zusammen mit der Calvörde-Formation, an der Basis des Buntsandsteins, acht eustatischen Zyklen 3. Ordnung zugeordnet. Die Zyklen Pz 1 bis 4 werden tektonisch kontrolliert. Die Zechstein-Basis wird vom marinen Zechsteinkonglomerat oder Weißliegendsandstein gebildet. Darüber können noch Kalksteine oder Kalkschluff oder -sandsteine folgen, ehe der Kupferschiefer einsetzt. Die Zechstein-Basis zeichnet sich durch marine Fossilien, Bioturbation und marines Gefügeinventar aus. Die kurzzeitige Zechstein-Transgression mit Sturmkiesbarren ist möglicherweise auf den Riesenimpakt von Wilkes Land in der Antarktis zurückzuführen.

Summary

According to proposals of the SUBKOMMISSION PERM-TRIAS (2011) the Zechstein deposits can be divided into seven Formations. Corresponding to STROHMENGER, ROCKENBAUCH & WALDMANN (1998) and KAISER, NÖTH & RICKEN (2003) the Zechstein group, together with the Calvörde formation at the base of the Buntsandstein group is correlated with eight eustatic 3rd order cycles. The cycles Pz 1 to 4 are tectonically controled. The base of the Zechstein group is formed by the marine Zechsteinkonglomerat and Weißliegendsandstein member. Above this limestones and carbonatic silt- or sandstones may follow, before the beginning of the Kupferschiefer member. The base of the Zechstein group is characterized by marine fossils, bioturbation and marine stratification. The short-term Zechstein transgression with

storm gravel bars is possibly caused by the giant impact of the Wilkes Land/Antarctica.

Literatur

- Adamia, S., Zakariadze, G., Chkhotua, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A. & A. Gventsadze (2011): Geology of the Caucasus: A Review. – Turkish J. Earth Sci. 20, S. 489 – 544, Tübitak
- BACHMANN, G. H. & H. W. KOZUR (2004): The Germanic Triassic: correlations with the international chronostratigraphic scale, numerical ages and Milankovitch cyclicity.
 Hallesches Jahrb. Geowiss. B 26, S. 17 – 62, Halle
- FRANKE, D., HOFFMANN, N. & J. KAMPS (1989): Alter und struktureller Bau des Grundgebirges im Nordteil der DDR. – Z. angew. Geol. 35, 10/11, S. 289 – 296, Berlin
- FREIESLEBEN, J. C. (1815): Geognostischer Beitrag zur Kenntnis des Kupferschiefergebirges mit besonderer Hinsicht auf einen Theil der Grafschaft Mansfeld und Thüringens, Dritter Theil. – 338 S., Freyberg
- GAITZSCH, B., RÖSSLER, R., SCHNEIDER, J. W. & S. SCHRETZEN-MAYR (1998): Neue Ergebnisse zu Verbreitung potentieller Muttergesteine im Karbon der variscischen Vorsenke in Nordostdeutschland. – Geol. Jb. A 149, S. 25 – 58, Hannover
- GEE, D. G., FOSSEN, H., HENRIKSEN, N. & A. K. HIGGINS (2008): From the Early Paleozoic Platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland. – Episodes **31**, 1, S. 44 – 51, International Union of Geological Sciences
- GEBHARDT, U., HELMUTH, H. J., KLEDITZSCH, O. & S. SÜSS-MUTH (1995): Havel-Subgruppe. – In: Plein, E. (ed.): Rotliegend-Monographie Teil 2, Norddeutsches Rotliegendbecken. – Stratigraphie von Deutschland 1, S. 110 – 121, Frankfurt a. M.
- GöTHEL, M. (2012): Stratigraphy and Paleogeography of the Upper Permian Zechstein Group: Overview to depositional sequences of the southern platform margin into the basin centre. – Vortrag zum Core Workshop on sedimentology, sequence stratigraphy, and geochemistry of Upper Permian (Zechstein) organic-rich mudrocks (Part 2), gehalten in Wünsdorf am 31.05.2012
- Göthel, M. & Tröger (2002): Zur Oberkreide-Entwicklung der Nordsudetischen Kreidemulde, westlicher Teil (Lausitz, Deutschland). – Z. geol. Wiss. **30**, 6, S. 369 – 383, Berlin
- HAQ, U. B. & S. R. SCHUTTER (2008): A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes. Science **322**, S. 64 68, Cambridge

- HAUBOLD, H. & G. SCHAUMBERG (1985): Die Fossilien des Kupferschiefers. – Die Neue Brehm-Bücherei **333**, 223 S., Wittenberg (Ziemsen-Verlag)
- HERMANN, D. (2010): Untersuchungen an der Zechsteinbasis, speziell des Kupferschiefers und dessen Liegendes in der Lausitz zur Interpretation von Eustatik, Lithostratigraphie und Paläogeographie. – Diplomarbeit, Textband 57 S., Anlagenband 174 S., Technische Universität Bergalkademie Freiberg (unveröff.)
- HOEPFFNER, C., SOULAIMANI, A. & A. PIQUE (2005): The Moroccan Hercynides. – Journal of African Earth Science **43**, S. 144 – 165, Amsterdam (Elsevier)
- HONGFU, Y., KEXIN, Z., JINNAN, T., ZUNYI, Y. & W. SHUNBAO (2001): The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic Boundary. – Episodes **24**, 2, S. 102 – 114, International Union of Geological Sciences
- HROUDA, F. & S. BRANDT (2005): Friedrich Eduard Mackroth (1807 1866) Pionier der Zechsteinforschung in Gera. Veröff. Museum Gera, Naturwiss. Reihe **32**, S. 139 144, Gera
- KAISER, R., NÖTH, S. & W. RICKEN (2003): Sequence stratigraphy with emphasis on platform-related parasequences of the Zechstein 2 carbonate (Ca2) – the northern platform margin of the Southern Permian Basin (NE Germany). – Int. J. Earth Sci (Geol. Rundsch.) **92**, S. 54 – 67, Berlin, Heidelberg (Springer)
- KALVODA, J., BABEK, O., FATKA, O., LEICHMANN, J., MELICHAR, R., NEHYBA, S. & P. SPACEK (2008): Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. – Int. J. earth Sci (Geol. Rundsch.) 97, S. 497 – 518, Berlin, Heidelberg (Springer)
- KERKMANN, K. (1969): Riffe und Algenbänke im Zechstein von Thüringen. – Freiberger Forschungshefte C 252, 85 S., Leipzig
- KIERSNOWSKI, H., PAUL, J., PERYT, T. M. & D. B. SMITH (1995): Facies, paleogeography, and sedimentary history of the Southern Permian basin in Europe. – In: SCHOLLE, P. A., PERYT, T. M. & D. S. ULMER-SCHOLLE (eds.): The Permian of Northern Pangea, Volume 2, S. 119 – 136, Berlin, Heidelberg (Springer)
- KOPP, J., HERRMANN, S. & T. HÖDING (2008): Die Kupfer-Silber-Lagerstätte Spremberg-Graustein (Lausitz, Bundesrepublik Deutschland) – Buntmetallanreicherungen an der Zechsteinbasis zwischen Spremberg und Weißwasser. – Z. geol. Wiss. 36, 1, S. 75 – 114, Berlin
- Kozur, H. (1994): The Correlation of the Zechstein with the Marine Standard. Gl. Jb., Geol. B.-A., **137**, 1, S. 85 103, Wien

- KOZUR, H. (1995): Permian conodont zonation and its importance for the Permian stratigraphic standard scale. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 20, S. 165 – 205, Innsbruck
- Kozur, H. W. (2003): Integrated ammonoid, conodont and radiolarian zonation of the Triassic. Hallesches Jahrb. Geowiss. **B 25**, S. 49 79, Halle
- KOZUR, H. W. (2007): Permophiles Perspective: 30 years and 50 issues: The long journey from the globally most unsatisfactory stratigraphic subdivision of all Phanerozoic systems to one with the best elaborated international scale. – Permophiles 50, S. 4 – 6, Subcommission on Permian Stratigraphy
- LANGEREIS, C. G., KRIJGSMAN, W., MUTTONI, G. & M. MEN-NING (2010): Magnetostratigraphy – concepts, definitions, and applications. – Newsletter on Stratigraphy **43**, 2, S. 207 – 233, Stuttgart
- LEGLER, B. & J. W. SCHNEIDER (2008): Marine ingressions into the Middle/Late Permian saline lake of the Southern Permian Basin (Rotliegend, Northern Germany) possibly linked to sea-level highstands in the Arctic rift system. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **267**, S. 102 – 114, Amsterdam (Elsevier)
- MEINIKE, F. (1911): Das Liegende des Kupferschiefers. Jb. preuß. geol. Landesanstalt **31**, S. 253 296, Berlin
- MENNING, M. (1995): Magnetostratigraphie. In: PLEIN, E. (ed.): Rotliegend-Monographie Teil 2, Norddeutsches Rotliegendbecken. Stratigraphie von Deutschland 1, S. 40 45, Frankfurt a. M.
- MENNING, M., ALEKSEEV, A. A., CHUVASHOV, B. I., DAVYDOV, V. I., DEVUYST, F.-X., FORKE, H. C., GRUNT, T. A., HANCE, L., HECKEL, P. H., IZOKH, N. G., JIN, Y.-G., JONES, P. J., KOTYLAR, G. V., KOZUR, H. W., NEMYROVSKA, T. I., SCHNEI-DER, J. W., WANG, X.-D., WEDDIGE, K., WEYER, D. & D. M. WORK (2006): Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian–Carboniferous–Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeooecology 240, S. 318 – 372, Amsterdam (Elsevier)
- MUNTEANU, M. & M. TATU (2003): The East-Carpathian Crystaline-Mesozoic Zone (Romania): Paleozoic amalgamation of Gondwana- and East European Craton-derived Terranes. – Gondwana Research 6, 2, S. 185 – 196, International Association for Gondwana Research
- OGG, J. G., OGG, G. & F. M. GRADSTEIN (2008): The Concise Geologic Time Scale. – 184 S., Cambridge University Press

PHARAO, T. C. & TESZ PROJECT CORE GROUP (2000): Europrobe Trans-European Suture Zone. – EUROPROBE News 13, S. 4 – 5, British Geological Survey, Keyworth

- REICHENBACH, W. (1963): Zechstein der Scholle von Calvörde. – Exkursionsführer 10. Jahrestagung Ges. geol. Wiss. DDR, S. 8 – 15, Berlin
- RENTZSCH, J. (1965): Die feinstratigraphisch-lithologische Flözlagenparallelisierung im Kupferschiefer am Südrand des norddeutschen Zechsteinbeckens. – Z. angew. Geol. 11, 1, S. 11 – 14, Berlin
- RIBEIRO, A., SANDERSON, D. & SW-IBERIA COLLEAGUES (1996): SW-Iberia, Transpressional Orogeny in the Variscides. – In: GEE, D. G. & H. J. ZEYEN (eds.): EURO-PROBE 1996 – Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents. – S. 91 – 98, Uppsala University (EUROPROBE Secretariate)
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955a): Über salinare Sedimentation. Z. dt. geol. Ges. **105** (für 1953), S. 593 646, Hannover
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955b): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – Z. dt. geol. Ges. **105** (für 1953), S. 843 – 854, Hannover
- ROCKEL, W. & W. ZIEGENHARDT (1979): Strukturelle Kriterien der Lagunenbildung im tiefen Zechstein im Raum südlich Berlin. – Z. geol. Wiss. 7, 7, S. 847 – 860, Berlin
- ROSCHER, M. & J. W. SCHNEIDER (2006): Permo-Carboniferous climate: Early Pennsylvanian to Late Permian climate development of central Europe in a regional and global context. In: LUCAS, S. G., CASSINIS, G. & J. W. SCHNEIDER (eds.): Non-Marine Permian Biostratigraphy and Biochronology. Geological Society Special Publications 265, S. 95 136, London
- RUBAN, D. A., AL-HUSSEINI, M. I. & Y. IWASAKI (2007): Review of Middle East Paleozoik plate tectonics. GeoArabia 12, 3, S. 35 47, Bahrain
- SCHNEIDER, J. W., LEGLER, B., JEHRIG, S. & U. GEBHARDT (2010): Typen und Genese des Zechsteinkonglomerates und seiner Äquivalente – Gedanken zum Verlauf der Zechstein-Transgression. – Vortrag zum 1. Internationalen Symposium: Die Korbacher Spalte – Fenster in die Lebewelt des Ober-Perms vor 250 Mio. Jahren, gehalten in Korbach am 30.10.2010
- SCHÜLER, F. (1976): Der Buntsandstein im Nordosten der DDR. Jb. Geol. 7/8 (für 1971/72), S. 81 86, Berlin
- SCHULZE, G. (1969): Der Untere Buntsandstein der Scholle von Calvörde und benachbarter Gebiete. – Geologie 18, 1, S. 5 – 20, Berlin

- SEIFERT, J. (1972): Das Perm am Südostrand des Thüringer Beckens. Jb. Geol. 4 (für 1968), S. 97 179, Berlin
- SIEGERT, C., TZSCHORN, G. & G. WINKLER (1963): Die feinstratigraphische Gliederung des Kupferschiefers im Raum Spremberg–Weißwasser. – Z. angew. Geol. 9, 9, S. 452 – 455, Berlin
- STAMPFLI, G. M. & G. D. BOREL (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. – Earth and Planetary Science Letters **196**, S. 17 – 33, Amsterdam (Elsevier)
- STROHMENGER, C., ROCKENBAUCH, K. & R. WALDMANN (1998): Fazies, Diagenese und Reservoirentwicklung des Zechstein 2-Karbonats (Ober-Perm) in Nordostdeutschland. – Geol. Jb. A 149, S. 81 – 113, Hannover
- SUBKOMMISSION PERM-TRIAS (2011): Beschlüsse der Deutschen Stratigraphischen Kommission 1991–2010 zu Perm und Trias von Mitteleuropa. – Z. dt. Ges. Geowiss. **162**, 1, S. 1 – 18, Stuttgart
- SZANIAWSKI, R. (2008): Late Paleozoic geodynamics of the Małopolska Massif in the light of new paleomagnetic data for the southern Holy Cross Mountains. Acta Geologica Polonica **58**, 1, S. 1 12, Warszawa
- 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 – 378, Amsterdam (Elsevier)
- VAIDA, M., SEGHEDI, A. & J. VERNIERS (2005): Northern Gondwanan affinity of the East Moesian Terrane based on chitinozoans. – Tectonophysics **410**, S. 379 – 387, Amsterdam (Elsevier)
- VALVERDE-VAQUERO, P., DORR, W., BELKA, Z., FRANKE, W., WISZNIEWSKA, J. & J. SCHASTOK (2000): U–Pb single-grain dating of detrical zircon in the Cambrian of central Poland: implications for Gondwana versus Baltica provenance studies. – Earth and Planetary Science Letters 184, S. 225 – 240, Amsterdam (Elsevier)
- WAGNER, M., RASCH, H.-J., PISKE, J. & B. ZIRAN (1998): Mikrobielle Prospektion auf Erdöl und Erdgas in Ostdeutschland. – Geol. Jb. A 149, S. 287 – 307, Hannover
- WEINLICH, F. H. (1991): Genese und Verteilung der freien Gase im Staßfurtkarbonat (Ca2) der Lausitz, Teil 2: Die Verteilungsprinzipien der freien Gase. – Z. angew. Geol.
 37, 2, S. 52 – 58, Berlin

- ZENTRALES GEOLOGISCHES INSTITUT (1974): Fachbereichsstandard Geologie, Stratigraphie, Stratigraphische Skala der DDR, Trias. – Ministerium für Geologie, 6.8.1974, TGL 25234/11, 17 S., Berlin
- ZENTRALES GEOLOGISCHES INSTITUT (1980): Fachbereichsstandard Geologie, Stratigraphie, Stratigraphische Skala der DDR, Perm. – Ministerium für Geologie, 10.7.1980, TGL 25234/12, 18 S., Berlin
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. – 2nd ed., Shell Int. Petrol. Mij. and Geol. Soc., London
- ZIMMERMANN, E. (1936): Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern, Lieferung 292 (Lieferung 202 der 1. Auflage), Erläuterungen zu Blatt Goldberg und Schönau Nr. 2821 und 2885. – 2. Auflage, 120 S., Berlin

Anschrift des Autors:

Dipl.-Geol. Michael Göthel Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg Inselstraße 26 03046 Cottbus michael.goethel@lbgr.brandenburg.de

S. 43 – 47

Ein neues Eem-Vorkommen bei Proschim im Süden Brandenburgs

A new Eemian deposit near Proschim, Southern Brandenburg

RALF KÜHNER & JAQUELINE STRAHL

Im Rahmen von Erkundungsarbeiten der Vattenfall Europe Mining AG für den Tagebau Welzow-Süd wurde in der Bohrung KT 10135/09 eine 4,9 m mächtige Folge aus Schluff- und Feindetritusmudden, Torfen und Sanden angetroffen (Abb. 1, 2). Für pollenstratigraphische und makrorestanalytische Untersuchungen wurden aus dem Kernmaterial 25 Proben entnommen und an das LBGR Brandenburg bzw. an die FU Berlin (KossLER in Vorb.) zur Bearbeitung übergeben. Bezüglich des pollenanalytischen Untersuchungsergebnisses wurde eine vom ausgehenden Saale-Spätglazial (Pollenzone = PZ C 2) bis in das Weichsel-Frühglazial (PZ WF IIc nach HERMSDORF & STRAHL 2008) hineinreichende, insbesondere hinsichtlich des Eem-Interglazials (PZ 4 – 5 und PZ 9 nach ERD 1973) aber lückenhafte Sequenz erfasst.

Das Vorkommen befindet sich ca. 400 m südwestlich der Ortslage Proschim am Nordrand des Lausitzer Urstromtals und repräsentiert das erste bekannte Eem-Vorkommen Brandenburgs südlich des Niederlausitzer Grenzwalls. Weitere, bereits deutlich ältere paläobotanische Untersuchungen von organogenen Horizonten im Lausitzer Urstromtal erfassten ausschließlich frühweichselzeitliche Ablagerungen, so jene aus der ehemaligen Grube Marga westlich Senftenberg (FIRBAS & GRAHMANN 1928) sowie die bei CEPEK (1965) zusammengestellten brandenburgischen Fundpunkte, u. a. bei Sedlitz, Skado, Klein Koschen, Niemtsch und Welzow Süd. Bereits auf sächsischem Gebiet befindlich sind die Eem-Vorkommen nördlich und südlich Mühlrose (Erd 1960, 1963 und in CEPEK 1965, SCHUBERT 1979, SEIFERT 1983). Weitere neuere Nachweise (bzw. deren Bearbeitung) eem- und frühweichselzeitlicher Ablagerungen stammen ausnahmslos vom Lausitzer Grenzwall, so die Vorkommen Wolkenberg und Rehnsdorf im Bereich des Tagebaus Welzow-Süd (KÜHNER & STRAHL 2008), von Bagenz (STRAHL 2008) und Reddern (ERD & STRAHL 2008)¹ sowie von Tschernitz (HERMSDORF & STRAHL 2008).

Da die Bohrungen im Umkreis von Proschim im Bereich von 70 bis 150 m keine Hinweise auf eine Fortsetzung der interglazialen Ablagerungen liefern, scheint es sich bzgl. des aktuellen Vorkommens um eine relativ eng begrenzte, flache Becken- bzw. Rinnenstruktur zu handeln. Im Liegenden wurden 14 m mächtige, sandig-kiesige Schüttungen nachgewiesen, die direkt der mittelmiozänen Meuro-Formation aufliegen und pauschal mit der "Unteren Talsandfolge" nach CEPEK (1965) korreliert werden (Abb. 1). Es ist jedoch aus regionaler Sicht zu erwarten, dass dieser differenziert aus fluviatilen und glazifluviatilen Schottern aufgebaute Sedimentkomplex eine weitaus größere stratigraphische Reichweite besitzt, die neben den Schmelzwasserablagerungen des Warthe-Stadiums auch einzelne Abschnitte des Elster-Spätglazials sowie frühsaalezeitliche Schüttungen umfasst.

Die Sedimente der interglazialen Abfolge beginnen über einer 0,2 m mächtigen, kalkfreien spätsaalezeitlichen Schluffmudde, die den limnischen Sedimentationsbeginn am Standort repräsentiert. Das Pollendiagramm (Abb. 2) reflektiert bereits die Vegetationsverhältnisse während der PZ C 2 nach HERMSDORF & STRAHL (2008) – der Zeit der Kiefern-Birken-Wacholder-Gemeinschaften. Die Basisprobe wies dabei noch einen Anteil an resedimentierten tertiären [8 %; vor allem diverse tricolporate Pollentypen und Vertreter der Sumpfzypressen- und Zypressengewächse (Taxodiaceae/Cupressaceae)] und an thermophilen Gehölzpollen [Ulme (*Ulmus*), Eiche (*Quercus*), Hasel (*Corylus*), Erle (*Alnus*), Hainbuche (*Carpinus*), Efeu (*Hedera*) sowie Fichte (*Picea*)], die sowohl dem Tertiär als auch dem Quartär entstammen können, auf.

¹ Das Eem von Bagenz findet seine erste verbale Erwähnung bereits bei ERD (1963) und nachfolgend CEPEK (1965). Eine Weiterbearbeitung erfolgte durch E. Köhler, die jedoch abgesehen von einem rudimentären Pollendiagramm, nicht dokumentiert wurde. Das Ergebnis der Pollenanalyse wurde ebenso wie jenes undokumentierte zum Vorkommen von Reddern in den o. a. Abbruchberichten zusammengefasst.



Abb. 1: Geologischer Übersichtsschnitt
 Holozän bis Elster-Spätglazial: 1 – Fein- bis Mittelsande mit eingelagerten Schluff-, Mudde- und Torfhorizonten;
 2 – Eem Proschim; 3 – Mittel- bis Grobsand, kiesig; Elster-Kaltzeit: 4 – Bänderschluff; 5 – Feinsand, schluffig;
 Tertiär: 6 – Schluff; 7 – Ton; 8 – Mittel- bis Feinsand; 9 – Braunkohle; 10 – Bohrung

Fig. 1: Geological cross section

Holocene to Late Elsterian: 1 – fine grained to medium grained sand with silt-, mud- and peat layers;

2 – Eemian deposit Proschim; 3 – medium grained to coarse grained sand, gravely; Elsterian: 4 – banded silt; 5 – fine grained sand, silty; Tertiary: 6- silt; 7 – clay; 8 – medium grained to fine grained sand; 9 – lignite; 10 – bore hole

Maßgeblich für die Einstufung ist jedoch der Besatz mit Kiefer (*Pinus*), Birke (*Betula*) und Wacholder (*Juniperus*) sowie entsprechend den lichten Verhältnissen einer Vielzahl von Kräutern [hier Süß- (Poaceae) und Sauergräser (Cyperaceae), Beifuß (*Artemisia*) u. a.], wie er auch in den in Frage kommenden Vergleichsprofilen Rehnsdorf und Reddern dokumentiert ist. Die höchste Auflösung hinsichtlich der saalespätglazialen Vegetationsentwicklung bietet derzeit das Profil Reddern mit den PZ A – C2. Ein Vergleich mit den Profilen Wolkenberg, Bagenz, Tschernitz sowie nördlich (ERD 1960) und südlich (SEIFERT 1983) Mühlrose² entfällt, da hier der Sedimentationsbeginn erst in das Eem-Interglazial datiert.

² Vom Eem-Profil nördlich Mühlrose liegen seitens ERD (1960) und in CEPEK (1965) nur kurze Einschätzungen der stratigraphischen Reichweite [PZ 4 und PZ 6 – 9 nach ERD 1973 bzw. PZ f (unterer Teil) – i nach JESSEN & MILTHERS 1928], jedoch entgegen der Beschreibung in ERD (1963, S. 28) **kein** Pollendiagramm vor. Das von SEIFERT (1983) bearbeitete Profil südlich Mühlrose umfasst neben einer quasi vollständigen Eem-Abfolge (PZ 1/2 – 9) auch Teile des Weichsel-Frühglazials mit dem Herning-Stadial (PZ WF I) und dem oberen Teil des Brörup-Interstadials (PZ WF IIc sensu HERMSDORF & STRAHL 2008).



Abb. 2: Pollendiagramm Proschim (Baumpollenanteil) Gesamtsumme = BP+NBP = ± 335 = 100 %, exkl. Sumpf- und Wasserpflanzen, Farne, Moossporen, Algen, Plankter u. a. Mikroreste, Werte < 1 % zehnfach überhöht, + = außerhalb der Grundsumme, BP = Baumpollen, NBP = Nichtbaumpollen, WF = Weichsel-Frühglazial

Es folgen eemzeitliche, gut geschichtete, sich blättrig ablösende Feindetritusmudden (Lebermudde), die bereits zur PZ 4 nach Erd (1973; Abb. 2) gehören. Vegetationsgeschichtlich ist die Ausbildung regelrechter Haselhaine neben Waldbeständen mit Eiche, Ulme und Kiefer kennzeichnend. Auf Feuchtstandorten etablierte sich die Erle. Während die der PZ 4 entsprechenden Pollenspektren noch eemtypisch ausgebildet sind, weisen jene in die PZ 5 eingestuften Besonderheiten auf. Im Normalfall breiteten sich nun in den Eichenmischwäldern zunächst die Eibe (Taxus; PZ 5a) und nachfolgend die Linde (*Tilia*; PZ 5 b) aus. Auffällig ist hier jedoch ein nach einem ersten Hainbuchenvorstoß zu beobachtender, verhältnismäßig hoher Eichenanteil (18 %; Abb. 2), der im Vergleich mit den o. a. Eem-Vorkommen typischer für den Übergangsbereich der PZ 3 und 4 wäre. Der zuvor ermittelte Hainbuchengipfel legt dagegen die am Ende der PZ 5b herrschenden Vegetationsverhältnisse nahe, in welcher der Ausbreitungsbeginn der Hainbuche liegt. Neben einer möglichen Vertauschung von Probenmaterial könnten postsedimentäre Verlagerungen als ursächlich für die abnorme Vegetationsentwicklung angeführt werden.

Auf Grund der lückenlosen Beprobung des Bohrkerns können die den PZ 1 – 3 entsprechenden fehlenden Schichtglieder im Profil als echter Hiatus gewertet werden und lassen zu Beginn des Eem-Interglazials eine markante Sedimentationsunterbrechung bzw. Stagnationsphase erkennen. Sie

korreliert mit der Ausbildung des ca. 25 km südöstlich gelegenen Eems von Mühlrose (Erd 1960, CEPEK 1965), das sich in analoger regionalgeologischer Position befindet und dessen Entwicklung ebenfalls erst innerhalb des Interglazials [PZ f (unterer Teil) nach JESSEN & MILTHERS 1928, entspricht PZ 4 nach Erd 1973] einsetzte. Ein Fehlen älterer Eemablagerungen ist jedoch auch für den Lausitzer Grenzwall belegt, wie u. a. das Profil Bagenz zeigt. Hier setzte die Sedimentation nach den vorliegenden Befunden erst in der ausgehenden PZ 5 (5b; Hasel-Eiben-Linden-Zeit) nach ERD (1973) ein. In erster Linie werden als Ursache die während des eeminterglazialen Klimaoptimums deutlich zunehmenden Niederschläge verantwortlich gemacht, die zu einem generellen Grundwasserspiegelanstieg und damit der Aktivierung einer Vielzahl von Sedimentationsräumen führten (vgl. u. a. Erd 1963). Während sich die Ablagerungen südlich Mühlrose (SEIFERT 1983) kontinuierlich bis zum Ende des Eems verfolgen lassen, ist sowohl in Proschim als auch nördlich Mühlrose (Erd 1960) eine erneute Unterbrechung der Sedimentation festzustellen. Sie umfasst in Proschim einen relativ langen Zeitraum mit den PZ 6 bis 8 und endet in der PZ 9 mit der Ablagerung graugrüner, ungeschichteter Schluffmudden. Die kalkfreien Mudden erreichen Mächtigkeiten von 0,8 m und werden im unteren Teil von mm-starken Feinsandlagen und -schmitzen, im oberen Teil verstärkt von Torflagen durchzogen.

Fig. 2: Pollen diagram Proschim (only arboreal pollen) basis sum $BP + NBP = \pm 335 = 100$ %, excl. swamp- and water plants, sporae, algae and other micro remains, values < 1% with tenfold exaggeration, + = out of basis sum, BP = arboreal pollen; NBP = nonarboreal pollen, WF = Early Weichselian

Nördlich Mühlrose wurde nur in der untersten untersuchten Probe Eem der PZ 4 bzw. i (unterer Teil) nach JESSEN & MILTHERS (1928) festgestellt. Das nicht auffindbare, in ERD (1963, S. 28) erwähnte Pollendiagramm soll dann erst eine kontinuierliche Vegetationsentwicklung ab der PZ 6 bzw. g (Hainbuchen-Zeit) zeigen. Inwieweit es sich um einen echten bzw. probenbedingten Hiatus handelt, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Der für die Untersuchung gewählte Probenabstand betrug 0,1 m (vgl. CEPEK 1965) und könnte somit lediglich eine Überprobung der fehlenden PZ 5 bzw. i (oberer Teil) nahelegen. Im höheren Teil der PZ 9 wurden in Proschim erhebliche Erlen- sowie Hainbuchen-, Hasel- und untergeordnet Ulmen- und Eichenanteile beobachtet (Abb. 2). Sie weisen auf bereits einsetzende Umlagerungsprozesse am Ende des Eem-Interglazials hin. Der untere Teil der PZ 9 weist dagegen die charakteristische Ausbildung lichter Kiefernwälder mit eventuellem Fichtenanteil aus. Entsprechend der jetzt fehlenden Beschattung erlangten Vertreter der Gruppe der Nichtbaumpollen, vor allem Süß- und Sauergräser sowie Heidekraut (Calluna) wieder eine größere Bedeutung.

Im Hangenden geht die eemzeitliche Sequenz, ohne makroskopisch erkennbare Änderungen in der lithologischen Ausbildung, kontinuierlich in das Weichsel-Frühglazial (Herning-Stadial, PZ WF I nach HERMSDORF & STRAHL 2008) über. Es ist seitens der Vegetationsentwicklung durch einen deutlichen Bewaldungsrückgang und die starke Wiederausbreitung einer lichtliebenden, individuenreichen Kräuterflora gekennzeichnet. Hier sind neben den o. a. Taxa insbesondere Beifuß, weitere Heidekräuter (Ericaceae p. p.) und neben vielen anderen Ampfer (Rumex), Knöterich (Polygonum), Wegerich (Plantago), Grasnelke (Armeria), Gänsefuß- (Chenpopdiaceae) und Nelkengewächse (Caryophyllaceae) zu nennen. Bei 6,55 m bricht die organische Sedimentation ab. Den Abschluss des Bohrprofils bilden hellgraue Mittel- und Feinsande ("Obere Talsandfolge" nach CEPEK 1965), die pollenanalytisch nicht untersucht wurden. Sie führen im Bereich von 4,0 bis 4,3 m unter Rasensohle einen Torfhorizont aus dem jüngeren Teil des Brörup-Interstadials (PZ WF IIc). Er ist beckenübergreifend ausgebildet und kann auch im weiteren Umfeld relativ niveaukonstant verfolgt werden.

Charakteristisch für diesen Zeitraum ist die Ausbildung borealer Kiefern-Birken-Wälder mit Anteilen von Fichte und Lärche (*Larix*). Gegenüber beispielsweise dem Profil Wolkenberg sind die Fichtenanteile jedoch deutlich geringer, wo z. T. Pollenfrequenzen weit über 10 % ermittelt wurden. Das frühe Brörup mit höheren Birkenanteilen (PZ WF IIa) sowie die zwischengeschaltete Kälteschwankung (PZ WF IIb) sind in Proschim im Gegensatz zu den Profilen Rehnsdorf, Wolkenberg und Reddern bezüglich der scharfen Abgrenzung zwischen Torf und den unterlagernden Sanden (Diskordanz) nicht ausgebildet.

Für die Bildung des Beckens und die Steuerung des Sedimentationsgeschehens scheint eine direkt im Untergrund ausgebildete, NW-SE streichende Bruchstruktur (Störung Proschim) verantwortlich zu sein. Sie ist, vermutlich subrosionsbedingt, unmittelbar über dem Lausitzer Hauptabbruch angelegt, der ein Hauptelement der variszischen Kompression bildet und in seinem Verlauf mehrfach von Subrosionserscheinungen begleitet wird (KRENTZ & LAPP 2011). Die Störung Proschim zeigt sich in der tertiären Schichtenfolge durch einen vertikalen Versatz von bis zu 9 m, von dem auch die Quartärbasis noch betroffen ist (Abb. 1). In Verbindung mit der im Eem-Profil vorhandenen, lückenhaften Sedimentation deutet sich somit eine jungpleistozäne Reaktivierung der Auslaugungsprozesse an, wobei diskontinuierliche Absenkungen die Sedimentationsraten entsprechend beeinflussten und zum Ausfall einzelner Sequenzen führten.

Dagegen wird die Entwicklung des (ebenfalls spät einsetzenden) Eem-Vorkommens nördlich Mühlrose ausschließlich mit Ablagerungen im Altwasser einer schmalen, mehrere hundert Meter langen Rinne in Verbindung gebracht, die sich in die unterlagernden Talsande eingeschnitten hatte (ERD 1960, CEPEK 1965). Dennoch sollte auch hier die Existenz zahlreicher Subrosionskessel im Untergrund des unmittelbaren Umfeldes (Vattenfall Europe Mining AG 2008) nicht unberücksichtigt bleiben, deren möglicher Einfluss jedoch durch weiterführende Untersuchungen verifiziert werden muss.

Zusammenfassung:

Pollenanalytisch wurde eine vom ausgehenden Saale-Spätglazial (PZ C 2) bis in das Weichsel-Frühglazial (PZ WF IIc nach HERMSDORF & STRAHL 2008) hineinreichende, hinsichtlich des Eem-Interglazials (PZ 4-5 und PZ 9 nach ERD 1973) allerdings lückenhafte Sequenz erfasst. Das Vorkommen befindet sich unmittelbar über dem Störungssystem des Lausitzer Hauptabbruches mit der neotektonisch aktiven Störung Proschim. Sie scheint subrosionsbedingt angelegt zu sein und steuerte vermutlich auch das Sedimentationsgeschehen im Eem-Interglazial.

Summary:

Based on pollen analysis a Late Saalian (PZ C 2) up to Early Weichselian (PZ WF IIc after HERMSDORF & STRAHL 2008) sequence was proven, which is incomplete especially inside the Eemian section. The deposit is situated above regional fault system "Lausitzer Hauptabbruch" with the neotectonical mobility fault "Proschim". Probably, their origin is linked to subrosion and suggest a regulation of the sedimentation rates during the Eemian too.

Literatur

CEPEK, A. G. (1965): Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. – Geologie 14, 5/6, S. 625 – 657, Berlin

- ERD, K. (1960): Eem-interglaziale Pollendiagramme aus Südost-Brandenburg. – Berichte Geologische Gesellschaft **5**, 4, S. 344 – 345, Berlin
- ERD, K. (1963): Paläobotanische Ergebnisse im Quartär (hauptsächlich Brandenburgs) und deren Anwendung für die Stratigraphie. – Bericht ZGI Berlin vom 08.04.1963, 51 S., Berlin (unveröff.)
- ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. – Z. geol. Wiss. 1, S. 1087 – 1103, Berlin
- ERD, K. & J. STRAHL (2008b): Abbruchbericht zur pollenanalytischen Bearbeitung der Bohrung Kt 8778Z/88 Gräbendorf-Reddern (Brk Gäd 8778Z/88), Land Brandenburg. – Bericht LBGR Kleinmachnow vom 11.02.2008, (Archiv-Nr. 1007761), Kleinmachnow (unveröff.)
- FIRBAS, F. & R. GRAHMANN (1928): Über jungdiluviale und alluviale Torflager in der Grube Marga bei Senftenberg (Niederlausitz). – Abh. math.-phys. Klasse Sächs. Akad. Wiss. XL, 4, S. 1–63, Leipzig
- HERMSDORF, N. & J. STRAHL (2008): Karte der Eem-Vorkommen des Landes Brandenburg. – Brandenburg. geowiss. Beitr. 15, 1, S. 23 – 55, Kleinmachnow
- JESSEN, K. & V. MILTHERS (1928): Interglacial Fresh-water Deposits in Jutland and Northwest Germany. – Danm. Geol. Unders. II R. **48**, 301 S., Kopenhagen
- KRENTZ, O. & M. LAPP (2011): Bruchtektonische Hauptelemente. – In: Vattenfall Europe Mining AG [Hrsg.]: Die geologische Entwicklung der Lausitz. – S. 139 – 142, Cottbus
- KRÜGER, I. (1975): Ergebnisse der quantitativen Diatomeenanalyse im mittleren und nördlichen Teil der DDR. – Z. geol. Wiss. 3, 9, S. 1179 – 1195, Berlin
- KÜHNER, R. & J. STRAHL (2008): Die Eem-Vorkommen am Außenrand der warthestadialen Vereisung im Tagebau Welzow-Süd, Niederlausitz. – Z. dt. Ges. Geowiss. 159, 2, S. 191 – 204, Stuttgart
- SCHUBERT, G. (1979): Aufschlussbefunde zu einer jungpleistozänen Laufverlegung der Lausitzer Neiße (Nochtener Neißelauf) und zur Terrassengliederung. – Z. geol. Wiss. 7, 4, S. 463 – 477, Berlin
- SEIFERT, M. (1983): Pollenanalytischer Beitrag zum Eem-Interglazial und dem Frühglazial der Weichsel-Kaltzeit nahe Mühlrose, Kreis Weißwasser. – Z. geol. Wiss. 11, 5, S. 659 – 664, Berlin
- STRAHL, J. (2008a): Abbruchbericht zur pollenanalytischen Bearbeitung der Bohrung Brk Bagenz 46/60 (Brk Bgz

46/60), Land Brandenburg. – Bericht LBGR Kleinmachnow vom 30.01.2008, Kleinmachnow (unveröff.)

- STRAHL, J. (2012): Bericht zur pollenanalytischen Untersuchung der Bohrung Proschim 10135/09, Land Brandenburg. – Bericht LBGR vom 29.03.2012, 5 S., Cottbus (unveröff.)
- VATTENFALL EUROPE MINING AG (2008): Karte der bruchtektonischen und subrosiven Strukturen im 2. Miozänen Flözkomplex des Niederlausitzer Braunkohlenreviers, 1:100 000. – Cottbus (unveröff.)

Anschrift der Autoren:

Dipl.-Ing. (FH) Ralf Kühner Vattenfall Europe Mining AG Vom-Stein-Straße 39 03050 Cottbus ralf.kuehner@vattenfall.de

Dr. Jaqueline Strahl Landesamt für Bergbau, Geologie Und Rohstoffe Brandenburg Inselstr. 26 03036 Cottbus Jaqueline.strahl@lbgr.brandenburg.de

Buchbesprechung

Niedermeyer, R.-O., Lampe, R., Jahnke, W., Schwarzer, K., Duphorn, K., Kliewe, H. & F. Werner (2011):

Die Deutsche Ostseeküste – Sammlung geologischer Führer Band 105

2. völlig neu bearbeitete Auflage, 370 S., 20 Farbbilder, 97 Abb., 7 Tab.
Berlin Stuttgart – Gebr. Bornträger

ISBN 978-3443-15091-4 Preis: 29,80 €



Die zweite und völlig neu bearbeitete Auflage dieses geologischen Führers setzt den Bestseller der ersten Auflage über die deutsche Ostseeküste nach 16 Jahren fort. "Völlig neu" ist dabei jedoch nicht ganz korrekt. Der didaktische Ansatz blieb - gut so! Einer Einleitung, vormals Allgemeiner Teil, folgt der Exkursionsteil, früher Regionaler Teil, und am Ende sind eine ausführliche Bibliographie und weitere Register angefügt. Hinzu kam ein farbiger Bildteil, der nun nach der Einleitung Platz findet. Dem aufmerksamen Besitzer oder Leser der ersten Auflage wird vermeintlich eine Exkursion fehlen. Nein – ein wirklicher fachlicher Grund, Usedom regional in einen Nord- und Südteil untergliedern zu müssen, besteht nicht. "Völlig neu" und modern ist jedoch der Wissensstand, auf dem die jetzige Auflage basiert. 16 Jahre Erkenntniszuwachs, geschliffenes Outfit sowie zwei hinzugekommene Mitautoren verlangen auch knapp 100 Seiten mehr. Wie viel Neues aber in der zweiten Auflage wirklich steckt, wird erst beim Studium der Literatur klar. Da erscheinen die 100 Seiten mehr schon wieder wenig.

Der Führer richtet sich nicht an Laien! Ohne ein gewisses Maß an geologischen, besser noch quartärgeologischen, Grundkenntnissen, wird es für den Leser sehr schwer. Auch geographisches Wissen über die deutsche Ostseeküste ist hilfreich. Wem diese Ressourcen jedoch erschlossen sind, dem wird sehr viel Neues beim Lesen geboten. Einen wirklichen Exkursionsführer darf man allerdings, wie auch schon in der ersten Auflage, nicht erwarten. Die sogenannten Exkursionen gehen nicht an exakte Exkursionspunkte. Hier werden regionale Landstriche wissenschaftlich näher betrachtet – von der Flensburger Förde im Nordwesten über die Lübecker Bucht, Fischland/Darß und Rügen bis hin zum Kleinen Haff im Osten.

Auch dieser "große Bruder" der ersten Auflage gehört in jeden Schrank eines Geologen oder geologisch Interessierten, der die deutsche Ostseeküste bereist. Studenten der Geowissenschaften können mit diesem kompakten Standardwerk den Weg zu aktuellem Wissen über die deutsche Ostseeküste deutlich beschleunigen. Auch die zweite Auflage wird schnell vergriffen sein. Den Autoren vielen Dank für die fleißige Arbeit sowie das kompakte und trotzdem wissenschaftliche Format!

Uwe Strahl

Die weichselhochglaziale bis holozäne Schichtenfolge des Niedersees (Jasmund, Insel Rügen) – Teil 2: Die holozäne Molluskenfauna unter besonderer Berücksichtigung der terrestrischen Gastropoden

The Late Weichselian to Holocene succession of the Niedersee (Jasmund, Isle of Ruegen) – part 2: The Holocene mollusc fauna with special emphasis on the terrestrial gastropods

HOLGER MENZEL-HARLOFF & JAQUELINE STRAHL

Einleitung

Der Niedersee ist ein klassischer weichselspätglazial-holozäner Kliffaufschluss an der südöstlichen Küste der Halbinsel Jasmund (Insel Rügen) (Abb. 1). Erste ausführliche paläontologische Untersuchungen gehen auf BOEHM-HART-MANN (1937, Pollenanalyse, pflanzliche Makroreste), STEUS-LOFF (1937, Mollusken) und KRASSKE (1937, Diatomeen) zurück. Im Jahr 2006 erfolgte eine Neuaufnahme bzw. die Beprobung der zu diesem Zeitpunkt zugänglichen Südflanke des verlandeten Sees für umfangreiche Multiproxy-Studien. Teil 1 der Publikation der Untersuchungsergebnisse widmete sich detailliert dem geologischen Umfeld, der Pollenstratigraphie, den pflanzlichen Makrorestanalysen sowie den Untersuchungen der enthaltenen aquatischen Molluskenfaunen (Kossler & Strahl 2011). Der nun vorliegende Teil 2 legt den Schwerpunkt auf die Präsentation und palökologische Interpretation der holozänen Landschneckenfaunen. Hier nimmt der dem Atlantikum (und darüber hinaus eventuell jüngeren Zeitabschnitten, s. ff.) zugeordnete Wiesenkalk (Abb. 2) mit 40, in oft hoher Individuendichte nachgewiesenen Molluskenarten und dem erstmaligen Auftreten von terrestrischen Gastropoden (mit Ausnahme von nicht näher bestimmbaren Gehäusen der Familie Succineidae), eine Sonderstellung innerhalb des Niedersee-Profils ein. Es ist auszuschließen, dass dieses Sediment im Rahmen der 1933 erfolgten Untersuchung durch BOEHM-HARTMANN (1937) beprobt wurde, da in der Bearbeitung der von ihr erfassten Mollusken durch STEUSLOFF (1937) keine Landschnecken erwähnt sind. Bereits 1988 entnahm H. MENZEL-HARLOFF Material aus dem Wiesenkalk und untersuchte es malakologisch. Da die Aufschlusssituation seitdem nahezu unverändert geblieben ist, fließen die Ergebnisse in die aktuelle Untersuchung ein.

Die Molluskenfauna des Wiesenkalks (Älteres/Jüngeres Atlantikum, PZ ÄA/JA oder jünger)

In 1,95 m Aufschlusshöhe lagert ein Torf, der sich bei 1,99 m mit einem bis 2,09 m reichenden, gelblichwei-



Abb. 1:Lage des Niedersees an der Küste zwischen
Sassnitz und Mukran, Halbinsel Jasmund
(Rügen), verändert nach Kossler & Strahl (2011)Fig. 1:Location of the Niedersee at the cliff line

between Sassnitz and Mukran, Peninsula Jasmund (Isle of Ruegen), modified from Kossler & StrAhl (2011)

ßen, sehr viele Mollusken führenden Wiesenkalk verzahnt (Abb. 2). In den Pollenspektren erscheinen immer wieder vereinzelt thermophile Laubgehölze, insbesondere Eiche (*Quercus*), Ulme (*Ulmus*), Hasel (*Corylus*), Erle (*Alnus*) aber auch Hainbuche (*Carpinus*) und Linde (*Tilia*) sowie vereinzelt Fichte (*Picea*) und Tanne (*Abies*). Mit großer Wahrscheinlichkeit sind Torf und Wiesenkalk deutlich jünger als Präboreal, wegen der nur mäßigen bis schlechten Erhaltung der Sporomorphen ist eine genauere zeitliche Zuordnung als Älteres/Jüngeres Atlantikum oder jünger jedoch nicht möglich.





dating is based on pollen stratigraphy

Unter den Kräutern ist neben hauptsächlich Mädesüß (Filipendula), Doldenblütlern (Umbelliferae), Rosengewächsen (Rosaceae) und Korbblütlern (Tubuliflorae, Liguliflorae) das Erscheinen des Spitzwegerichs (Plantago lanceolata) als anthropogenem Indikator erwähnenswert. Getreidepollen wurden nicht beobachtet.

Einen weiteren Hinweis auf Sedimente jünger/gleich Atlantikum lieferten lediglich Einzelproben aus dem Bereich der Nordflanke. Extrem stark durch Süßgräser beeinflusste Pollenspektren wiesen jeweils nur eine Probe aus einer Seekreide und aus einem darüber folgenden Torf mit Hasel, Linde, Hainbuche, Eiche und Erle auf. Diese erscheinen wegen der hohen Süßgras-Werte stark unterrepräsentiert und lassen damit innerhalb des Holozäns ebenfalls keine sichere Einstufung zu.

Überlagert werden limnische und telmatische Sedimente des Niedersees durch z. T. mehr als 1,50 m mächtiges Kolluvium (überwiegend sandige Schluffe, vgl. Abb. 2 und Kossler & Strahl 2011, S. 436), das nicht pollenanalytisch untersucht wurde.

Recht gut ist der innerhalb eines nahezu 2 m mächtigen Torfes aufgeschlossene Zeitraum vom Boreal bis zum Jüngeren Atlantikum im benachbarten Credner See aufgelöst (LANGE, JESCHKE & KNAPP 1986). Die Entwicklung setzt aber danach auch dort wie im Beckenzentrum des Niedersees (BOEHM-HARTMANN 1937) aus.

Zur ökologischen Bewertung des Molluskeninventars müssen zunächst die parautochthonen von den autochthonen Elementen getrennt werden (vgl. Ložek 1964). Relative



 Abb. 3: Profil Niedersee (Südflanke), Landschnecken aus dem Wiesenkalk (Atlantikum) 1 – Cochlicopa nitens, 2 – Discus ruderatus, 3 – Nesovitrea petronella, 4 – Vertigo substriata, 5 – Vertigo angustior, 6 – Vertigo moulinsiana, 7 – Vertigo pusilla, 8 – Vertigo geyeri, 9 – Vertigo alpestris, 10 – Vertigo antivertigo, Fotos: S. MENG
 Fig. 3: Niedersee section (southern margin), terrestrial gastropod fauna from the meadow shalk (Atlantic)

Fig. 3: Niedersee section (southern margin), terrestrial gastropod fauna from the meadow chalk (Atlantic) 1 – Cochlicopa nitens, 2 – Discus ruderatus, 3 – Nesovitrea petronella, 4 – Vertigo substriata, 5 – Vertigo angustior, 6 – Vertigo moulinsiana, 7 – Vertigo pusilla, 8 – Vertigo geyeri, 9 – Vertigo alpestris, 10 – Vertigo antivertigo, photographs: S. MENG

Häufigkeiten und Vergleiche mit rezenten Molluskenvergesellschaftungen begründen die Zuordnung von 32 Arten zur autochthonen Komponente (Tab. 1, Abb. 3). Sie bilden die Fauna eines das Niederseebecken zur Zeit der Wiesenkalkbildung einnehmenden kalkreichen Sumpfes. Hingegen dürften die acht, als parautochthon bezeichneten Arten eher in benachbarten Biotopen vorgekommen sein und wurden lebend oder als Leergehäuse in das Becken eingetragen. Hinweise auf allochthone Arten, hier im Sinn von umgelagerten Schalen aus anderen Zeitabschnitten, lassen sich weder aus dem Faunenbild noch aus dem Erhaltungszustand der Molluskengehäuse ableiten.

ökologische Ansprüche ¹	Arten	Wiesenkalk	Kolluvium
limnisch: 11 Arten			
Courăcear eller Art	Pisidium casertanum Poli 1791		1
Gewasser aller Art	Pisidium subtruncatum MALM 1855	1 a	
	Anisus leucostoma (MILLET 1813)	2 a	3
	Aplexa hypnorum (LINNAEUS 1758)	2 a	1
	Bathyomphalus contortus (LINNAEUS 1758)	1 a	
stehende Gewässer,	Galba truncatula (O.F.Müller 1774)	3 a	2
meist mit Präferenz für Temporärgewässer und	Hippeutis complanatus (LINNAEUS 1758)	1 a	
Sümpfe	Pisidium obtusale (LAMARCK 1818)	2 a	
	Pisidium personatum MALM 1855	3 a	3
	Segmentina nitida (O.F.Müller 1774)	1 a	
	Valvata cristata O.F.Müller 1774	1 a	2
terrestrisch: 36 Arten	·	·	
	Vallonia pulchella (O.F.Müller 1774)	3 a	
offene Feucht- und	Vertigo angustior (JEFFREYS 1830)	3 a	1
und Nasswiesen, Röhrichte)	Vertigo geyeri Lindholm 1925	1 a	
	Vertigo moulinsiana (Dupuy 1849)	1 a	
	Carychium minimum O.F.Müller 1774	3 a	3
	Cochlicopa nitens (M. von Gallenstein 1848)	3 a	
	Columella edentula (Draparnaud 1805)	2 a	
offene und heweldete	Euconulus praticola (Reinhardt 1883)	3 a	1
Feucht- und Nassbiotope	Fruticicola fruticum (O.F.Müller 1774)	1 a	
(Feucht- und Nasswiesen,	Nesovitrea petronella (L. PFEIFFER 1853)	3 a	
Röhrichte, Bruchwälder)	Succineidae indet. ²	1 a	1
	Vertigo antivertigo (Draparnaud 1801)	2 a	1
	Vertigo substriata (JEFFREYS 1833)	3 a	2
	Zonitoides nitidus (O.F.Müller 1774)	3 a	2
Feuchtwälder	Macrogastra ventricosa (DRAPARNAUD 1801)		1
	Acanthinula aculeata (O.F.Müller 1774)	1 p	2
maganhila	Carychium tridentatum (Risso 1826)	3 a	2
bis trockene Wälder,	Clausilia dubia Draparnaud 1805	2 p	
mit Präferenz für halboffene	Vertigo alpestris ALDER 1838	1 p	
Standorte	Vertigo pusilla O.F.Müller 1774	2 p	1
	Vitrea contracta (Westerlund 1871)	2 p	2
	Aegopinella pura (ALDER 1830)	1 p	
	Clausilia bidentata (Sтком 1765)		1
	Cochlodina laminata (Montagu 1803)		1
mesophile bis trockene	Discus rotundatus (O.F.Müller 1774)		2
Walder	Discus ruderatus (Hartmann 1821)	3 a	1
	Macrogastra plicatula (DRAPARNAUD 1801)		1
	Merdigera obscura (O.F. Müller 1774)	1 p	
offene und halboffene Biotope	Vallonia costata (O.F.Müller 1774)	3 a	2
	Aegopinella nitidula (Draparnaud 1805)		1
	Arianta arbustorum (LINNAEUS 1758)	1 a	
	Cepaea hortensis (O.F.Müller 1774)	1 a	
Ubiquisten	Cochlicopa lubrica (O.F.Müller 1774)	2 a	1
	Nesovitrea hammonis (Sтком 1765)	3 a	2
	Punctum pygmaeum (DRAPARNAUD 1801)	3 a	1
?	Nacktschneckenschälchen ³	2 ?	
Summe Arten: 47		40	28

Tab. 1:Übersicht der an der Südflanke des Niedersees nachgewiesenen Molluskenfaunen (Atlantikum und jünger),
Pollenstratigraphie vgl. Abb. 2:

Wiesenkalk (Atlantikum oder jünger, entspricht Probe M 21 bei Kossler & Strahl 2011) – Probenentnahme am 07.03.1988 und 27.05.2006; det. H. MENZEL-HARLOFF; Pisidium-Arten: det. M. L. ZETTLER

Kolluvium (jüngere Abschlämmmassen) – Probenentnahme am 07.03.1988; det. H. MENZEL-HARLOFF; Pisidium-Arten: det. U. BÖSSNECK

1 – nach Ložek 1964, Kerney et al. 1983, Turner et al. 1998, Glöer 2002, Zettler & Glöer 2006, Zettler et al. 2006, Boschi 2011 und eigenen Beobachtungen.

2 – Bernsteinschnecken der Gattungen Oxyloma oder Succinea sind nur in Form juveniler und damit nicht näher bestimmbarer Gehäuse überliefert.

3 – Die ebenfalls nicht näher bestimmten Nacktschneckenschälchen können den Familien Agriolimacidae oder Limacidae zugeordnet werden.

Häufigkeitsangaben: 1 – sehr selten bis selten; 2 – mäßig häufig bis häufig; 3 – sehr häufig bis massenhaft Angaben zur Biotopzugehörigkeit: a – autochthon, p – parautochthon

Tab.1: List of the mollusc fauna of the Niedersee section (southern margin; Atlantic and of younger age), pollen stratigraphy see fig. 2:

Meadow chalk (Atlantic and of younger age; equivalent to sample 21 of Kossler & Strahl 2011) – sampling 07.03.1988 and 27.05.2006; det. H. MENZEL-HARLOFF; species of Pisidium: det. M. L. ZETTLER Colluvial soil (younger colluvial deposits) – sampling 07.03.1988; det. H. MENZEL-HARLOFF; species of Pisidium: det. U. BÖSSNECK

1 – According to Ložek 1964, Kerney et al. 1983, Turner et al. 1998, Glöer 2002, Zettler & Glöer 2006, Zettler et al. 2006, Boschi 2011, and own observational research.

2-Gastropods of the genera Oxyloma or Succinea (Succineidae) are only proven by juvenile shells, which are not determinable on species level.

3 – Slug shells, which are not otherwise specified, can be attributed to the family Agriolimacidae or Limacidae. Frequencies: 1 – very rare to rare; 2 – less frequent to frequent; 3 – very frequent to copious Biotope relationship: a – autochthonous, p – parautochthonous

Die aus zehn Arten bestehende limnische Fauna wird ganz überwiegend durch Sumpf- und Kleingewässerbewohner dominiert. Im Gegensatz zu den Proben aus älteren Zeitabschnitten (vgl. Kossler & Strahl 2011) fehlen eindeutige Anzeiger für größere Gewässer völlig. Charakteristisch für Temporärgewässer, bei denen es sich auch um Moorschlenken, zeitweilig überstaute Nasswiesen oder in Nasswiesen eingestreute Tümpel handeln kann, sind Anisus leucostoma, Aplexa hypnorum, Galba truncatula, Pisidium obtusale, Pisidium personatum, Segmentina nitida und Valvata cristata (GLÖER 2002, ZETTLER & GLÖER 2006, ZETTLER et al. 2006, vgl. auch Kossler & Strahl 2011). Auch die ökologisch weitgefächerten Bathyomphalus contortus und Pisidium subtruncatum sind mehr oder weniger regelmäßig in Temporärgewässern anzutreffen.

Unter den als autochthon aufgelisteten 22 Landschneckenarten sind typische Bewohner von Feucht- und Nassbiotopen deutlich in der Überzahl, der Rest wird hauptsächlich durch Ubiquisten gestellt. Die hygrophile Artengruppe besteht mit Carychium minimum, Cochlicopa nitens, Columella edentula, Euconulus praticola, Fruticicola fruticum, Nesovitrea petronella, Succineidae indet., Vertigo antivertigo, Vertigo substriata und Zonitoides nitidus größtenteils aus in Bezug auf Bewaldung indifferenten Elementen. Sie kommen sowohl in offenen Biotopen, wie Feucht- und Nasswiesen sowie Röhrichten als auch in Bruchwäldern vor (KERNEY et al. 1983, ZETTLER et al. 2006). Vertigo substriata ist darüber hinaus in der Lage, mesophile bis trockene Waldgesellschaften aller Art zu besiedeln. Fruticicola fruticum besitzt ebenfalls eine größere ökologische Spannweite. Die Art kommt nicht selten in trockeneren Biotopen wie thermophilen Waldrändern und Gebüschen vor und greift mitunter auf Trockenrasen über. Von den genannten Arten stellt Cochlicopa nitens zweifellos die höchsten Ansprüche an den Lebensraum, da sie nicht nur streng hygrophil, sondern auch calciphil ist (KERNEY et al. 1983, ZETTLER et al. 2006). Im heutigen Mecklenburg-Vorpommern ist die Schnecke sehr zerstreut verbreitet (ZETTLER et al. 2006), für Rügen konnte bisher allerdings kein rezenter Nachweis erbracht werden. Das sehr häufige Vorkommen im Wiesenkalk ist der einzige Fossilbeleg für die Insel. Alle Gehäuse ließen sich aufgrund deutlich größerer Abmessungen von denen der ebenfalls häufigen Cochlicopa lubrica abgrenzen. Übergangsgrößen wurden nicht festgestellt.

Mit Vallonia pulchella sowie den Windelschnecken Vertigo angustior, Vertigo geyeri und mit Abstrichen Vertigo moulinsiana belegen vier Arten der Feucht- und Nasswiesen eindeutig den zumindest zeitweise offenen Charakter des Nassbiotops. Das massenhafte Auftreten der mesophile bis trockene Offenlandbiotope präferierenden Vallonia costata unterstreicht diese Aussage und deutet gleichzeitig auf mesophile Bereiche innerhalb des Kalksumpfes hin. Einen besonderen Stellenwert nimmt Vertigo geyeri als absolut stenökes Faunenelement der Kalkflachmoore mit konstantem Wasserpegel ein (KERNEY et al. 1983, JUEG & MENZEL-HARLOFF 1996, ZETTLER et al. 2006). Während die Art im, allerdings bisher weitgehend undatierten, fossilen Material in allen Landesteilen Mecklenburg-Vorpommerns nachgewiesen ist, reduziert sich ihre rezente Verbreitung auf drei Reliktstandorte, die sich alle außerhalb der Insel Rügen befinden (JUEG & MENZEL-HARLOFF 1996, ZETTLER et al. 2006). In der vorliegenden Untersuchung konnte lediglich ein Exemplar aus mehreren tausend Gehäusen von Vertretern der Gattung *Vertigo* separiert werden. *Vertigo moulinsiana*, ebenfalls sehr selten im Wiesenkalk, besitzt sein Optimum zweifellos in offenen Großseggenrieden, lebt jedoch oft auch in Schilfröhrichten sowie Bruchwäldern mit Seggenunterwuchs (JUEG 2004). Die Art ist rezent in Mecklenburg-Vorpommern weit verbreitet und hat auf Rügen ebenfalls eine Reihe von Fundorten (ZETTLER et al. 2006).

Einige Arten, die normalerweise in mesophilen bis trokkenen Biotopen vorkommen, müssen aufgrund ihres massenhaften Auftretens trotz ökologischer Abweichungen zur autochthonen Fauna des Kalksumpfes gestellt werden. Das betrifft neben Vallonia costata z. B. den heute sibirisch-boreo-alpin verbreiteten Discus ruderatus, eigentlich eine Waldart, die jedoch nach KERNEY et al. (1983) sowie BOSCHI (2011) auch Sümpfe und feuchte Wiesen besiedelt. Dieses für Übergangsphasen von Kaltzu Warmzeiten und damit auch für das Altholozän typische Faunenelement (Ložek 1964) zog sich im Verlauf des Atlantikums im Zuge der Einstellung feuchtwarmer Klimabedingungen nach Nord- und Osteuropa, Sibirien, in die Alpen sowie die Kammlagen der Mittelgebirge zurück und wurde zunehmend durch Discus rotundatus ersetzt. Zahlreiche fossile Funde belegen eine ehemals weite Verbreitung von Discus ruderatus in Norddeutschland. Die rezente Verbreitung beschränkt sich auf wenige Reliktposten, z. B. existiert in Mecklenburg-Vorpommern nur eine aktuelle Population im schon mehr kontinental geprägten südöstlichen Landesteil (vgl. ZETTLER et al. 2006). Noch in der Mitte des vergangenen Jahrhunderts wurde die Art auch auf Rügen lebend angetroffen (PLATE 1949).

Die wenigen parautochthonen Arten sind ausschließlich Waldarten, dabei überwiegen Formen, die eine Präferenz zu lichteren, mesophilen bis trockenen Waldbeständen entwickeln und auf halboffene und offene Biotope übergreifen. Typische Beispiele sind Acanthinula aculeata, Clausilia dubia, Vertigo alpestris, Vertigo pusilla, Vitrea contracta und Merdigera obscura. Zudem zeigen Clausilia dubia, Vertigo alpestris und Vertigo pusilla eine Vorliebe für Felsen oder zumindest blockreiche Habitate. Vertigo alpestris wurde ebenso wie Vertigo geveri in den Ablagerungen des Niedersees nur durch ein Exemplar belegt. In den letzten 13 Jahren konnte die Art in Mecklenburg-Vorpommern an fast 100 Fundorten rezent festgestellt werden, von Rügen liegen jedoch ausschließlich Fossilbelege vor. Alle bisherigen Lebendnachweise wurden in anthropogenen Felsersatzbiotopen (Feldsteinmauern und Kopfweiden) erbracht (MENZEL-HARLOFF 2010a).

Die Molluskenfauna des Kolluviums

Die jungholozänen Abschlämmmassen, die den pollenanalytisch untersuchten Bereich des Niedersee-Profils überdecken, wurden bereits 1988 beprobt. Es erfolgten ausschließlich malakologische Untersuchungen, die sich auf die Basis des im Bereich der Südflanke bis zu 1,50 m mächtigen Kolluviums beschränkten. Die Herkunft des umgelagerten Materials aus der unmittelbaren Umgebung des Niedersees bedingt einen hohen Anteil an parautochthonen und mit größter Wahrscheinlichkeit auch allochthonen Elementen in der aus 28 Arten bestehenden Fauna (Tab. 1). Sechs limnische Arten, mit Ausnahme von Pisidium casertanum alle auch aus dem Wiesenkalk belegt, sind durchweg Bewohner von Temporärgewässern und Sümpfen. Die terrestrische Fauna weist deutliche Unterschiede zu der des Wiesenkalkes auf. Hervorzuheben ist das relativ häufige Auftreten von Discus rotundatus zusammen mit dem nur in wenigen Exemplaren gefundenen, möglicherweise allochthonen Discus ruderatus. Aus der Familie der Schließmundschnecken sind mit Clausilia bidentata, Cochlodina laminata, Macrogastra plicatula und Macrogastra ventricosa vier neue Arten überliefert, während die im Wiesenkalk nachgewiesene Clausilia dubia nicht mehr vorkommt. Die letztgenannten sieben Arten sind, abgesehen von Discus ruderatus, typische Elemente einer modernen, auch heute noch im Ostteil Rügens existierenden Laubwaldfauna (vgl. MEN-ZEL-HARLOFF 2010b).

Zusammenfassung

Die Analyse und palökologische Bewertung der Landschneckenfauna bilden den Schwerpunkt des 2. Teils von Multiproxy-Untersuchungen hier insbesondere der atlantischen bis jungholozänen Ablagerungen (Wiesenkalk, Kolluvium) des an der Südostküste Jasmunds (Insel Rügen) aufgeschlossenen Niedersees.

Der dem Atlantikum zugeordnete Wiesenkalk beinhaltet eine hochdiverse Molluskenvergesellschaftung mit zehn limnischen sowie 30 terrestrischen Arten. Die 32 Arten der autochthonen Komponente bilden die Fauna eines das Niederseebecken zur Zeit der Wiesenkalkbildung einnehmenden kalkreichen Sumpfes. Von besonderem ökologischen Zeigerwert sind dabei u. a. *Cochlicopa nitens, Vertigo angustior, Vertigo geyeri* und *Vertigo moulinsiana*. Bemerkenswert ist auch das häufige Vorkommen der altholozänen Leitart *Discus ruderatus*.

Die parautochthone Komponente, u. a. mit *Clausilia dubia* und *Vertigo alpestris*, belegt einen mesophilen bis trockenen Waldbestand mit eher lichtem Charakter in der Umgebung des Niedersees.

Die jungholozänen kolluvialen Ablagerungen werden durch eine moderne, auch heute noch im Ostteil Rügens existierende Laubwaldfauna geprägt.

Summary

The present study, which is part of multi-proxy studies performed on the Niedersee (Isle of Ruegen), focus on analyses and the palaeoecological interpretation of the terrestrial gastropod fauna from Atlantic and younger sediments (meadow chalk, colluvial accumulations/deposits).

The meadow chalk revealed a mollusc assemblage consisting of 10 limnic and 30 terrestrial species, at which 32 species are of autochthonous origin. These represent the fauna of a calcareous swamp existing in the Niedersee depression during the Atlantic. Within the gastropod fauna, especially *Cochlicopa nitens, Vertigo angustior, Vertigo geyeri* and *Vertigo moulinsiana* have important ecological indicator values. Furthermore, the frequent occurence of the old Holocene species *Discus ruderatus* within the meadow chalk is noteworthy. Parautochthonous components (i. a., *Clausilia dubia* and *Vertigo alpestris*) document a mesophilic to dry forest with open woodland character in the vicinity of the Niedersee.

The Late Holocene colluvial sediments are characterised by a modern deciduous woodland fauna, which today still exists in the eastern part of Ruegen.

Dank

Wir danken Dr. Ulrich Bößneck (Erfurt-Vieselbach) und Dr. Michael. L. Zettler (Kröpelin) für die Determination der Kleinmuscheln (Gattung *Pisidium*). Dr. Stefan Meng (Warnemünde) erstellte die Tafel und gab einige fachliche Hinweise bezüglich der Mollusken, wofür ihm ebenfalls herzlich gedankt sei.

Literatur

- BOEHM-HARTMANN, H. (1937): Spät- und postglaziale Süßwasserablagerungen auf Rügen. I. Pollenanalytische und paläontologische Untersuchungen. – Archiv für Hydrobiologie **31**, S. 1–37, Kiel
- BOSCHI, C. (2011): Die Schneckenfauna der Schweiz. Ein umfassendes Bild- und Bestimmungsbuch. – 624 S., Bern, Stuttgart, Wien (Haupt-Verlag)
- GLÕER, P. (2002): Mollusca I. Die Süßwassergastropoden Mitteleuropas. Bestimmungsschlüssel, Lebensweise, Verbreitung. – In: GROH, K. & C. GROH (Hrsg.): Die Tierwelt Deutschlands und der angrenzenden Meeresteile nach ihren Merkmalen und nach ihrer Lebensweise
 73, 327 S., Hackenheim (Conch Books)
- JUEG, U. (2004): Die Verbreitung und Ökologie von Vertigo moulinsiana (DUPUY, 1849) in Mecklenburg-Vorpommern (Gastropoda: Stylommatophora: Vertiginidae). – Malakologische Abhandlungen Museum für Tierkunde 22, S. 87 – 124, Dresden

- JUEG, U. & H. MENZEL-HARLOFF (1996): Vertigo geyeri LINDHOLM 1925 in Mecklenburg-Vorpommern (subfossil und rezent). – Malakologische Abhandlungen Museum für Tierkunde **18**, S. 125 – 131, Dresden
- KERNEY, M. P., CAMERON, R. A. D. & J. H. JUNGBLUTH (1983): Die Landschnecken Nord- und Mitteleuropas. – 384 S., Hamburg, Berlin (Parey-Verlag)
- Kossler, A. & J. STRAHL (2011): The Late Weichselian to Holocene succession of the Niedersee (Rügen, Baltic Sea) – new results based on multi-proxy studies. – E&G Quaternary Science Journal **60**, 4, S. 434 – 454, Greifswald
- KRASSKE, G. (1937): Spät- und postglaziale Süßwasserablagerungen auf Rügen. II. Diatomeen aus den postglazialen Seen auf Rügen. – Archiv für Hydrobiologie **31**, S. 38 – 53, Kiel
- LANGE, E., JESCHKE, L. & H. D. KNAPP (1986): Ralswiek und Rügen. Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte der Ostseeinsel. Teil 1. Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. Text und Beilagen. – Schriften zur Ur- und Frühgeschichte **38**, 175 S., Berlin
- Ložek, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – Verlag der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften, 374 S., Prag
- MENZEL-HARLOFF, H. (2010 a): Neue Erkenntnisse zur Verbreitung und Ökologie von *Vertigo alpestris* ALDER 1838 in Mecklenburg-Vorpommern und Erstnachweis für das Bundesland Brandenburg (Gastropoda: Vertiginidae). Mitteilungen der Deutschen Malakozoologischen Gesellschaft 83, S. 1 24, Frankfurt a. Main
- MENZEL-HARLOFF, H. (2010 b): Zur Landschneckenfauna der Granitz (Biosphärenreservat Südost-Rügen). – Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **XLIX**, S. 163 – 179, Rostock
- PLATE, H.-P. (1949): Beitrag zur Erforschung der Molluskenfauna der pommerschen Inselwelt. – Dissertation an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Humboldt-Universität Berlin, 166 S., Berlin
- STEUSLOFF, U. (1937): Spät- und postglaziale Süßwasser-Ablagerungen auf Rügen. III. Bemerkungen zu den Mollusken aus den Ablagerungen des Niedersees. – Archiv für Hydrobiologie **31**, S. 54 – 57, Kiel
- TURNER, H., KUIPER, J. G. J., THEW, N., BERNASCONI, R., RÜETSCHI, J., WÜTHRICH, M. & M. CISTELI (1998): Atlas der Mollusken der Schweiz und Liechtensteins. – Fauna Helvetica **2**, 527 S., Neuchâtel

- ZETTLER, M. L. & P. GLÖER (2006): Zur Ökologie und Morphologie der Sphaeriidae der Norddeutschen Tiefebene. – Heldia 6, Sonderheft 8, S. 1–61, München
- ZETTLER, M. L., JUEG, U., MENZEL-HARLOFF, H., GÖLLNITZ, U., PETRICK, S., WEBER, E. & R. SEEMANN (2006): Die Land- und Süßwassermollusken Mecklenburg-Vorpommerns. 318 S., Schwerin (Obotritendruck)

Anschrift der Autoren:

Holger Menzel-Harloff Goethestr. 24 23970 Wismar holger.menzel-harloff@web.de

Dr. Jaqueline Strahl Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Inselstr. 26 03046 Cottbus jaqueline.strahl@lbgr.brandenburg.de

Genese und Klassifikation von Rügpodsolen

Genesis and Classification of Ruegpodzols

CHRISTOPH KUNKEL, TONY BAUDIS & SIXTEN BUSSEMER

Herrn Dr. H. U. Thieke zum 70. Geburtstag gewidmet

1. Problemstellung

Die Rügböden i. S. von KOPP (1969) stellen ein spezifisches Phänomen von Sandstandorten des jüngsten Jungmoränengebietes im nordostdeutschen Tiefland dar, dessen Neubearbeitung aus makroskopischer Sicht bereits in dieser Reihe vorgestellt wurde (vgl. KUNKEL, BAUDIS & BUSSEMER 2011). In zwei Testarealen auf der Insel Rügen (Granitz und Jasmund) ließen sich dabei nicht nur erste Aussagen zu Verbreitung und Verteilungsmuster ableiten, sondern auch der Rügpodsol als am weitesten verbreitete Variante identifizieren. Darauf aufbauend soll nachfolgend einerseits sein Verbreitungsareal genauer intern gegliedert und nach außen abgegrenzt werden. Andererseits kann nun die Rügposol-Genese vor dem Hintergrund der Kenntnis klassischer europäischer Sandböden (Podsol und Braunerde) mit laboranalytischen Methoden vertieft werden. Auf dieser Grundlage soll anschließend seine bodensystematische Stellung anhand der nationalen wie auch brandenburgischen Klassifikation diskutiert sowie ein generelles Entwicklungsschema für Rügböden vorgeschlagen werden.

2. Methoden

- *Feldansprache*: in Grabungen und Bohrungen nach AG BODEN (2005),
- *Korngrößenanalyse des Feinbodens*: Laserpartikelsizer "Analysette 22" von FRITSCH,
- *pH-Wert*: elektrometrisch in einer 0,01M Kalziumchlorid-Lösung,
- Organischer Kohlenstoff (C) und Stickstoff (N): VARIO EL III von Elementar,
- *Kationenaustauschkapazität (KAK) und Basensättigung (BS)*: nach Kappen in mval/100g bzw. % (u. a. in BARSCH, BILLWITZ & SCHOLZ 1984),
- Dithionitlösliches Eisen (Fe_d): nach Schlichting, Blume & Stahr (1995) in %,

- Oxalatlösliches Eisen (Fe_o): nach Schlichting, Blume & Stahr (1995) in %,
- Gesamteisen (Fe_{tot}) und Gesamtaluminium (Al_{tot}): Röntgenfluoreszenzanalyse mittels PW2404 X-ray Spectrometer von PHILIPS,
- Berechnung des *Verwitterungsindex*: nach KRONBERG & NESBITT (1981).

3. Areal und Verbreitungsmuster der Rügpodsole

Die Feldarbeiten konnten gegenüber dem 2011 berichteten Stand mit Schwerpunkt interner Verteilungsmuster auf der Halbinsel Jasmund in ihrer Reichweite erheblich ausgedehnt werden. Nach Standortsunterlagen der brandenburgischen Forstverwaltung in Eberswalde wurden dort ausgewiesene Standorte im nordostdeutschen Tiefland stichprobenartig angefahren und makroskopisch angesprochen. Bisher ließen sich jedoch an keinem einzigen Standort mit der Typregion auf Rügen vergleichbare Bodenbildungen verifizieren. Meist handelte es sich anstelle dessen um Kolluvisole, Braunerden und Rendzinen. Insofern kann nach derzeitigem Kenntnisstand nur die kleine Region um Jasmund und die Granitz als sicheres Verbreitungsgebiet angesehen werden. Innerhalb dieses Bereiches verdichtete sich der im letzten Jahr berichtete Eindruck einer Substrat- und Expositionsabhängigkeit von Bodentyp und Humusform (KUNKEL, BAUDIS & BUSSEMER 2011) weiter. So wurden in der Granitz Rügpodsole fast ausschließlich auf südexponierten Hängen kartiert. Auf der kalkgeprägten Halbinsel Jasmund sind diese häufig als Mull-Rügpodsole ausgebildet.

4. Neubearbeitung von Typusprofilen

4.1 Podsole und Braunerden als klassische Sandböden

Aus zonaler Sicht befindet sich die weit in die Ostsee hineinragende Insel Rügen in einer Übergangssituation zwischen Mitteleuropa mit Braunerden und Skandinavien mit Podsolen als jeweiligen Leitbodentypen auf terrestrischen Sandstandorten (GANSSEN 1957). Da eine Einordnung der gesamten Rügbodengruppe aus moderner bodensystematischer Sicht (AG BODEN 2005) in diesem Rahmen zu erwarten ist, wurden mit gleicher Methodik untersuchte Prototypen von Podsol und Braunerde als Grundlage der genetischen Diskussion herangezogen.

Podsole haben ihren Verbreitungsschwerpunkt auf nichtlehmigen Standorten feuchtkühlen Klimas. Als Typusprofil der Podsole kann Lauvvik 1 (Aufnahme S. Bussemer 2011) gelten, welches zu Vergleichszwecken in der Nähe des norwegischen Stavanger aufgenommen wurde (Abb. 1). Das Profil befindet sich unter einem lichten Birkenbestand mit dichtem Laubmoos-Filz aus Rhytidiadelphus loreus. Unterhalb einer mächtigen Rohhumusdecke mit fast 50 % Humus folgt auf den Eluvialbereich mit Ah- und Ae-Horizont der Illuvialbereich mit Bsh- und Bs-Horizont. Sowohl die Humusgehalte wie auch die neugebildeten Eisenfraktionen weisen entsprechend scharfe Schwankungen in der Tiefenfunktion auf, wobei die Verwitterungsindizes auf die höchste Verwitterung in den B-Horizonten hindeuten (Tab. 1). Der vorangehend in dieser Reihe makroskopisch schon vorgestellte Podsol Binz II im eigenen Untersuchungsgebiet (vgl. KUNKEL, BAUDIS & BUSSEMER 2011) hat einen ähnlichen Verlauf der wichtigsten chemischen Parameter (siehe Tab. 2), wenn auch in leicht abgeschwächter Form bei vergleichbaren Körnungsbedingungen. Dies ist vermutlich auf eine schwächere Podsolierung im südbaltischen gegenüber dem nordbaltisch-skandinavischen Raum zurückzuführen.

Die Ramann-Braunerde andererseits besitzt als typischer Sandboden Mitteleuropas ihre Typusregion im nordbrandenburgischen Raum, welche weit bis nach Vorpommern hinein reicht (SCHRÖDER, SCHNEIDER & KÜHN 1997). Ihre nach unten kontinuierlich abnehmende Verwitterungszone hebt sich selbst auf quarzreichen Schmelzwasserebenen deutlich ab, wie im Rahmen dieser Reihe am brandenburgischen Beispiel Hirschfelder Heide (BUSSEMER 2005) unlängst ausführlich diskutiert wurde. Hierbei wurde neben der schon makroskopisch deutlich erkennbaren Eisenanreicherung auch Verlehmung mit Tonmineralneubildung nachgewiesen (hierzu speziell LUCKERT 2005).

	Horizont Bereich in cm		and the second second	A Manual
steinig-kiesig, sehr stark durchwurzelt, Übergang deutlich, Einzelkorngefüge	Ah 0-20		A Lex	A
steinig-kiesig, sehr stark durchwurzelt, Übergang deutlich bis scharf, Einzelkorngefüge	Ae 20-30	/	AL MARK	
steinig-kiesig, sehr stark durchwurzelt, Übergang deutlich, Einzelkorn- bis Kittgefüge	Bsh 30-40			
kiesig-steinig, mäßig durchwurzelt, Übergang allmählich, Einzelkorngefüge	Bs 40-75	/		
steinig-kiesig, schwach bis mäßig durchwurzelt, Einzelkorngefüge	C 75-90			1

Abb. 1: Profil Lauvvik 1 Fig. 1: Section Lauvvik 1

	Tiefe	Farbe	Substratart	Humus	pН	C/N	Fe _d	Fe _。	Fe _{tot}	Al _{tot}	₀₁ Kronberg-Nesbi		Sand	Schluff	Ton
Symbol				(%)	(CaCl ₂)		(%)	(%)	(%)	(%)	Abszisse	Ordinate	(%)	(%)	(%)
Oh	+10	5YR2.5/1	gSms	47,11	3,29	n. b.	0,41	0,16	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	83,45	15,63	0,92
Ah	-20	7.5YR3/1	gSms	27,86	3,55	18,84	0,37	0,12	1,85	8,39	0,88	0,41	85,57	13,54	0,89
Ae	-30	7.5YR6/2	gSms	3,38	3,60	17,45	0,38	0,11	2,44	11,48	0,88	0,41	91,05	8,16	0,79
Bsh	-40	7.5YR3/3	gSms	12,67	3,58	10,52	3,06	2,05	6,58	11,97	0,85	0,37	86,04	13,15	0,81
Bs	-75	7.5YR4/6	gSms	13,90	4,10	23,40	3,15	2,23	6,48	13,48	0,82	0,34	89,71	9,77	0,52
С	-95	2.5Y7/2	mSgs	0,66	4,64	27,69	0,17	0,04	3,69	14,03	0,85	0,41	98,98	0,81	0,21

Tab. 1: Feld- und Laborwerte des Profils Lauvvik 1

Tab. 1: Field and laboratory values of section Lauvvik 1

	Tiefe	Farbe	Substratart	Humus	рН	C/N	Fe _d	Fe _。	Fe _{tot}	Al	Kronberg-Nesbitt		Sand	Schluff	Ton
Symbol				(%)	(CaCl ₂)		(%)	(%)	(%)	(%)	Abszisse	Ordinate	(%)	(%)	(%)
Aeh	-10	2.5Y2,5/1	mSfs	7,68	2,79	30,33	n. b.	0,04	0,40	2,26	0,98	0,41	93,29	4,50	2,21
Ahe	-25	10YR4/4	mSfs	1,25	3,33	24,64	n. b.	0,02	0,33	2,28	0,98	0,41	96,26	1,34	2,40
Bh	-30	5YR2,5/2	mSfs	3,28	3,05	23,76	n. b.	0,29	0,88	2,73	0,97	0,39	92,38	4,71	2,91
Bhs	-45	10YR4/6	mSfs	2,67	3,87	19,48	n. b.	0,28	0,86	3,35	0,96	0,35	95,49	0,80	3,71
Bs	-70	10YR5/8	mSfs	1,29	4,10	19,43	n. b.	0,10	0,59	3,32	0,97	0,37	97,23	0,19	2,58
ilC	-100	10YR8/4	fSms	0,57	4,34	12,76	n. b.	0,03	0,50	3,03	0,97	0,40	98,26	0,02	1,72

Tab. 2: Feld- und Laborwerte des Profils Binz II

Tab. 2: Field and laboratory values of section Lauvvik 1

4.2. Rügpodsole als Sonderform terrestrischer Sandstandorte

4.2.1 Allgemeine Merkmale der Rügpodsole

Die feldbodenkundliche Beschreibung (KUNKEL, BAUDIS & BUSSEMER 2011) wies auf die makroskopisch eindeutige doppelte Verlagerungszone als genetisches Hauptmerkmal beim Rügpodsol hin, welches mit analytischen Methoden in den Typusregionen Granitz und Jasmund weiter vertiefend untersucht wurde. Dabei ließen sich mehrere Subtypen von Rügpodsolen herausarbeiten, die sich nach dem internen Verhältnis der beiden Sesquioxid-Verlagerungszonen sowie zusätzlicher Tonverlagerung unterscheiden. Nachfolgend soll jeder Subtyp an einem Beispiel detailliert demonstriert werden.

4.2.2 Profil Binz I (Granitz) als Rügpodsol mit mächtiger unterer Verwitterungszone und Tonverlagerung

Die fleckige obere Eluvial-/Illuvialsequenz von etwa 25 cm Mächtigkeit hat sich dabei schon makroskopisch gut sichtbar in den Auswaschungsbereich der unteren Eluvial-/Illuvialsequenz vorgearbeitet, was sich auch analytisch belegen lässt (Tab. 3). Die Tiefenfunktion der drei analysierten Eisenfraktionen lässt zuerst ein kleines Maximum im oberen B-Horizont erkennen. Im unteren Profilteil steigen die angesprochenen Parameter dann vom absoluten Minimum im Ael-Horizont auf ihr absolutes Maximum in den unteren B-Horizonten an. Die Verwitterungsindizes unterstreichen deren intensive Pedogenese, wobei in diesem Profilbereich sogar die ansonsten kontinuierlich ansteigenden ph-Werte noch einmal abfallen. Die Korngrößenanalysen verweisen auf einen weiteren qualitativen Unterschied zwischen beiden großen Profilabschnitten. Während der obere kaum Unterschiede in den Tongehalten anzeigt, deutet sich im unteren eine leichte Tonverlagerung an. Der betroffene Bereich wurde im Ganzen als B(t)-Horizont klassifiziert, wobei die am stärksten von Humuseinwaschung betroffene Zone zusätzlich als Bsh-B(t)-Horizont angesprochen wurde.

4.2.3 Profil K als Rügpodsol mit mächtiger unterer Verwitterungszone ohne Tonverlagerung

Als weiteres Standardprofil eines Rügpodsols kann Profil K aus der nordöstlichen Granitz unter bodensaurem Bu-

	Tiefe	Farbe	Substratart	Humus	рН	C/N	Fe _d	Fe _。	Fe _{tot}	Al	Kronber	g-Nesbitt	Sand	Schluff	Ton
Symbol				(%)	(CaCl ₂)		(%)	(%)	(%)	(%)	Abszisse	Ordinate	(%)	(%)	(%)
Aeh	-10	2.5Y3/1	mSfs	4,3	2,96	23,50	0,11	0,02	0,33	2,02	0,98	0,40	n. b.	n. b.	n. b.
Ahe	-17	7.5YR4/2	fSms	1,3	3,32	26,96	0,09	0,04	0,36	2,07	0,98	0,41	96,94	0,35	2,71
Bsh	-25	7.5YR4/3	mSfs	1,5	3,31	22,78	0,14	0,09	0,40	2,19	0,98	0,42	96,97	0,27	2,76
Bs	-30	10YR5/4	fSms	0,9	3,92	21,18	0,08	0,04	0,32	1,92	0,98	0,41	97,22	0,35	2,43
Ael	-35	10YR6/3	fSms	0,5	4,15	25,02	0,06	0,01	0,27	2,10	0,98	0,41	98,24	0,04	1,72
Bsh- B(t)	-50	7.5YR4/6	fSms	1,6	4,02	22,50	0,33	0,24	0,80	3,01	0,97	0,36	96,66	0,55	2,79
B(t)	-70	10YR4/6	fSms	1,2	4,38	19,12	0,15	0,08	0,69	3,27	0,97	0,37	97,65	0,10	2,25
ilC	-100	2.5Y6/8	fSms	0,6	4,39	16,18	0,10	0,03	0,53	2,89	0,97	0,39	98,36	0,06	1,58

Tab. 3: Feld- und Laborwerte des Profils Binz I

Tab. 3: Field and laboratory values of section Binz I

chenhochwald gelten (Abb. 2). Auch dieses Profil muss ähnlich Binz I in einen oberen und unteren Verwitterungsbereich unterteilt werden. Im oberen Verwitterungsbereich mit der Horizontfolge Ah-/Ahe-/Bhs-Horizont ist ein flachgründiger Podsol entwickelt. Der Ahe- hebt sich deutlich vom bräunlich-violett-schimmernden Bhs-Horizont ab. Im Gegensatz zum vorher beschriebenen Profil Binz I sind Ahe- und Bhs-Horizont beinahe linear ohne jegliche Ausbuchtungen oder stellenweise fehlende Horizonte angeordnet. Die Eisenfraktionen verhalten sich ähnlich wie in Profil Binz I (Tab. 4). Im oberen und unteren Verlagerungsbereich sind jeweils Maxima in den Einwaschungshorizonten zu beobachten, wobei der untere Peak wieder deutlicher ausgebildet ist. Nur die Tonverlagerung ist nicht so deutlich entwickelt, weshalb in derartigen Fällen auf die Ausweisung eines zusätzlichen B(t)-Horizontes verzichtet wurde.

4.2.4 Profil F als Rügpodsol mit mächtiger oberer Verwitterungszone

In seltenen Fällen erreicht die Sesquioxidverlagerung im oberen Profilteil vergleichbare Ausmaße mit dem unteren Abschnitt, wie an Profil F aus der östlichen Granitz demonstriert werden kann (Abb. 3). Es zeichnet sich durch eine starke Podsolierung im oberen Verlagerungsbereich aus, während in der Tiefe eine eher mäßige Intensität zu beobachten ist. Deutliche Verlehmungstendenzen konnten in diesem Profiltyp nicht beobachtet werden.

	Horizont Bereich in cm		
	Ah 0-3	mäßig humos, Einzelkorn- gefüge, Su2, 10YR2/1	
	Ahe 3-8	schwach humos, Einzelkorn- gefüge, fSms, 7.5YR5/2	
	Bhs 8-12	schwach humos, Einzelkorn- gefüge, fSms, 7.5YR7/2	
the state	rAe 12-20	sehr schwach humos, Einzel- korngefüge, fSms, 10YR8/3	
	rBh 20-24	schwach humos, Einzelkorn- gefüge, fSms, 7.5YR6/4	
	rBs 24-40	schwach humos, Einzelkorn- gefüge, fSms, 10YR7/6	
C. C. A.	Bbt+ilCv	Einzelkorngefüge, fSms, 10YR7/6	
L'ELENS	Bbt+ilC 60-130	Einzelkorngefüge, fSms, 10YR7/3	Abb. 2: Profil K
N. C. S. The	ilC 130-160	Einzelkorngefüge, Sl2, 10YR4/8	Fig. 2: Section

	Tiefe	Farbe	Substratart	Humus	рН	C/N	Fe _d	Fe _o	Fe _{tot}	Al _{tot}	Kronber	g-Nesbitt	Sand	Schluff	Ton
Symbol				(%)	(CaCl ₂)		(%)	(%)	(%)	(%)	Abszisse	Ordinate	(%)	(%)	(%)
Ah	-3	10YR2/1	fSms	6,6	3,04		0,15	0,03	0,36	2,50	0,97	0,41	86,42	12,78	0,80
Ahe	-8	7.5YR5/2	fSms	1,0	3,54	18,90	0,14	0,02	0,33	2,54	0,97	0,41	90,73	8,38	0,89
Bhs	-12	7.5YR7/2	fSms	1,5	3,65		0,08	0,08	0,44	2,56	0,97	0,41	91,03	8,09	0,88
AI	-20	10YR8/3	fSms	0,7	4,09	n. b.	0,09	0,04	0,29	2,37	0,98	0,43	93,25	5,81	0,94
Bh	-24	7.5YR6/4	fSms	1,3	3,96	n. b.	0,20	0,13	0.00	2 2 27	0.07	0.20	93,15	5,94	0,91
Bs	-40	10YR7/6	fSms	0,9	4,22	n. b.	0,33	0,24	0,83	3,27	0,97	0,38	94,14	4,78	1,08
Bbt+ilCv	-60	10YR7/6	fSms	0,6	4,33	n. b.	0,18	0,09	0.67	2.22	0.07	0.40	97,08	2,30	0,62
Bbt+ilC	-130	10YR7/3	mSfs	0,6	4,76	n. b.	n. b.	n. b.	0,07	3,23	0,97	0,40	94,08	4,98	0,94
ilC	-160	10YR4/8	SI2	0,7	4,69	n. b.	n. b.	n. b.	0,83	3,36	0,97	0,39	84,71	13,75	1,54

Tab. 4: Feld- und Laborwerte des Profils K

Tab. 4: Field and laboratory values of section K

K



Abb. 3: Verlauf von Fe_o und Fe_d in Profil F Fig. 3: Development of Fe_o and Fe_d in section F

4.2.5 Profil Pantow I als Übergangsbildung Rügpodsol-Braunerde

In Profil Pantow I ist der Hauptverwitterungsbereich bis in eine Tiefe von rund 40 cm entwickelt. Darunter folgt ein leicht pseudovergleyter Beckensand mit Bänderung. Die untere Verwitterungszone besitzt Bv-Charakter, hier wurde auch der höchste Tongehalt gemessen (Tab. 5). Dieser Braunhorizont weist eine homogene Färbung ohne Bänderungen oder Konkretionen auf, wie es für den Hauptverwitterungsbereich der Braunerden typisch ist. Im Ae-Bv-Horizont darüber ist eine von oben nach unten nachlassende Aufhellung zu erkennen, dieser initiale Auswaschungsbereich ist ungleichmäßig deutlich ausgeprägt. In den oberen acht Zentimetern ist ein flachgründiger Podsol mit einem bänderartigen Einwaschungsbereich entwickelt. Der Auswaschungsbereich des Podsols ist grau, während der Auswaschungsbereich innerhalb des Ae-Bv-Horizontes gelblich-ocker erscheint. Weder das Gesamteisen noch die löslichen Fe-Fraktionen weisen hier so große Schwankungen wie in den reinen Rügpodsolen auf. Das Maximum des freien Eisens im Bv-Horizont belegt ihn als Hauptverwitterungszone.

5. Diskussion

Der Rügpodsol konnte vorangehend analytisch als eigenständiger Horizontfolgetyp herausgestellt werden, welcher aus genetischer Sicht sowohl Elemente der Podsol- als auch der Braunerdegruppe aufweist. Die beiden übereinanderliegenden Verlagerungsbereiche lassen sich anhand des oxalat- und dithionitlöslichen Eisens sowie des Gesamteisens gut ansprechen. Während im Hauptverwitterungsbereich der Braunerden keine oder nur minimale Schwankungen der Eisenfraktionen und Verwitterungsindizes auftreten (BUSSEMER 2005), stellt sich bei den Podsolen ein verlagerungsbedingtes Sesquioxid- und Humusmaximum ein. Rügpodsole besitzen dagegen zwei Maxima der löslichen Eisenfraktionen, aber

	Tiefe	Farbe	Substratart	Humus	pН	C/N	Fe _d	Fe _o	Fe _{tot}	Al _{tot}	Kronber	g-Nesbitt	Sand	Schluff	Ton
Symbol				(%)	(CaCl ₂)		(%)	(%)	(%)	(%)	Abszisse	Ordinate	(%)	(%)	(%)
Ah	-4	10YR2/1	fSms	10,9	3,34	n. b.	0.40	n. b.	0,85	3,839	0,96	0,37	72,71	25,35	1,94
Ae+Bs	-10	10YR4/2	fSms	2,8	3,56	n. b.	0,40	n. b.	1,00	4,173	0,96	0,37	76,56	21,73	1,71
Ae-Bv	-22	10YR4/3	fSms	2,0	4,08	n. b.	0,37	n. b.	0,96	4,642	0,95	0,37	80,49	17,73	1,78
Bv	-42	10YR4/4	fSms	1,4	4,17	n. b.	0,48	n. b.	0,96	4,418	0,95	0,37	81,57	16,16	2,27
Sw-ilC	-60	2.5Y6/4	mSfs	0,8	4,17	n. b.	0,37	n. b.	1,10	4,761	0,95	0,38	80,01	17,73	2,26

Tab. 5: Feld und Laborwerte des Profils Pantow I

Tab. 5: Field and laboratory values of section Pantow I

auch des Humus. Der obere Verlagerungsbereich ist zumeist schwächer entwickelt und ausschließlich der Podsolierung zuzuschreiben. Die Schwankungen der pH-Wertes und der Eisenfraktionen werden analytisch trotzdem gut sichtbar. Im unteren Verlagerungsbereich sind meist die noch größeren Schwankungen zu beobachten. Hier zeigen auch die Verwitterungsindizes die größte Bodenbildungsintensität an.

Als schwieriger erwies sich die Einordnung des unteren Verlagerungsbereiches, der aufgrund seiner größeren Mächtigkeit von zentraler bodensystematischer Bedeutung ist. Die teilweise signifikanten Sprünge im Tongehalt zwischen dem Auswaschungs- und Anreicherungshorizont bei substratbedingten geringen absoluten Tongehalten lassen hier eine Bt-Vorstufe vermuten (ausführliche Diskussion in KUNKEL 2009). Trotzdem wird diese Dynamik von der Podsolierung überlagert, worauf neben den Tiefenfunktionen der Eisenfraktionen auch deren teilweise hoher Aktivitätsgrad hinweist. Insofern wird der untere Profilabschnitt offenbar schon von einer Kombination aus Podsolierung und Lessivierung geprägt, wie es für andere ebenfalls subkontinentale Landschaften Polens und Westrußlands häufig betont wird (plowa włazciwa wytworzona in Krolikowski 1986 bzw. podsolistaya pocva in Gennadijev & Glasovskaja 2008).

Somit wird auf den diskutierten Standorten eine mehrphasige Entwicklung der Rügpodsole postuliert. Der Ausgangspunkt war eine homogene weichselspätglaziale Substratanlage mit möglicherweise initialer spätglazialer Bodenbildung. Im Frühholozän entwickelte sich bis zum Ende des Atlantikums ein profildifferenzierter Boden. Die Verlagerungsprozesse wiesen offenbar neben der auf Sand im unmittelbaren Küstenraum zu erwartenden Podsolierung auch Tonverlagerungseinfluß auf, was vermutlich auf das frische Material des jüngsten Jungmoränengebietes zurückzuführen ist. Damit war die Grundstruktur des unteren Profilteils angelegt. Aufgrund des nachlassenden Niederschlags während des Subboreals kam es zu einer zeitweiligen Unterbrechung der Podsolierung insbesondere auf den trokkeneren Südhängen. Verstärkte anthropogene Brachlegung von Flächen über Kreidekalk kann die Entwicklung ebenfalls unterbrochen haben. Der Auflagehumus und die meisten Bh-Horizonte wurden aufgezehrt. Das feuchtere Klima des Subatlantikums begünstigte die Entbasung, die Podsolierung begann erneut. Angesichts der guten Vorverwitterung und der kurzen Zeitspanne wird sie im Oberboden nur schwach erkennbar. Die eigene Hypothese zur spezifischen Rügerdebildung auf morphologisch stabilen Sandstandorten weist somit fünf Entwicklungsstufen auf (Abb. 4), deren Reifeform ein Podsol-Reliktpodsol (PP-rPP) ist.

Die von REUTER (1962) für lehmige Moränenstandorte des Küstenbezirks entwickelte Hypothese disharmonischer Bodentyp-Interferenzen deckt sich mit unserer genetischen Interpretation von sandigen Rügpodsolen. Dagegen kann die von KOPP (1969) postulierte Gamma-Perstruktionszone als nachträgliche Auflage oberhalb der kompletten Perstruktionsserie nach unseren Erkenntnissen nicht aufrecht erhalten werden.

Zusammenfassung

Die Rügböden stellen eine unikale Bodenbildung des nordostdeutschen Tieflandes dar, deren Verbreitung in der vorpommerschen Typusregion weitgehend substrat- und reliefabhängig ist. Mit dem Rügpodsol sensu Kopp ist ihre Reifeform nach modernen Klassifikationen grundsätzlich als Podsol-Reliktpodsol (PP-rPP) einzuordnen. In Abhängigkeit von der Intensität der Sesquioxidverlagerung, aber auch initialer Tonauswaschung konnten mehrere Varianten von Rügpodsolen ausgewiesen werden. Auf dieser Grundlage wird ein prinzipielles Entwicklungsschema für Rügposole vorgeschlagen.



Abb. 4: Hypothetische Phasen der Rügpodsolsbildung Fig. 4: Hypothetical phased development of Ruegpodsols

Summary

Ruegsoils display a unique pedogenesis in the northeastern lowlands of Vorpommern, their distribution almost depends on the substrate and relief. The climax form of those soils, the Ruegpodsol sensu Kopp, basically is classified as a Podsol above a relic Podsol by modern classifications. According to the intensity of shifting sesquioxides and also initial eluviation of clay some variation of Ruegpodsols could be detected. On that base a common developing procedure is proposed for Ruegpodsols.

Literatur

- AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 438 S., Hannover
- BARSCH, H., BILLWITZ, K. & E. SCHOLZ: (1984): Labormethoden in der Physischen Geographie. – S. 1 – 160, Gotha
- BUSSEMER, S. (2005): Die Braunerde in ihrer nordbrandenburgischen Typusregion. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **12**, S. 3 – 12, Kleinmachnow
- GANSSEN, R. (1957): Bodengeographie. 219 S., Stuttgart (Koehler-Verlag)
- GENNADIJEV, A. N. & M. A. GLASOVSKAJA (2008): Bodengeographie mit Grundlagen der Bodenkunde (russ.). – 400 S., Moskau
- KOPP, D. (1969): Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung in der Deutschen Demokratischen Republik. – S. 1 – 141, Potsdam
- KROLIKOWSKI, L. (1986): Album Gleb Polski. 167 S., Warschau
- KRONBERG, B. I. & H. W. NESBITT (1981): Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility. – Journal of Soil Science 32, S. 453 – 459, Oxford
- KUNKEL, C. (2009): Die Rügerden der Granitz als Besonderheit der Böden des Nordostdeutschen Jungmoränenlandes. – Dipl.-Arbeit Institut für Geographie und Geologie der Univ. Greifswald, 124 S., Greifswald (unveröff.)
- KUNKEL, C., BAUDIS, T. & S. BUSSEMER (2011): Die Rügböden als spezifische Tieflandsphänomene in ihrer Typusregion – ein Feldreport. – Brandenburg. geowiss. Beitr. 18, S. 125 – 129, Cottbus
- LUCKERT, J. (2005): Röntgenphasenanalytische Ergebnisse des Profils Hirschfelder Heide. – Laborbericht LBGR, 5 S., Kleinmachnow (unveröff.)

- REUTER, G. (1962): Tendenzen der Bodenentwicklung im Küstenbezirk Mecklenburgs. – Wiss. Abh. Dtsch. Akad. Landw. **49**, S. 1 – 128, Berlin
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & K. STAHR (1995): Bodenkundliches Praktikum. – 295 S., Berlin, Wien
- SCHRÖDER, D., SCHNEIDER, R. & P. KÜHN (1997): Entwicklung und Eigenschaften von Böden aus Decksand über Geschiebemergel in NE-Mecklenburg. – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundl. Gesell. 85, S. 1243 – 1246, Oldenburg

Anschrift der Autoren:

Dipl.-Geogr. Christoph Kunkel Dipl.-Geogr. Tony Baudis Prof. Dr. Sixten Bussemer Institut für Geographie und Geologie Universität Greifswald Friedrich-Ludwig-Jahnstr. 17a 17489 Greifswald bussemer@uni-greifswald.de

Aus dem Landesamt

Personalia

Im März 2012 setzten sich die organisatorischen Strukturveränderungen im Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe mit der Fusionierung der beiden Stabstellen Recht und Zentrale Dienste fort. Die neu entstandene Stabsstelle wird durch Frau Elisabeth Grützner geleitet.

Weiterhin verschmolzen der Bohrlochbergbau für die Länder Brandenburg und Berlin und der Bereich Tiefengeologie; mit der Leitung wurde Herr Dr. Thomas Höding betraut.

Die Leitung des Dezernates Montanhydrologie obliegt seit Dezember 2011 Herrn Uwe Neumann.

Eine personelle Stärkung erfuhren weiterhin die Dezernate "Braunkohlenbergbau" durch externe Neueinstellung von Frau Petra Fleischhammel und "Geodatenerfassung, Archiv" durch amtsinterne Personalumsetzungen. Damit verbunden war die landesverwaltungsinterne Neueinstellung von Herrn Daniel Dumke für das Dezernat Zentrale Dienste. Ferner erfolgte die befristete externe Neueinstellung von Frau Ramona Mann-Pietsch im Rahmen der Elternzeitvertretung sowie die Verlängerung eines befristeten Arbeitsvertrages ebenfalls im Rahmen einer Elternzeitvertretung.

Auf Ebene der Abteilungsleitung erfolgte die besoldungstechnische Harmonisierung durch Beförderung von Frau Angelika Seidemann zur Leitenden Regierungsdirektorin sowie von Herrn Hans-Georg Thiem zum Leitenden Bergdirektor.

S. 65 - 80

Ein Beitrag zur Methodik der hydrogeochemisch-genetischen Kartierung von Grundwässern in den Lockergesteinsgrundwasserleitern des Norddeutschen Tieflands

Contribution to Methods of hydrogeochemical-genetic Mapping of Groundwater in the loose Sediment Aquifers of Norddeutsches Tiefland

Gerhard Hotzan

1. Einleitung

Hydrogeochemische Karten sind ihrem Charakter nach thematische Karten, die mit der Zielstellung erarbeitet werden, die chemische Beschaffenheit des Grundwassers sowie die damit in Zusammenhang stehenden Fragestellungen in einem Grundwasserleiter (GWL) auf einer topographischen Grundlage darzustellen. Mit der Methodik der Erstellung dieser Karten beschäftigte sich bereits eine Vielzahl von Autoren. Als Beispiele seien hier genannt JORDAN & WEDER (1988), HÖLTING (1992) sowie MATTHESS (1994).

Die Grundlage der hydrogeochemischen, als auch der hydrogeochemisch-genetischen Kartierung bilden Grundwasserproben, die aus den einzelnen GWL mit Hilfe von Brunnen bzw. Grundwassermessstellen gewonnen werden. Diese Proben werden unter Beachtung der einschlägigen DIN-Vorschriften und Richtlinien entnommen und in spezialisierten Laboren analysiert. Eine Grundwasservollanalyse im Land Brandenburg beinhaltet nach Erlass Nr. W/16/1999 z. B. die Untersuchung von 76 Stoffen und Parametern. Dazu zählen physikalische Milieuparameter, anorganische sowie organische Inhaltsstoffe sowie biologische Komponenten (Keime). Für hydrogeochemisch-genetische Betrachtungen ist in der Regel die Analyse der Hauptionen ausreichend. Dazu zählen folgende Kationen und Anionen: Ca2+, Mg2+, Na+, K+, HCO₃, SO₄²⁻, Cl⁻. Darüber hinaus besitzen Verbindungen der N-Gruppe (NO₃⁻, NO₂⁻, NH₄⁺), Fe und Mn sowie UV 254 und DOC als Störkomponenten in der Ionenbilanz bzw. zur Identifikation anthropogener Einflüsse Bedeutung. Äußerst wichtig ist die Einhaltung der Fehlertoleranzen der Analysen. Der relative Fehler der Ionensummenbilanz nach DVWK 128/92 sollte in Abhängigkeit von der Ionenkonzentration nicht mehr als 5 % bzw. 2 % betragen. Unsere Erfahrungen zeigen, dass eine Fehlertoleranz < 2 % einzuhalten ist.

2. Typen und Beispiele für hydrogeochemische Kartenwerke

Die in den Boden gelangenden in der Regel geringmineralisierten Niederschlagswässer erfahren bei der Durchsickerung der Bodenzone im Ergebnis der sich hier vollziehenden Reaktionen (überwiegend Lösungs- und Fällungsreaktionen, Redoxreaktionen sowie Kationenaustauschprozesse einschließlich der sich dabei einstellenden und gegenseitig bedingenden Gleichgewichtszustände) unter Beteiligung gasförmiger, flüssiger und fester Komponenten eine erste hydrochemische Prägung. Der sich dabei ausbildende Grundwasserchemismus ist nicht konstant, sondern ändert sich im Ergebnis der in unterschiedlichem Maße weiter ablaufenden oben genannten Prozesse auf dem Weg durch die im jeweiligen Einzugsgebiet verbreiteten GWL. Sowohl lateral innerhalb eines GWL, als auch vertikal über mehrere GWL hinweg werden diese stofflichen Differenzierungen deutlich. Der Chemismus der Grundwässer vollzieht einen gesetzmäßigen Entwicklungsweg (vgl. HOTZAN 2011), der einerseits an Hand konkreter stofflicher Parameter beobachtet und andererseits durch hydrogeochemische Modelle beschrieben werden kann.

Hydrogeochemische Karten als graphisches Darstellungsmittel müssen dieser Aufgabenstellung gerecht werden. Sie können deshalb in Abhängigkeit von der jeweiligen thematischen Zielstellung in ihrer Darstellungsweise stark variieren. Generell können zwei große Gruppen unterschieden werden – hydrogeochemische Parameterkarten sowie hydrogeochemische Bewertungskarten.

Bei den **hydrogeochemischen Parameterkarten** wird die Variabilität einer einzelnen oder mehrerer Stoffkomponenten in Form von Punkten, Diagrammen oder Isokonzen dargestellt. Als Beispiele für derartige Kartenwerke dienen die hydrogeologische Übersichtskarte der DDR i. M. 1 : 200 000 aus dem Jahre 1969 mit Parameterkarten für Chlorid und Gesamthärte (SARATKA & GLÄSSER 1969) sowie das Kartenwerk "Hintergrundwerte Grundwasser" der BGR Hannover (WAGNER et al. 2009), das Parameterkarten für eine Vielzahl von Hauptionen, Neben- und Spurenstoffen beinhaltet.

Mit den Parameterkarten werden somit überwiegend die quantitativen Aspekte des Grundwasserchemismus verdeutlicht. Genetische Aussagen können durch die Darstellung genetisch relevanter Ionen wie z. B. SO_4^{2-} und Cl⁻ erzielt werden.

Anspruchsvoller sind die hydrogeochemischen Bewertungskarten, die bei der Darstellung in erster Linie qualitative und kausale Aspekte in den Vordergrund rücken. Mit ihrer Hilfe ist es möglich, hydrogeochemisch-genetische Fragestellungen zu bearbeiten. Während in den Parameterkarten die Variabilität einzelner natürlicher im Grundwasser vorkommender Stoffkomponenten dargestellt wird, so sind es in den Bewertungskarten Einheiten, die auf Grundlage der stofflichen Komponenten nach Berechnungsvorschriften ermittelt werden. Als Klassifizierungsmerkmale können dabei die Dominanz von bestimmten Ionen in der Lösung, genetisch relevante Ionenverhältnisse oder hypothetische Salze dienen. Als historisches Beispiel einer Kartierung dominierender Ionen im Grundwasser dient das Kartenwerk von GLANDER et.al. (1974), das auf der Grundlage der Klassifikation nach Šcukarev (in Sydykov & Davletgalieva 1974) basiert.

3. Methodische Ansätze einer hydrogeochemischgenetischen Kartierung

3.1 Allgemeine Grundsätze

Der Chemismus des Wassers in einem GWL ist räumlichen, zeitlichen und hydrodynamischen Rahmenbedingungen unterworfen, die bei der Erstellung einer hydrogeochemischgenetischen Karte zu berücksichtigen sind. Der räumliche Rahmen wird durch die Auswahl des zu kartierenden GWL bzw. Grundwasserleiterkomplexes (GWLK; MANHENKE, HANNEMANN & RECHLIN 1995) definiert. In den Lockergesteinsgrundwasserleitern des Norddeutschen Tieflands ist aufgrund der spezifischen Speisungs- und Transportbedingungen auf dem Weg eines Wassertropfens von der Bodenzone bis hin zu den tiefsten bedeckten GWL eine hohe chemische und somit auch eine genetische Variabilität des Grundwasserchemismus gegeben. Hinzu kommen die sich von GWL zu GWL unterscheidenden geohydraulischen Verhältnisse. Eine Vereinheitlichung des Grundwasserchemismus über mehrere GWL hinweg führt zu irreführenden Ergebnissen und ist demzufolge abzulehnen. Stattdessen ist eine grundwasserleiterspezifische Darstellung zu präferieren.

Der für hydrogeochemische Karten vorzugebende **zeitliche Rahmen** ist durch die Dynamik der Speisungsbedingungen sowie Variationen der hydraulischen Verhältnisse innerhalb der GWL zu begründen. Hydrochemische Karten sollten nach Möglichkeit stichtagskonkret bzw. für einen klar definierten Bearbeitungszeitraum erstellt werden.

Die hydrodynamischen Rahmenbedingungen hydrochemischer Karten werden mit der Bewegung des Grundwassers innerhalb von geohydraulisch klar abgrenzbaren Einzugsgebieten vorgegeben. Ausgehend von den Speisungsgebieten, die innerhalb des Einzugsgebietes die höchsten Druckpotentiale aufweisen, bewegt sich das Grundwasser unter stetiger Abnahme der Druckpotentiale über die Transitgebiete zu den Entlastungsgebieten, in denen das Grundwasser durch die Vorfluter aufgenommen wird. Letztere weisen innerhalb des Einzugsgebietes die geringsten Druckpotentiale auf. Hydrochemische Karten sollten nach Möglichkeit das vollständige Einzugsgebiet darstellen, um den genetischen Entwicklungsprozess der Grundwässer bzw. die Veränderungen im Grundwasserchemismus zu verdeutlichen.

3.2 Inhaltliche Anforderungen an eine hydrogeochemisch-genetische Kartierung

Der Inhalt hydrogeochemisch- genetischer Karten soll einerseits eine Zustandsbeschreibung des Grundwassers geben, andererseits aber auch Erklärungen dafür liefern, durch welche lithologischen, geologisch-strukturellen und hydrodynamischen Einflüsse dieser Zustand erreicht wird.

Das wichtigste Darstellungselement sind die **hydrochemischen Kartiereinheiten**. In Abhängigkeit von der jeweiligen Aufgabenstellung handelt es sich dabei um einzelne durch Wasseranalysen festgestellte Parameter oder aber um nach Berechnungsvorschriften unterschiedlicher Modelle ermittelte Werte. Diese werden als Punkte, Diagramme oder Isokonzen auf einer topographischen Grundlage aufgetragen. Die Extrapolation in die Fläche ist nur bei einer entsprechend hohen Aufschlussdichte sinnvoll. Im gegenteiligen Falle sollte man die Karte auf die Punktdarstellung beschränken.

Unverzichtbar bei der hydrogeochemisch-genetischen Kartierung ist die Darstellung der **Grundwasserdynamik**, aus der die Fließrichtung und indirekt auch die Fließgeschwindigkeit der Grundwässer deutlich werden. Diese erfolgt durch die Darstellung der Grundwasserisohypsen. Daneben sollten auch die hydraulischen Felder von Wassergewinnungsanlagen in die Karte aufgenommen werden. Bei der Erarbeitung hydrogeochemisch-genetischer Karten ist die flächige Kartierung von Geneseklassen nur unter strikter Berücksichtigung der hydrodynamischen Verhältnisse möglich.

In der Darstellung der hydrochemischen Karten sind desweiteren diejenigen geologisch-strukturellen Elemente zu berücksichtigen, die Einfluss auf die Speisungsbedingungen eines GWL haben. Dazu zählen "geologische Fenster", d. h. lithologisch- oder erosions-bedingte Fehlstellen in der Verbreitung der hangenden oder liegenden Deckschichten eines GWL, durch die hydraulische Verbindungen und somit wasserwegsame Bereiche zwischen den GWL geschaffen werden. Einen Sonderfall der "geologischen Fenster" stellen die pleistozänen Rinnenstrukturen dar. In ihnen werden in Abhängigkeit von der Teufenerstreckung zwei oder mehrere GWL miteinander hydraulisch verbunden. Insbesondere über die mit rolligen Sedimenten ausgefüllten Randbereiche erfolgt in Abhängigkeit von am jeweiligen Standort herrschenden Druckgradienten der Grundwasseraustausch vom Hangenden zum Liegenden oder umgekehrt.

Ein weiteres geologisch-strukturelles Element sind die glazigenen Stauchungsgebiete. Aufgrund der spezifischen Lagerungsverhältnisse mit steil aufgerichteten Schichten bilden sie im Zusammenspiel mit den hydrodynamischen Verhältnissen die Voraussetzungen für einen Grundwasseraustausch zwischen den GWL. Ähnliches gilt für tektonische Störungen. Diese linearen Elemente weisen eine sehr große Teufenreichweite auf, die bis in die mesozoische oder paläozoische Schichtenfolge reichen kann. Ihre in der Regel mehrphasige Entstehungsgeschichte schuf Internstrukturen, die auch in bindigen Lockergesteinen zu offenen Klüften, d. h. wasserwegsamen Bereichen führten. Damit können sie bei einem entsprechenden hydrodynamischen Potentialgradienten als Aufstiegsbahnen hochmineralisierter Tiefenwässer dienen.

4. Hydrogeochemisch-genetische Kartierung auf der Grundlage des "Hydrogeochemischen Genesemodells der Wässer in den Grundwasserleiterkomplexen des Landes Brandenburg"

4.1 Grundlagen

Die hydrogeochemisch-genetische Karte auf der Grundlage des "Hydrogeochemischen Genesemodells der Wässer in den Grundwasserleiterkomplexen des Landes Brandenburg" (RECHLIN 1997) ist ihrem Charakter nach eine hydrogeochemische Bewertungskarte. Die Kartiereinheiten sind Geneseklassen, die auf der Grundlage des oben angeführten Hydrogeochemischen Genesemodells ermittelt werden. Die Methodik zu ihrer Bestimmung wurde in HOTZAN (2010) und HOTZAN (2011) publiziert. Hervorzuheben ist, dass die Geneseklassen im Ergebnis der Berechnung der Lagepunkte der Wasseranalysen im VALJAŠKO-Diagramm (vgl. RECHLIN 1997) in Kombination mit den prozentualen Anteilen der in der Lösung befindlichen hypothetischen Salze ermittelt werden. Das Verfahren ist konzentrationsunabhängig, d. h. es kann sowohl für hochmineralisierte Salzwässer, als auch für Süßwässer angewendet werden.

Die Zuordnung der Wasseranalysen zu Geneseklassen konnte durch die Prüfung der Verteilungsgesetzmäßigkeiten der typprägenden Anionen mit Hilfe von Wahrscheinlichkeitsnetzen (WAGNER et al. 2009) statistisch abgesichert werden. Durch Isotopenuntersuchungen zur absoluten Altersbestimmung wurde die Altersabfolge der einzelnen Geneseklassen überprüft und verifiziert.

Mit GEBAH 1.1 (RECHLIN et al. 2010) liegt ein Software-Paket zur Berechnung der Lagepunkte von Wasseranalysen im VALJAŠKO-Diagramm (VALJAŠKO 1961) einschließlich der prozentualen Anteile der in der Lösung befindlichen hypothetischen Salze sowie typischer Salzverhältnisse vor, wodurch die Bearbeitung auch größerer Datenmengen in einem vertretbaren zeitlichen Rahmen möglich wird.

4.2 Arbeitsschritte bei der hydrogeochemischgenetischen Kartierung

Die hydrogeochemisch-genetische Kartierung baut auf dem vorhandenen geologischen und hydrodynamischen Kenntnisstand für die darzustellende Region auf. Die Grundlage bildet das **hydrogeologisch-hydrodynamische Regio**- **nalmodell** (geologisches Strukturmodell sowie Isohypsenpläne für einzelne GWLK bzw. GWL), das im Vorfeld einer Kartierung bekannt sein muss bzw. zu erarbeiten ist. Mit Hilfe des Regionalmodells werden die zu kartierenden GWL bzw. GWLK festgelegt.

Als nächster Schritt wird die **hydrogeochemisch-genetische Aufschlussbewertung** vorgenommen. Die Aufschlusspunkte sowie die aus ihnen gewonnenen Analysen werden den einzelnen GWL-Niveaus zugeordnet. Der Zeitrahmen der Kartierung (Stichtagsmessung oder Zeitintervall) wird festgelegt und die für die Speisung der GWL relevanten Rahmenbedingungen (z. B. meteorologische Daten, Grundwasserneubildung Förderstatistiken von Wasserfassungen, Abflussdaten der Vorfluter) recherchiert.

Im Anschluss daran erfolgt die Auswahl der für die Kartierung zu nutzenden Analysen. Diese beinhaltet zunächst die Plausibilitätsprüfung auf der Grundlage der Ionensummenbilanz (DVWK 128/92). Der relative Fehler sollte bei den in die Kartierung eingehenden Analysen 2 % nicht überschreiten. Liegen für einen Aufschluss Analysenreihen vor, so sind diese hinsichtlich ihrer Homogenität zu prüfen. Bei großer Variabilität des Grundwasserchemismus, der sich auch auf die Geneseklassen auswirken kann, sind die Ursachen zu erforschen.

Die Geneseklassen der Analysen werden auf der Grundlage des Programms GEBAH 1.1 (RECHLIN et al. 2010) ermittelt. Neben den Lagepunkten der Wasseranalysen im VALJAŠKO-Diagramm (VALJAŠKO 1961) werden dabei die prozentualen Anteile der in der Lösung befindlichen hypothetischen Salze sowie typische Ionenkonzentrationen (NO₃⁻, SO₄⁻², K⁺) berücksichtigt. Ein Beispiel für die Grundwässer der Neubildungsreihe zeigt Abbildung 1.

Im Ergebnis dieser Prüfung ist für einen Aufschlusspunkt eine repräsentative Analyse auszuwählen. Diese Auswahl



- Abb. 1: Lagepunktbereiche und Grenzwerte für hypothetische Salze der Neubildungswässer als Grundlage für die hydrogeochemisch-genetische Klassifizierung
- Fig. 1: Range of position and boundary values for hypothetic salts of recharged waters as base for hydrogeochemical-genetic classification

muss unter Berücksichtigung des Zeitfensters der Kartierung sowie des stationären hydrodynamischen Zustandes (keine Analysen aus Förderspitzen von Wasserfassungen) erfolgen.

Die Geneseklasse der Analyse wird anschließend mit dem nach der Legende zuzuordnenden Symbol in die jeweilige Karte des GWL eingetragen.

Der nächste Arbeitsschritt beinhaltet die **Erstellung hydrogeochemischer Schnitte**. Diese beruhen auf dem geologischen Strukturmodell und sollten nach Möglichkeit in Grundwasserfließrichtung das gesamte Einzugsgebiet von den Speisungs- über die Transit- bis zu den Entlastungsbereichen erfassen. In die Schnitte sind alle zu kartierenden GWL einer Region aufzunehmen.

Die Schnittdarstellung sollte zunächst alle geologischstrukturellen und lithologischen Merkmale der GWL und der Grundwasserhemmer beinhalten. Diese wird durch die Bohraufschlüsse mit ihren Filterlagen sowie den ermittelten Geneseklassen ergänzt. Durch die Verbindung der Flächen mit gleichen Geneseklassen werden deren Verbreitungsareale verdeutlicht. So wird es möglich, die natürlichen lateralen und vertikalen Entwicklungstendenzen des Grundwasserchemismus zu verdeutlichen sowie Anomalien, die durch den Zutritt von Wässern aus dem Hangenden oder Liegenden entstehen, zu erkennen. Schichtungen von Wässern unterschiedlicher Genese innerhalb eines GWL sowie vertikale und laterale Zonalitäten im Umfeld von Salzwasserintrusionen werden erst im Schnittbild deutlich (siehe Abb. 2).

Im Anschluss an diese Vorarbeiten erfolgt die eigentliche **Erstellung der hydrogeochemisch-genetischen Karte**. Für die Lockergesteinsgrundwasserleiter in Brandenburg hat sich die folgende Horizontgliederung bewährt:

- weichselkaltzeitliche bis holozäne GWL,
- saalekaltzeitliche GWL,
- elsterkaltzeitliche und hydraulisch verbundene miozäne GWL (Obere und Untere Briesker Schichten),
- miozäne GWL (Cottbuser Folge bis Mittenwalder Schichten) und hydraulisch verbundene elsterkaltzeitliche GWL sowie
- oligozäne ("Rupel-Basissande") und hydraulisch verbundene elsterkaltzeitliche und mesozoische GWL im Liegenden der Rupel-Folge.

Die Geneseklassen der den einzelnen GWL zugeordneten Analysen werden mit Symbolen entsprechend Legende in die jeweilige Karte des GWL eingetragen. Anschließend erfolgt die Darstellung der Grundwasserdynamik durch einen GWL-spezifischen Isohypsenplan, der durch die Einzugsgebiete von Wasserfassungen ergänzt wird.

Die für Wasserwegsamkeiten zwischen den einzelnen GWL relevanten geologischen Strukturelemente (Fehlstellen in den hangenden und liegenden Grundwasserhemmern, pleistozäne Rinnenstrukturen, glazigene Stauchungsgebiete, tektonische Störungen) werden ergänzt. In Abhängigkeit von der Aufschlussdichte wird die hydrogeochemisch-genetische Karte als Punkt- oder Flächenkarte gefertigt. Ein Beispiel für eine Übersichtskarte als Punktkarte zeigt Abbildung 3.

Die Abgrenzung der hydrogeochemisch-genetischen Flächenelemente wird unter Berücksichtigung der Grundwasserfließrichtung (Grundwasserdynamik) vorgenommen. Die geologischen Strukturelemente wirken als Begrenzungselemente. Die unterstromige Begrenzung der Geneseflächen erfolgt unter Berücksichtigung der Punktinformationen. Ein Beispiel für eine derartige Karte zeigt Abbildung 4.



Abb. 2:Hydrogeochemisch-genetischer Schnitt durch ein Einzugsgebiet (geologischer Schnitt aus ZACHOW & Löffler 1985)Fig. 2:Hydrogeochemical-genetic intersection through a watershed (geological section from ZACHOW & Löffler 1985)



Abb. 3: Ausschnitt aus einer hydrogeochemisch-genetischen Übersichtskarte (Punktkarte) i. M. 1 : 200 000 für den tiefliegenden bedeckten Grundwasserleiterkomplex (GWLK 3 nach MANHENKE, HANNEMANN & RECHLIN 1995), Legende siehe Anhang

Fig. 3: Detail of a hydrogeochemical-genetic overview (point map) of the deeper covered aquifer complex 3 (after MANHENKE, HANNEMANN & RECHLIN 1995), legend see appendix

Bei mächtigen GWL können in Abhängigkeit von den Speisungsbedingungen (z. B. Altersschichtung in unbedeckten GWL, Intrusion von salinaren Wässern aus dem Liegenden und deren Verbreitung in Form von Salzwasserströmen oder -fahnen) in der Vertikalen verschiedene Geneseklassen verbreitet sein. In diesem Falle sind in der GWL-Karte die Geneseklassen in zwei Ebenen darzustellen. Der Liegendbereich wird durch eine Schraffursignatur (siehe Legende im Anhang) verdeutlicht.

Für die hydrogeochemisch-genetische Karte ist ein **Erläuterungstext** zu fertigen. Dieser sollte in erster Linie die grundwasserleiterspezifische Beschreibung des Entwicklungszustandes der Grundwässer auf ihrem Weg von den Speisungs- über die Transit- bis zu den Entlastungsbereichen beinhalten. Auf Besonderheiten des Entwicklungszustandes, der seine Ursachen in Hangend- oder Liegendspeisungsprozessen haben kann, ist hinzuweisen. Insbesondere Aufmerksamkeit ist den geogenen Versalzungsprozessen zu schenken. Als Resümee ist eine Bewertung des Geschütztheitsgrades der Grundwässer im jeweiligen GWL vorzunehmen.

4.3. Inhaltliche Aussagen der hydrogeochemischgenetische Karte

Die auf der Grundlage des Hydrogeochemischen Genesemodells ermittelten Geneseklassen, die als Kartiereinheiten die Grundlage der hydrogeochemisch-genetischen Karte bilden, sind zwar theoretisch abgeleitete Kategorien, jedoch besitzen sie aufgrund der Berücksichtigung der auf den Grundwasserchemismus einwirkenden Prozesse einen hohen Realitätsbezug. Mit diesen Geneseklassen wird der Entwicklungszustand (Reifegrad) eines Grundwassers auf



 Abb. 4: Ausschnitt aus einer hydrogeochemisch-genetischen Detailkarte für einen miozänen Grundwasserleiter (GWLK 3 nach MANHENKE, HANNEMANN & RECHLIN 1995), Legende siehe Anhang
 Fig. 4: Detail of a hydrogeochemical-genetic overview (point map) of a miocene aquifer (after MANHENKE, HANNEMANN & RECHLIN 1995), legend see appendix

seinem Weg durch ein Grundwassereinzugsgebiet von den Speisungs-, über die Transitgebiete bis zu den Entlastungsgebieten beschrieben. Im Idealfall wird in Grundwasserfließrichtung angefangen bei den jungen Neubildungswässern (Geneseklasse D11) über die gealterten (Geneseklasse E11) und alten Neubildungswässer (Geneseklasse F11) bis hin zu den statischen Wässern (Geneseklasse G11) der Reifeprozess des Grundwassers und somit auch das zunehmende Alter deutlich. Aufgrund der begrenzten lateralen Erstreckung der Einzugsgebiete ist der Entwicklungszyklus häufig nicht vollständig ausgebildet. Die Entwicklung endet im Bereich der Entlastungsgebiete dann bereits bei den gealterten bzw. den alten Neubildungswässern.

Neben der lateralen Entwicklung ("Alterung") innerhalb eines GWL lassen sich diese Prozesse auch in der Vertikalen über mehrere GWL hinweg beobachten. Die Speisung der tiefen bedeckten GWL erfolgt über "geologische Fenster" oder analog wirkende geologische Strukturelemente. Auf seinem Weg in die Tiefe durchläuft das Grundwasser den bereits oben beschriebenen Entwicklungsprozess, so dass in den tiefen bedeckten GWL bereits gealterte oder alte Neubildungswässer ankommen. Die laterale Entwicklung in Fließrichtung setzt sich dann in der oben beschriebenen Art und Weise fort. In der Realität existieren nur wenige Bereiche, in denen sich der Grundwasserchemismus ungestört entwickeln kann. Normal sind Störeinflüsse, die ihre Ursache im Zuströmen von Grundwässern mit abweichendem Chemismus aus dem Hangenden oder Liegenden haben.

Die wichtigste Beeinflussung aus dem Hangenden besteht im Zutritt jüngerer Grundwässer mit höheren Sulfat- und niedrigeren Hydrogenkarbonatkonzentrationen. Die Reaktionsgleichgewichte stellen sich neu ein und es entstehen Mischwässer mit einem von der normalen Entwicklungsreihe abweichenden Chemismus. Im VALJAŠKO-Diagramm zeigen die daraus resultierenden Lagepunktverschiebungen die jüngeren Wässer an. Häufig sind die aus dem Hangenden zuströmenden Wässer anthropogen beeinflusst und bringen zusätzliche SO₄²⁻-, Cl⁻-, K⁺- und z. T. auch NO₃⁻-Ionen in das Grundwasser ein. In Abhängigkeit von deren Konzentration können selbständige Geneseklassen [anthropogen beeinflusste junge (Geneseklasse D21), gealterte (Geneseklasse E21) und alte (Geneseklasse F21)] Neubildungswässer unterschieden werden oder aber es entstehen Mischwässer mit atypischen Lagepunkten im Vergleich zum regionalen Umfeld. Eine Beeinflussung des Grundwasserchemismus aus dem

Liegenden kann einerseits durch ältere Neubildungswässer, andererseits aber auch durch die Intrusion hochmineralisierter salinarer Tiefenwässer erfolgen. Das Aufdringen dieser Wässer erfolgt unter der Voraussetzung des Vorhandenseins wasserwegsamer Bereiche zwischen den GWL sowie dem Vorliegen eines aufwärts gerichteten Druckgradienten.
Die **älteren Neubildungswässer** sind im Vergleich zum regionalen Background durch geringere Sulfat- und höhere Hydrogenkarbonatkonzentrationen charakterisiert. Auch in diesem Falle stellen sich nach einem Zutritt dieser Wässer in hangende GWL die Reaktionsgleichgewichte neu ein und es entstehen Mischwässer, die im VALJAŠKO-Diagramm einen höheren Entwicklungsgrad zeigen. In Abhängigkeit von der Menge der aufdringenden Wässer im Verhältnis zu den sich im GWL lateral bewegenden Wässern sind Änderungen der Geneseklasse bzw. nur Lagepunktverschiebungen innerhalb einer Geneseklasse möglich (vgl. Abb. 5).

Bei den salinaren Wässern muss eine deutliche Trennung zwischen dem Salz- und dem Süßwasserstockwerk gezogen werden, die jeweils durch spezifische Geneseklassen charakterisiert sind (vgl. HOTZAN 2010). Der wichtigste Unterschied zwischen diesen Bereichen besteht darin, dass im Salzwasserstockwerk die Austauschplätze der Sedimentmatrix überwiegend mit Na⁺-Ionen und im Süßwasserstockwerk mit Ca²⁺-Ionen besetzt sind (VOIGT 1990) und es somit in Wechselwirkung mit dem Grundwasser zu unterschiedlichen Austauschreaktionen kommen kann.

Die im Süßwasserstockwerk verbreiteten salinaren Wässer haben ihren Ursprung im "Salzwasserstockwerk", d. h. in den Aquiferen, die im Liegenden des als regionaler Grundwasserhemmer wirkenden "Rupeltons" verbreitet sind. Ihr Aufstieg in das Niveau des Süßwasserstockwerks ist an das gleichzeitige Vorliegen geologisch-struktureller (wasserwegsame Bereiche wie z. B. Randbereiche pleistozäner Rinnen, tektonische Störungen u. a.) und hydrodynamischer (aufwärts gerichteter Potentialgradient) Bedingungen geknüpft. Die Menge der aufdringenden salinaren Wässer variiert in Abhängigkeit von der Druckpotentialdifferenz zwischen den liegenden und hangenden GWL, der flächenmäßigen Ausdehnung der wasserwegsamen Bereiche sowie



Abb. 5: Lagepunktentwicklungsweg neubildungsbürtiger Grundwässer im VALJAŠKO-Diagramm (aus HOTZAN 2011) Fig. 5: Path of development of rechargemental groundwaters in the VALJAŠKO-diagram (HOTZAN 2011)

deren lithologische Ausbildung. Bei Intrusion großer Salzwassermengen kann sich ein "Salzwasserstrom" ausbilden. Bei geringeren Mengen kommt es zur Ausbildung einer "Salzwasserfahne" (vgl. HOTZAN 2010). Diese Salzwasserkörper sind durch einen spezifischen zonalen Aufbau, der sich in einer gesetzmäßigen Abfolge der Geneseklassen äußert, charakterisiert. Die Kenntnis der Internstrukturen gestattet es, auf der Grundlage des hydrogeochemisch-genetischen Kartenwerks die Aufstiegs- und Migrationsbahnen salinarer Wässer zu identifizieren und zu verfolgen. Damit wird es möglich, Gefährdungen frühzeitig zu erkennen und Gegenmaßnahmen einzuleiten.

Auch im Niveau des "Salzwasserstockwerks" kann eine hydrogeochemisch-genetische Karte einen erheblichen Kentnisgewinn ermöglichen. Insbesondere der direkt unter den bindigen Rupelschichten lagernde Aquifer der Rupelbasissande kann bei abwärts gerichtetem Druckpotentialgradienten (z. B. Salzkissenstrukturen im Bereich von Grundwasserscheiden) erhebliche Beeinflussungen durch das Eindringen von Süßwässern aufweisen. Im Ergebnis dieser Prozesse können Süßwässer bis in diese tiefen bedeckten GWL angetroffen werden.

Darüber hinaus entstehen durch die Lösung sulfatischer und chloridischer Salze aus der Sedimentmatrix spezifische Geneseklassen (Geneseklassen H311, H312, H313), deren Verbreitung mit dem lithologischen Bauplan der kartierten Region korreliert werden kann.

4.4. Grenzen der Aussagefähigkeit und zu beachtende Probleme

Das vorgestellte Kartenwerk liefert in erster Linie qualitative Aussagen bezüglich des Entwicklungsgrades des Grundwassers. Quantitative Aussagen sind nur durch eine Kombination mit Parameterkarten möglich. Dazu existiert eine Reihe von Möglichkeiten. Bei Verwendung eines Geographischen Informationssystems (ArcView, ArcGIS) können die in die Modellrechnung eingegangenen stofflichen Parameter aufschlusskonkret visualisiert werden. Für genetisch relevante Ionen (z. B. SO_4^{2-} , Cl⁻) können Isokonzendarstellungen die hydrogeochemisch-genetischen Karten ergänzen.

Der hydrochemisch-genetische Zustand des Grundwassers ist nur für ein begrenztes Zeitintervall (Stichtagsmessung) korrekt darstellbar. Jede Änderung der hydrodynamischen Verhältnisse bzw. der Speisungsbedingungen kann zur Änderung der Verbreitungsareale der Geneseklassen führen. Die Kartierung sollte deshalb in entsprechenden Zeitschritten wiederholt bzw. aktualisiert werden.

Bei der Unterscheidung der Geneseklassen ist eine bestimmte Subjektivität nicht vollständig auszuschließen. Dies betrifft insbesondere Wässer, die anthropogene Stoffeinträge durch SO_4^{2-} , Cl⁻, K⁺-Ionen erfahren haben. In Abhängigkeit von der Konzentration dieser Ionen im Grundwasser kann es zu Unsicherheiten bei der Bestimmung der Geneseklassen kommen (anthropogen beeinflusste oder unbeeinflusste Grundwässer). Eindeutig anthropogen beeinflusst sind diejenigen Grundwässer, bei denen die NO₃⁻-Konzentration 5 mg/l übersteigt.

Als weiteres Problem, auf das das vorgestellte Genesemodell keine gesicherten Antworten geben kann, stellt die Frage dar, ob Sulfateinträge in das Grundwasser und die dadurch beeinflussten Geneseklassen einen geogenen oder anthropogenen Hintergrund haben. Insbesondere in Niederungsgebieten, die gleichzeitig Entlastungsbereiche darstellen, treffen mehrere potentielle Sulfatquellen zusammen. Häufig stellen die Niederungen landwirtschaftliche Nutzflächen dar, die intensiv bewirtschaftet werden. Im Ergebnis der Düngung kommt es zu Sulfateinträgen in das Grundwasser. Ebenso führt die Zersetzung organischer Substanzen in der Aerationszone, die in den Niederungen weit verbreitet ist (z. B. Degradation von Mooren) zur Freisetzung von SO²⁻, Cl⁻, K⁺-Ionen. Sulfate können ihre Quelle aber auch in hochmineralisierten Tiefenwässern haben, die im Ergebnis der Ablaugung von Gips/Anhydrit aus den mesozoischen oder paläozoischen Schichtenfolgen mit Sulfat-Ionen angereichert werden und in den Entlastungsbereichen bis in die oberflächennahen GWL aufsteigen können. Die Klärung dieser speziellen Sachverhalte ist Isotopenuntersuchungen vorbehalten.

Zur Gewährleistung der Übersichtlichkeit in der Kartendarstellung und der Verdeutlichung grundlegender Entwicklungstendenzen wurden die Geneseklassen der Neubildungsreihe auf vier Klassen beschränkt (junge, gealterte und alte Neubildungs- sowie statische Wässer). Mit dieser relativ groben Klasseneinteilung kann der Entwicklungszustand des Grundwassers mit hinreichender Genauigkeit abgebildet werden, wobei neben den Lagepunkten im VALJAŠKO-Diagramm das Vorhandensein bzw. das Fehlen von bestimmten hypothetischen Sulfatsalzen als Entscheidungskriterium herangezogen wird. Aus der Lagepunktpunktverteilung innerhalb einer Geneseklasse sind unter Berücksichtigung des Entwicklungsschemas der Geneseklassen (HOTZAN 2011) zusätzliche Informationen bezüglich des Entwicklungsgrades eines Grundwassers ablesbar. Derartige Detailbetrachtungen sind bei großmaßstäbigen Arbeiten, wie z. B. die Kartierung eines einzelnen Grundwassereinzugsgebietes sinnvoll.

Bei GWL mit einer großen Mächtigkeit können in der Vertikalen Wässer verbreitet sein, die unterschiedlichen Geneseklassen zuzuordnen sind (z. B. bei unbedeckten GWL im Hangendbereich junge Neubildungswässer und im Liegendbereich gealterte Neubildungswässer, bei bedeckten GWL im Hangendbereich statische Wässer und im Liegendbereich salinar beeinflusste statische Wässer). Die Lage der Filterstrecke einer Grundwassermessstelle kann somit einen entscheidenden Einfluss auf die Aussage einer Karte haben. Im Rahmen der Bearbeitung ist deshalb eine kritische Prüfung und Wertung der Ergebnisse aus Messstellen angezeigt. Ähnliches gilt für Brunnen – durch deren hydraulische Wirkung (Absenkungstrichter) können Grundwässer sowohl aus den Hangend-, als auch aus den Liegendbereichen eines GWL herangezogen werden. Die Filterlage repräsentiert in diesem Fall nicht die ursprünglich im GWL verbreitete Geneseklasse.

Zusammenfassung

Mit dem hydrogeochemisch-genetischen Kartenwerk auf der Grundlage des "Hydrogeochemischen Genesemodells der Wässer in den Grundwasserleiterkomplexen des Landes Brandenburg" eröffnet sich die Möglichkeit, qualitativ den stofflichen Entwicklungsprozess von Neubildungswässern innerhalb eines GWL, aber auch über mehrere GWL hinweg, beginnend von den Speisungs-, über die Transit- bis zu den Entlastungsgebieten, darzustellen. Veränderungen in den Speisungsbedingungen, die sich in Stoffzufuhren aus dem Hangenden oder Liegenden ausdrücken, führen zu Beeinflussungen des Entwicklungsprozesses und finden in der Karte ihren Niederschlag. Somit ergibt sich die Möglichkeit, den Geschütztheitsgrad eines GWL indirekt zu bewerten sowie Fehlstellen in den hangenden oder liegenden Deckschichten eines GWL nachzuweisen. Diese Informationen sind nicht nur auf einen einzelnen Aufschluss bezogen, sondern repräsentieren einen größeren Bereich innerhalb eines Einzugsgebietes.

Das vorgestellte hydrogeochemisch-genetische Kartenwerk kann einen wesentlichen Beitrag zur Einschätzung der Gefährdung von Wasserfassungen durch aufsteigende salinare Wässer sowie beim Monitoring des Süßwasserstockwerks im Umfeld von Untergrundspeichern leisten. Auf der Grundlage des hydrogeochemisch-genetischen Kartenwerks sind die Aufstiegs- und Migrationsbahnen salinarer Wässer identifizier und verfolgbar. Damit wird es möglich, Gefährdungen frühzeitig zu erkennen und Gegenmaßnahmen einzuleiten.

Summary

Hydrogeochemical-genetic map series based upon the "Hydrogeochemical Genesis Model of Groundwaters in the Aquifer Complexes of Brandenburg" make it possible to depict qualitatively the substantial development of recharged groundwater through multiple aquifers starting in recharging areas throughout transit areas to the areas of discharge. Changes of the conditions of supply that occur in substantial intake from above or bottom influence this process of development and are shown in this map. Thus there is the possibility to evaluate the degree of protection (or vulnerability) of an aquifer as well as to detect lacks in above or bottom covering layers. These information not only refer to a single point but represent a larger zone within a watershed.

The presented hydrogeochemical-genetic mapping may provide a contribution to evaluate endangerment of groundwater capture by uprising saline waters as well as to monitor aquifers surround underground storage structures. On the base of hydrogeochemical-genetic mapping pathways of uprising and migration of saline waters can be identified and trailed. Thus it becomes possible early to discover endangerments and to initiate counteraction.

Literatur

- DVWK Regeln zur Wasserwirtschaft 128/1992: Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben. – 36 S., Hamburg, Berlin (Paul Parey)
- GLANDER, H., SCHIRRMEISTER, W. & J. ZIESCHANG (Red.) (1974): Hydrogeologische Übersichtskarte der DDR
 1: 200 000/Hydrogeochemische Rayonierung und Gesamtmineralisation des Süßwasserbereiches/Obere Mineralwassergrenzfläche (Süß-/Salzwassergrenze). – Zentrales Geologisches Institut (Hrsg.), Berlin
- HÖLTING, B. (1992): Hydrogeologie Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. – 415 S., Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag)
- HOTZAN, G. (2010): Genetische Grundwassertypen der Binnenversalzung, ihre Klassifizierung und Erscheinungsformen. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **17**, S. 39 – 53, Cottbus
- Hotzan, G. (2011): Die Formierung und Entwicklung des Chemismus natürlicher Grundwässer, ihre Widerspiegelung in hydrogeochemischen Genesemodellen sowie ihre Klassifizierung auf hydrogeochemisch-genetischer Grundlage. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **18**, S. 77 – 91, Cottbus
- JORDAN, H. & H. J. WEDER (Hrsg.) (1988): Hydrogeologie. - 444 S., Leipzig (VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie)
- MANHENKE, V., HANNEMANN, M. & B. RECHLIN (1995): Gliederung und Bezeichnung der Grundwasserleiter-komplexe im Lockergestein des Landes Brandenburg. – Brandenburg. geowiss. Beitr. 2, 1, S. 12, Kleinmachnow
- MATTHESS, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers. 499 S., Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger)
- RECHLIN, B. (1997): Zur Anwendung des Hydrochemischen Genesemodells der Wässer in den Grundwasserleiterkomplexen des Landes Brandenburg (mittelbrandenburgischer Raum, Stand April 1997). – Brandenburg. geowiss. Beitr. 4, S. 67 – 71, Kleinmachnow
- RECHLIN, B., HOFFKNECHT, A., SCHOLZ, H. & A. HELMS (2010): Genetische Bewertung von Analysen der Hydrosphäre. – Software LBGR/GCI, Cottbus, Königs Wusterhausen

- SARATKA, J. & H. GLÄSSER (1969): Hydrogeologische Übersichtskarte der Deutschen Demokratischen Republik 1:200000/Hydrochemische Karten Chloride und Gesamthärte. – Zentrales Geologisches Institut (Hrsg.), Berlin
- SYDYKOV, Z. S. & K. M. DAVLETGALIEVA (1974): Gidrochimičeskie klassifikacii i grafiki (Hydrochemische Klassifikationen und Diagramme). – 137 S., Alma-Ata (Izd. Nauka)
- VALJAŠKO, M. G. (1961): Geochemie der Halokinese. In: Sb. Tr. geol. Fakut. Moskau, Isdat. mosk. Univ. (russ.)
- VOIGT, H.-J. (1990): Hydrogeochemie Eine Einführung in die Beschaffenheitsentwicklung des Grundwassers. – 310 S., Heidelberg, Berlin (Springer)
- WAGNER, F., BEER, A., BROSE, D., BUDZIAK, D., CLOS, P., DREHER, T., FRITSCHE, H.-G., HÜBSCHMANN, M., MARCZI-NEK, S., PETERS, A., POESER, H., SCHUSTER, H.-J., WAGNER, B., WALTER, T., WIRSING, G. & R. WOLTER (2009): Erläuterungen zum Web Map Service (WMS) "Hintergrundwerte Grundwasser". – 21 S., BGR, Hannover
- ZACHOW, G. & H. LÖFFLER (1985): Hydrogeologischer Ergebnisbericht mit Grundwasservorratsnachweis Blankenburg 1983. – VEB Hydrogeologie, BT Schwerin, 71 S., 8 Anl., Schwerin (unveröff.)

Anschrift des Autors:

Gehard Hotzan Landesamt für Bergbau, Geologie Und Rohstoffe Brandenburg Inselstr. 26 03036 Cottbus gerhard.hotzan@lbgr.brandenburg.de

Legende zur hydrogeochemisch-genetischen Karte

hydrogeochemisch-genetische Charakteristik von Einzelaufschlüssen

Symbol Geneseklasse Bezeichnung

junge Uferfiltratwässer

junge, unbeeinflusste Uferfiltratwässer

B11	junge Uferfiltratwässer ohne bzw. mit diffuser anthropogener Beeinflussung
vässer m	it anthropogener Beeinflussung
B21	junge Uferfiltratwässer mit anthropogener Beeinflussung durch landwirtschaftliche und urbane Nutzung
B22	junge Uferfiltratwässer mit anthropogener Beeinflussung durch bergbauliche und industrielle Nutzung
	B11 wässer m B21 B22

junge Uferfiltratwässer mit geogener Beeinflussung

▲ B31	junge Uferfiltratwässer	^r mit geogen-salinarer	Überprägung
-------	-------------------------	-----------------------------------	-------------

gealterte Uferfiltratwässer

gealterte, unbeeinflusste Uferfiltratwässer

 C11 gealterte Uferfiltratwässer ohne bzw. mit diffuser anthropogener Beeinflussung

gealterte Uferfiltratwässer mit anthropogener Beeinflussung



gealterte Uferfiltratwässer mit geogener Beeinflussung

▲ C31 gealterte Uferfiltratwässer mit geogen-salinarer Überprägung

junge Neubildungswässer

junge, unbeeinflusste Neubildungswässer

- D11 junge Neubildungswässer ohne bzw. mit diffuser anthropogener Beeinflussung

junge Neubildungswässer mit anthropogener Beeinflussung

D21	junge Neubildungswässer mit anthropogener Beeinflussung durch landwirtschaftliche und urbane Nutzung
D22	junge Neubildungswässer mit anthropogener Beeinflussung durch bergbauliche und industrielle Nutzung
D24	junge Neubildungswässer mit anthropogener Beeinflussung durch Deponien

junge Neubildungswässer mit geogener Beeinflussung

	D31	junge Neubildungswässer mit geogen-salinarer Beeinflussung
	D32	junge Neubildungswässer mit geogener Beeinflussung durch Pyritverwitterung
▲	D33	junge Neubildungswässer mit geogener Beeinflussung durch holozäne anmoorige Sedimente
\bigtriangleup	D34	junge Neubildungswässer mit geogener Beeinflussung durch " sauren Regen" (Versauerung)

gealterte Neubildungswässer

gealterte, unbeeinflusste Neubildungswässer

\bigcirc	E11	gealterte Neubildungswässer ohne bzw. mit diffuser anthropogener
		Beeinflussung

gealterte Neubildungswässer mit anthropogener Beeinflussung

E21	gealterte Neubildungswässer mit anthropogener Beeinflussung durch landwirtschaftliche und urbane Nutzung
E22	gealterte Neubildungswässer mit anthropogener Beeinflussung durch bergbauliche und industrielle Nutzung
E24	gealterte Neubildungswässer mit anthropogener Beeinflussung durch Deponien

gealterte Neubildungswässer mit geogener Beeinflussung

Beeinflussung	\bigtriangleup	E31	gealterte Neubildungswässer mit geogen-salinare Beeinflussung
---------------	------------------	-----	--

alte Neubildungswässer

alte, unbeei	nflusste Neu	bildungswässer		
\bigcirc	F11	alte Neubildungswässer ohne bzw. mit diffuser anthropogener Beeinflussung		
alte Neubild	lungswässer	mit anthropogener Beeinflussung		
	F21	alte Neubildungswässer mit anthropogener Beeinflussung durch landwirtschaftliche und urbane Nutzung		
alte Neubild	lungswässer	mit geogener Beeinflussung		
	F31	alte Neubildungswässer mit geogen-salinarer Beeinflussung		
statische G	<u>rundwässer</u>			
statische, u	nbeeinflusst	e Grundwässer		
\bigcirc	G11	statische Grundwässer, unbeeinflusst		
statische G	rundwässer	mit geogener Beeinflussung		
Δ	G31	statische Grundwässer mit geogen-salinarer Beeinflussung		
<u>salinare Gru</u>	undwässer d	es Süßwasserstockwerks		
\bigtriangleup	1311	salinare Ablaugungswässer		
\bigtriangleup	1312	salinare alkalisierte Wässer (Aufsüßungswässer)		
	1313	salinare erdalkalisierte Wässer (salinare Intrusion)		
	132	salinare gealterte erdalkalisierte Wässer (gealterte salinare Intrusion)		
	133	salinare gealterte alkalisierte Wässer (gealterte Aufsüßungswässer)		
\bigtriangleup	134	salinare Gleichgewichtswässer		
salinare Gru	undwässer d	es Salzwasserstockwerks		
\bigtriangleup	H311	salinare Ablaugungswässer		
	H312	salinare alkalisierte Ablaugungswässer		
	H313	salinare erdalkalisierte Ablaugungswässer		
	H314	salinare reduzierte Wässer		
	H321	erdalkalisierte Formationswässer I		

H322	erdalkalisierte Formationswässer II
H323	erdalkalisierte Formationswässer III
H33	salinare Regenerationswässer

hydrogeochemisch-genetische Charakteristik von Flächen

Hangen	Hangendbereich eines Grundwasserleiters			
Symbol	Geneseklasse	Bezeichnung		
junge Ut	ferfiltratwässer_			
	B11, B21, B22	junge Uferfiltratwässer ohne und mit anthropogener Beeinflussung		
gealterte	e Uferfiltratwässe	<u>r</u>		
	C11, C21, C22	gealterte Uferfiltratwässer ohne und mit anthropogener Beeinflussung		
junge No	<u>eubildungswässe</u>	<u>r</u>		
	D11, D21, D22, D24	junge Neubildungswässer ohne und mit anthropogener Beeinflussung		
junge G	rundwasserneubi	Idungswässer mit geogener Beeinflussung		
	D32	junge Neubildungswässer mit geogener Beeinflussung durch Pyritverwitterung		
gealtert	e Neubildungswä	sser		
	E11, E21, E24	gealterte Neubildungswässer ohne und mit anthropogener Beeinflussung		
<u>alte Neu</u>	bildungswässer_			
	F11, F21	alte Neubildungswässer ohne und mit anthropogener Beeinflussung		

statische Grundwässer

G11



statische Grundwässer, unbeeinflusst

Grundwässer mit geogen-salinarer Beeinflussung

B31, C31, D31, E31,junge und gealterte Uferfiltratwässer, junge, gealterte und alteF31, G31Neubildungswässer, sowie statische Grundwässer mit
geogen-salinarer Beeinflussung

salinare Grundwässer

salinare Grundwässer des Süßwasserstockwerks

1311	salinare Ablaugungswässer
I312	salinare alkalisierte Wässer (Aufsüßungswässer)
1313	salinare erdalkalisierte Wässer (salinare Intrusion)
132	salinare gealterte erdalkalisierte Wässer (gealterte salinare Intrusion)
133	salinare gealterte alkalisierte Wässer (gealterte Aufsüßungswässer)
134	salinare Gleichgewichtswässer

salinare Grundwässer des Salzwasserstockwerks

H311	salinare Ablaugungswässer
H312	salinare alkalisierte Ablaugungswässer
H313	salinare erdalkalisierte Ablaugungswässer
H314	salinare reduzierte Wässer
H321	erdalkalisierte Formationswässer I
H322	erdalkalisierte Formationswässer II
H323	erdalkalisierte Formationswässer III
H33	salinare Regenerationswässer

Liegendbereich eines Grundwasserleiters

gealterte Neubildungswässer

E11, E21, E24 gealterte Neubildungswässer ohne und mit anthropogener Beeinflussung

alte Neubildungswässer

alte Neubildungswässer ohne und mit anthropogener F11, F21 Beeinflussung

statische Grundwässer

F31, G31

G11 statische Grundwässer, unbeeinflusst

Grundwässer mit geogen-salinarer Beeinflussung

- B31, C31, D31, E31, junge und gealterte Uferfiltratwässer, junge, gealterte und alte Neubildungswässer, sowie statische Grundwässer mit geogen-salinarer Beeinflussung

salinare Grundwässer des Süßwasserstockwerks

1311	salinare Ablaugungswässer
1312	salinare alkalisierte Wässer (Aufsüßungswässer)
1313	salinare erdalkalisierte Wässer (salinare Intrusion)
132	salinare gealterte erdalkalisierte Wässer (gealterte salinare Intrusion)
133	salinare gealterte alkalisierte Wässer (gealterte Aufsüßungswässer)
134	salinare Gleichgewichtswässer

Grundwasserdynamik

Isohypsen der Grundwasseroberfläche

Unterirdische Einzugsgebiete von Wasserfassungen

geologische Strukturelemente



Fehlstellen von Grundwasserhemmerkomplexen im Hangenden des GWL



Fehlstellen von Grundwasserhemmerkomplexen im Liegenden des GWL



pleistozäne Rinnenstrukturen



glazigene Stauchungsgebiete



tektonische Störungen

Veränderung des oberflächennahen Temperaturfeldes von Berlin durch Klimawandel und Urbanisierung

Variation of the subsoil temperature field in Berlin as a result of climate change and urbanization

ANDREAS HENNING & ALEXANDER LIMBERG

1. Beschreibung des Untersuchungsgebietes Geologisch-hydrogeologischer Überblick

Die heutige Oberflächenform Berlins wurde überwiegend durch die Weichsel-Kaltzeit, die jüngste der drei großen quartären Inlandvereisungen, geprägt. Sie hat der Stadt gleichsam ihren morphologischen Stempel aufgedrückt (Abb. 1): Das tiefgelegene, vorwiegend aus sandigen und kiesigen Ablagerungen aufgebaute Warschau-Berliner Urstromtal mit dem Nebental der Panke sowie die Barnim-Hochfläche im Norden und die Teltow-Hochfläche zusammen mit der Nauener Platte im Süden. Beide Hochflächen sind zu weiten Teilen mit mächtigen Geschiebemergeln bzw. Geschiebelehmen der Grundmoränen bedeckt (Abb. 2).

Der Grundwasserflurabstand beträgt im Urstromtal nur wenige Meter, während er auf den Hochflächen meist über



Abb. 1: Morphologische Skizze von Berlin Fig. 1: Morphological sketch of Berlin



5 bis zu 30 m betragen kann. Die Grundwasserfließrichtung ist in der Regel von den Hochflächen zu den Vorflutern Spree bzw. Havel gerichtet.

Die Mächtigkeit des quartär-tertiären Süßwasserstockwerkes beträgt 150 bis 200 m. Die Barriere zum liegenden Salzwasserstockwerk bildet der etwa 80 m mächtige mitteloligozäne Rupelton.

Besiedlungsstruktur

Das Land Berlin besitzt eine polyzentrale Besiedlungsstruktur, die durch das Vorhandensein zweier Hauptzentren, mehrerer kleinerer Stadtzentren sowie einem dichten Nebeneinander von Wohnen, Grünflächen, Gewerbe und Industrie charakterisiert ist. Größere Gewerbegebiete und Industrie ansiedlungen liegen bevorzugt an den vom Stadtkern radial zum Stadtrand gerichteten Siedlungs- und Entwicklungsachsen sowie an kanalisierten Oberflächengewässern.

Stark vereinfacht lassen sich folgende Unterscheidungen treffen (Abb. 3):

Gebiete

- ohne Besiedlung, überwiegend Vegetation
- mit geringer bis mittlerer Siedlungsdichte und
- mit hoher Siedlungsdichte, Stadtzentren und Industrieansiedlungen.



Abb. 3: Flächennutzung- bzw. Besiedlungsdichtekarte in Anlehnung an den Flächennutzungsplan von Berlin.
Fig. 3: Land use and population density map based on the zoning map of Berlin.

2. Messmethode

Seit über 30 Jahren werden in Berlin an tiefen Grundwassermessstellen Temperaturlogs aufgenommen (TRAPP 1983, OTTO 1987) und in einer Datenbank gespeichert. In den 1990er Jahren wurde die erste flächenhafte Temperaturkarte des oberflächennahen Untergrundes von Berlin erstellt (HENNING & LIMBERG 1995). Die Messungen wurden mit einem Temperaturlichtlot durchgeführt. Der absolute Messfehler, der sich aus der Kalibrierunsicherheit, der Messunsicherheit des Messgeräts und der Messunsicherheit des Messobjekts ergibt – z. B. durch Wärmekonvektion in den Messstellen, lässt sich mit minimal ± 0.3 °C annehmen.

Zur Erfassung der aktuellen Temperaturverteilung im oberflächennahen Untergrund von Berlin sind im Jahr 2010 an insgesamt 124 Grundwassermessstellen im Land Berlin Temperaturmessungen durchgeführt worden.

Im Rahmen dieser Messkampagne wurden in vier Tiefen und zwar

- 1 m unter Grundwasseroberfläche,
- 20 m unter Geländeoberkante,
- 0 m NHN und
- -10 m NHN

die Grundwassertemperaturen erfasst, die der Temperatur des umgebenen Gebirges entspricht.

Zusätzlich werden seit Februar 2008 regelmäßig im zweimonatlichen Rhythmus Temperaturmessungen in speziell eingerichteten Grundwassermessstellen durchgeführt. Diese Messstellen besitzen keinen Filter, sondern bestehen nur aus Vollrohr. Damit können sie annähernd bis zur Geländeoberfläche mit Wasser befüllt werden und erlauben so eine Messung des Temperaturjahresganges mittels eines Temperaturlichtlotes auch im oberflächennahen ungesättigten Bereich, d. h., in der gesamten, durch den Temperaturjahresgang beeinflussten Messstrecke oberhalb der sogenannten neutralen Zone.

3. Veränderung des Temperaturfeldes von Berlin Auswirkungen des Klimawandels

Seit Beginn der 1980er Jahre ist im Land Berlin und in dessen Umland ebenso wie auf der gesamten nördlichen Erdhalbkugel ein signifikanter Anstieg der Lufttemperaturen zu beobachten (Abb. 4). Dieser Temperaturanstieg führt zu einer merklichen Störung des Temperaturgleichgewichts im oberflächennahen Untergrund und kann in der Folge die Temperaturmessungen deutlich beeinflussen.

In der Abbildung 4 sind u. a. die Temperaturabweichungen bezogen auf den Referenzmittelwert der Jahre 1961 bis 1990 jeweils als gleitender Mittelwert über 10 Jahre für die Lufttemperatur in 2 m Höhe und die Bodentemperatur in 12 m Tiefe an der Säkularstation Potsdam-Telegrafenberg, kurz Säkularstation Potsdam, dargestellt.

Die Säkularstation Potsdam liegt ca. 30 km südwestlich vom Stadtzentrum von Berlin in der Stadt Potsdam, ca. 600 m außerhalb der bebauten Zone. Sie ist weltweit die einzige meteorologische Station, die über einen Zeitraum von mehr als 100 Jahren ein umfassendes meteorologisches Messprogramm ohne Lücken und ohne Stationsverlegung, Messunterbrechungen und Instrumentenwechsel durchgeführt hat. Neben der Lufttemperatur, Luftdruck und Niederschlag wird auch in einer maximalen Tiefe von 12 m die Bodentemperatur jeweils am Montag um 13 Uhr gemessen.





Fig. 4: Temperature variation of air temperature and soil temperature at 12 m depth at the Meteorological Station Potsdam, in comparison with the temperature development of the northern hemisphere from 1920 to 2004 in relation to the reference period from 1961 to 1990.

Aufgrund der Tiefenlage des Messpunktes und der am Standort vorhandenen Bodenbeschaffenheit ist davon auszugehen, dass in dieser Tiefe die saisonalen Temperaturschwankungen weitestgehend bis auf wenige Zehntel Grad abgeklungen sind und die dort gemessene Temperatur annähernd dem Jahresmittel der Oberflächentemperatur entspricht.

Die Abbildung 4 zeigt, dass seit 1980 an der Säkularstation Potsdam ein kontinuierlicher Anstieg der Lufttemperatur und in der Folge auch der Bodentemperatur in 12 m Tiefe zu beobachten ist.

Im Zeitraum 1985 bis 2008 hat sich die Lufttemperatur um rd. 1 °C und die Bodentemperatur in 12 m Tiefe um rd. 0,7 °C erhöht.

Ein Vergleich mit der Temperaturentwicklung auf der nördlichen Halbkugel zwischen 1920 bis 2004 belegt, dass es sich bei dem beobachteten Temperaturanstieg an der Säkularstation Potsdam nicht um eine lokale Anomalie handelt, sondern auf den im Bereich der mittleren und höheren Breiten der nördlichen Hemisphäre zu beobachtenden Klimawandel zurückgeführt werden kann.

Eine deutliche Temperaturbeeinflussung des tieferen Untergrundes, die im Zusammenhang mit der angestiegenen mittleren Oberflächentemperatur steht, ist auch unterhalb der neutralen Zone bei zahlreichen Messstellen im Land Berlin zu beobachten. Die Abbildung 5 zeigt für zwei ausgewählte Messstellen Temperaturprofile, die im Zeitraum zwischen 1984 und 2010 gemessen worden sind. Schon bei den ersten Messungen in den Jahren 1984 (Messstelle 7063) und 1990 (Messstelle 7213) ist eine deutliche Temperaturveränderung bis in den tieferen Untergrund bis in 60 m (Messstelle 7063) bzw. 100 m (Messstelle 7213) Tiefe zu erkennen. Diese Temperaturveränderungen sind auf die veränderten lokalklimatischen Bedingungen an der Oberfläche zurückzuführen, die auf die zunehmende Urbanisierung im Umfeld der Messstellen zurückzuführen ist.

Bei der Messstelle 7063 konnte dies konkret nachvollzogen werden. Im Zeitraum zwischen 1960 bis 1970 ist in der unmittelbaren Nähe der Messstelle eine größere Wohnanlage errichtet worden. Zuvor war auf diesem Gelände eine Kleingartenanlage vorhanden.

Im anschließenden Beobachtungszeitraum machen sich in den Temperaturprofilen vom August 2000 und Mai 2010 zunehmend die Auswirkungen des Klimawandels bemerkbar, wie in der folgenden Abbildung verdeutlicht wird.

Die Abbildung 6 zeigt, dass im dargestellten Beobachtungszeitraum im Übergangsbereich von der "neutralen" Zone zum tieferen Untergrund (15 bis 20 m unter Geländeoberkante) ein deutlicher Temperaturanstieg zu beobachten ist, der auf eine Erhöhung der mittleren Oberflächentemperatur zurückgeführt wird.

Ein Vergleich mit den im gleichen Zeitraum in der Säkularstation Potsdam in 12 m Tiefe gemessenen Bodentemperaturen zeigt den Zusammenhang dieser Temperaturentwicklung mit dem allgemein zu beobachtenden Klimawandel auf der nördlichen Hemisphäre (siehe auch Abb. 4).



Abb. 5: Ausgewählte Temperaturprofile von zwei Messstellen im Land Berlin, die zu unterschiedlichen Zeitpunkten in den letzten 26 Jahren gemessen worden sind.

Fig. 5: Selected temperature profiles of two observation wells in the city of Berlin, measured at different times in the last 26 years.



Abb. 6: Bodentemperaturen in ausgewählten Messstellen im Land Berlin und an der Säkularstation Potsdam.
Fig. 6: Soil temperature in selected observation wells in the city of Berlin and at the Meteorological Station Potsdam.

Durch einfache analytische Modellrechnungen für eine konduktive Wärmeausbreitung in den Untergrund lässt sich dieser Temperaturanstieg auch theoretisch nachvollziehen. Dabei werden zwei Randbedingungen für den Oberflächentemperaturanstieg zu Grunde gelegt:

 a) Ein plötzlicher Oberflächentemperatursprung in der Vergangenheit (zum Beispiel durch eine Bebauung und/oder Oberflächenversiegelung). b) Ein linearer Temperaturanstieg, der ab einem bestimmten Zeitpunkt begonnen hat (zum Beispiel die Temperaturentwicklung im Zusammenhang mit dem allgemeinen Klimawandel).

Analytische Lösungen für die Wärmeleitungsgleichung unter den oben aufgeführten Randbedingungen sind in CARSLAW & JAEGER (1959) zu finden. In der Abbildung 7 sind beispielhaft für die Messstelle 7063 Modellkurven berechnet worden. Zu beachten ist, dass für die Berechnung nur ein Ein-Schichtfall berücksichtigt werden kann und dieser Sachverhalt bei der Interpretation der Ergebnisse zu berücksichtigen ist.

Ausgehend von einer mittleren Oberflächentemperatur von ca. 8,45 °C und einer plötzlichen Temperaturerhöhung um 1,8 K (ein sogenannter Temperatursprung) wurde der Temperaturverlauf mit der Tiefe nach einem Modellierungszeitraum von 12 Jahren und im Anschluss mit einem linearen Temperaturanstieg von ca. 0,024 K/a (entspricht ca. 0,62 K im Zeitraum zwischen 1984 bis 2010) und einem weiteren Modellierungszeitraum von 16 und 26 Jahren berechnet.

Vor dem Hintergrund der Messgenauigkeit bei den Temperaturmessungen und den vereinfachten Modellannahmen bei den Kurvenanpassungen konnte eine gute Übereinstimmung der berechneten Modellkurven mit den tatsächlich gemessenen Temperaturprofilen erreicht werden. Auf Grundlage des einfachen Modells kann die Temperaturbeeinflussung bis in den tieferen Untergrund in ca. 60 m Tiefe durch die veränderten klimatischen Bedingungen an der Oberfläche nachvollzogen werden.



- Abb. 7: Ergebnis einfacher Modellrechnungen zur konduktiven Wärmeausbreitung in den Untergrund für einen plötzlichen Oberflächentemperaturanstieg (Temperatursprung) in der Vergangenheit (Modellkurve 1) und einem anschließenden linearen Temperaturanstieg (Modellkurven 2 und 3).
- Fig. 7: Result of simple model calculations of conductive heat propagation in the ground for a sudden rise in surface temperature (step change) in the past (model curve 1) followed by a linear temperature increase (model curves 2 and 3).

Auswirkung der Urbanisierung

Neben den klimatischen Veränderungen, die auf den Klimawandel zurückgeführt werden können, müssen zusätzlich lokale Temperaturveränderungen berücksichtigt werden, die im Zusammenhang mit der städtischen Nutzung stehen. Die stadtklimatischen Verhältnisse werden sehr stark durch die thermischen Eigenschaften der Oberflächenbebauung und -nutzung geprägt und beeinflussen in der Folge die mittlere Bodenoberflächentemperatur. Sehr viele Einzelparameter an der Grenzfläche Luft/Erde beeinflussen das thermische Mikro- bzw. Lokalklima. Die Farbe, Zusammensetzung, Oberflächenrauigkeit, Bedeckung, der Versiegelungsgrad, der Wasserhaushalt sowie die Ausrichtung zum solaren Strahlungseinfall urbaner Oberflächen entscheiden darüber, wie viel Energie aufgenommen und in der Bausubstanz "gespeichert" bzw. von dieser an die Atmosphäre bzw. den Untergrund abgegeben wird.

Ein besonderer Parameter in der städtischen Energiebilanz ist nach SEDLBAUER & KRUS (2009) der Bodenwärmefluss. Dabei ist zu beachten, dass der Bodenwärmefluss nicht nur den Wärmefluss in den oberflächennahen Untergrund, sondern auch den in die Gebäudemasse umfasst.

Das System Baukörper und oberflächennaher Untergrund bildet aufgrund der thermischen Eigenschaften der städtischen Baumaterialien wie Asphalt, Stahl und Beton einen riesigen thermischen Speicher, der sich am Tag aufheizt und die Energie über Nacht wieder abgibt. Hier ist die Ursache für die städtische Überwärmung zu suchen.

Eine maßgebliche Beeinflussung des Stadtklimas erfolgt auch durch die Verdunstung (siehe auch KUTTLER 2004). Da die Verdunstung mit einem erheblichen Energieaufwand verbunden ist, steht diese Energie für die Erwärmung der Atmosphäre bzw. des Untergrundes nicht mehr zur Verfügung. Die Abbildung 8 soll beispielhaft diesen Zusammenhang verdeutlichen:



Ihr kann entnommen werden, dass es aufgrund von Reflexion und Verdunstung zu einer deutlichen Reduzierung der eingestrahlten Energiemenge kommt. Auf einer Asphaltfläche werden z. B. rd. 2/3 weniger Wasser verdunstet als über einem bewachsenen Boden. Dies führt in der Summe mit anderen Faktoren dazu, dass bei einer Asphaltfläche rd. 80 % der eingestrahlten Jahresenergie und bei einer bewachsenen Bodenoberfläche rd. 60 % für die Boden- und Lufterwärmung zur Verfügung stehen können (siehe auch KUTTLER 2004).

Die Oberflächentemperatur hängt demnach von zahlreichen Faktoren ab. Grundsätzlich ist es nicht möglich, die Oberflächentemperatur, d. h. an der Grenzfläche Luft/Erde direkt zu messen.

Theoretisch könnte die Oberflächentemperatur rechnerisch abgeschätzt werden. Für sehr einfache Gegebenheiten und Randbedingungen, wie z. B. eine Wiese mit Temperaturen oberhalb von 0 °C und ohne Schneebedeckung ist dies möglich. Städtische Gebiete weisen jedoch eine Vielzahl von Randbedingungen auf, die durch einen Wechsel von Grünflächen mit sehr stark bebauten und versiegelten Flächen sowie Baukörpern in unterschiedlicher Flächenausdehnung und Höhe geprägt sind. Die Verhältnisse sind sehr komplex, so dass allein schon die Datenaufnahme sehr aufwändig ist und eine realistische rechnerische Abschätzung praktisch nicht ermöglicht.

Einen Hinweis für die Verteilung der mittleren Oberflächentemperatur und somit der Temperaturverteilung in der "neutralen Zone" kann z. B. das langjährige Mittel der Lufttemperatur geben. Für das Land Berlin liegen dafür Informationen im digitalen Umweltatlas Karte 04.05 "Stadtklimatische Zonen" vor (Ausgabe 2001; Abb. 9).

Die Karte 04.05 "Stadtklimatische Zonen" stellt die Wirkungen der baulichen Nutzungen (berücksichtigt werden Veränderungen bis zum Jahr 2002), der Verteilung und Struktur der nicht bebauten Flächen sowie des Reliefs auf die Klimaparameter im Vergleich zum unbeeinflussten Freiland dar.

Insgesamt sind für die Karte 04.05 sechs stadtklimatische Zonen definiert worden, die von "keiner Veränderung" über

"geringe Veränderungen" bis zu einer "hohen Veränderung" des Klimas im Vergleich zu Freilandverhältnissen reichen.

Die Abbildung 9 zeigt den engen Zusammenhang zwischen der bestehenden Bebauung und der horizontalen Ausdehnung der "Wärmeinsel".

Der zentrale Bereich Berlins mit hoher Verkehrsdichte und dichter Bebauung hebt sich deutlich ab. Die im Zentrum auch vorhandene auffällige Temperaturerniedrigung ist auf eine große Grünfläche (den Großen Tiergarten) zurückzuführen. Unveränderte bzw. unbeeinflusste Zonen findet man



- Abb. 9: Stadtklimatische Verhältnisse im Vergleich zu Freilandverhältnissen (Legende siehe Tab. 1); (Auszug aus dem digitalen Umweltatlas Berlin, Karte 04.05 "Stadtklimatische Zonen", Ausgabe 2001).
- Fig. 9: Urban climatic conditions compared to open field conditions (see legend table 1); (Excerpt from the digital Berlin Environmental Atlas, map 4:05 "Urban climate zones", edition 2001).

Veränderungen gegenüber Freilandverhältnissen	Langjähriges Mittel der Lufttemperatur in °C (1961 bis 1990)	geschätzte Bodenoberflächentemperatur in °C			
hohe Veränderungen	> 10,1	> 11,1°C ± 0,5			
mäßige Veränderungen	9,2 bis 10,1	10,2 ± 0,5 bis 11,1 ± 0,5			
geringe Veränderungen	8,6 bis 9,2	9,6 ± 0,5 bis 10,2 ± 0,5			
sehr geringe Veränderungen	7,6 bis 8,6	8,6 ± 0,5 bis 9,6 ± 0,5			
keine Veränderungen	6,9 bis 7,6	7,9 ± 0,5 bis 8,6 ± 0,5			
keine Veränderungen (geländeklimatische Extremlage)	< 6,9	< 7,9 ± 0,5			

 Tab. 1:
 Stadtklimatische Zonen – Langjähriges Mittel der Lufttemperatur (Auszug aus dem digitalen Umweltatlas Berlin, Karte 04.05 "Stadtklimatische Zonen", Ausgabe 2001) und geschätzte Bodenoberflächentemperatur.

Tab. 1: Urban climate zones – longtime average of air temperature (taken from the digital Berlin Environmental Atlas, map 4:05 "Urban climate zones", 2001 edition) and estimated soil surface temperature.

am Stadtrand im Bereich von moorigen Niederungen und in Waldgebieten.

In der Tabelle 1 wird deutlich, dass im langjährigen Mittel zwischen 1961 bis 1990 die Lufttemperatur im zentralen Stadtgebiet ("hohe Veränderungen") gegenüber Freilandverhältnissen ("keine Veränderungen") um mehr als 2,5°C erhöht ist.

Aus der Verteilung der Lufttemperatur TL (in 2 m Höhe) kann die mittlere Oberflächentemperatur T0 (auf der Gebietsoberfläche) abgeschätzt werden. Nach ZOTH (1986) gilt für die Temperatur an der Gebietsoberfläche unter ungestörten Verhältnissen folgender Erfahrungswert:

 $TL + 1 \circ C = (T0 \pm 0.5) \text{ in } \circ C.$

Mit Bezug auf die Abbildung 9 lassen sich für die saisonal unbeeinflusste Zone in 15 bis 20 m Tiefe Untergrundtemperaturen zwischen rd. 8 °C bei "ungestörten" Freilandverhältnissen und mehr als 11°C im zentralen städtischen Bereich abschätzen.

Es ist zu beachten, dass in der Karte 04.05 "Stadtklimatische Zonen" aufgrund des gewählten Betrachtungszeitraums zwischen 1961 bis 1990 der Temperaturanstieg durch den allgemeinen Klimawandel in der nördlichen Hemisphäre nicht berücksichtigt ist.

Jahreszeitlicher Temperaturgang

Um die Veränderungen der stadtklimatischen Verhältnisse in der Temperatur des oberflächennahen Untergrundes besser zu detektieren, werden seit Februar 2008 regelmäßig im zweimonatlichen Rhythmus Temperaturmessungen in speziell eingerichteten Grundwassermessstellen durchgeführt (siehe auch Kap. 2). In der Abbildung 10 ist im Überblick für den Beobachtungszeitraum Februar 2008 bis März 2010 der Temperaturjahresgang für ausgewählte Messstellen in unterschiedlichen stadträumlichen Lagen dargestellt.

In Abhängigkeit von den klimatischen Veränderungen gegenüber Freilandverhältnissen sind unterschiedliche Temperaturen im Übergangsbereich von der neutralen Zone zum tieferen Untergrund, die mit der mittleren Bodenoberflächentemperatur korreliert sind, zu beobachten.

Die Abbildung 10 zeigt für den Beobachtungszeitraum Februar 2008 bis März 2010 die Temperaturen in der neutralen Zone, die gleichzeitig den durchschnittlichen Jahrestemperaturen an der Grenzfläche Luft/Erde entsprechen. In Abhängigkeit von der jeweils stadtklimatischen Lage wurden in der neutralen Zone Temperaturen zwischen rd. 8,5 und 11, 5 °C beobachtet.

Ein Beispiel für den Temperaturverlauf im oberflächennahen Untergrund in einer stadtklimatischen Zone mit "sehr geringen" Veränderungen zeigt die Abbildung 11.

Der Messstellenstandort im Südosten Berlins ist durch einen hohen Grün- und Freiflächenanteil mit gleichzeitig geringer Versiegelung gekennzeichnet. Der oberflächennahe Untergrund baut sich bis in 20 m Tiefe überwiegend aus Feinsanden auf, der Grundwasserflurabstand beträgt ca. 4 m.



Abb. 10: Temperaturjahresgang in Abhängigkeit von der stadträumlichen Lage im Beobachtungszeitraum Februar 2008 bis März 2010.

Fig. 10: Seasonal temperature variation depending on the location in the city in the period from February 2008 to March 2010.



 Abb. 11: Temperaturjahresgang in einer stadtklimatischen Zone mit einer "sehr geringen" Veränderung.
 Fig. 11: Seasonal temperature variation in an urban climatic zone with a "very slight" change.



Abb. 12:	Temperaturjahresgang in einer stadtklimatischen
	Zone mit "geringer" bis "mäßiger" Veränderung.
Fig. 12:	Seasonal temperature variation in an urban
	climatic zone with a "slight" to "moderate" change.



Abb.13: Temperaturjahresgang in einer stadtklimatischen Zone mit "hoher" Veränderung.

Fig. 13: Seasonal temperature variation in an urban climatic zone with a "high" change.

Die Temperatur im Übergangsbereich von der neutralen Zone zum tieferen Untergrund in ca. 12 bis 14 m Tiefe liegt im Mittel bei ca. 8,4 °C.

In der Abbildung 12 ist ein Beispiel für den Temperaturverlauf im oberflächennahen Untergrund in einer stadtklimatischen Zone mit "geringer" bis "mäßiger" Veränderung dargestellt.

Der Messstellenstandort am östlichen Randbereich von Berlin weist eine dichte Wohnbebauung auf, die nach 1945 errichtet worden ist. Die Flächenversiegelung ist mit rd. 50 % anzusetzen. Der oberflächennahe Untergrund baut sich bis in 28 m Tiefe überwiegend aus Geschiebemergel auf. Die Temperatur im Übergangsbereich von der neutralen Zone zum tieferen Untergrund in ca. 12 m Tiefe liegt im Mittel bei ca. 9,7 °C. Unterhalb der "neutralen" Zone zeigt sich eine deutliche Beeinflussung des tieferen Untergrundes durch die Temperaturverschiebung an der Oberfläche. Im Gegensatz zu dem üblichen Temperaturanstieg mit einem Gradienten von rd. 3 K/100 m nimmt die Temperatur bis in eine Tiefe von mindestens 40 m weiter ab. Der Umkehrpunkt, das heißt die Tiefe, ab der die Temperatur wieder ansteigt liegt zwischen 50 und 60 m unter Geländeoberkante. Die Temperaturprofile zeigen, dass der Temperaturangleich im tieferen Untergrund noch nicht abgeschlossen ist. Mit zunehmender Zeit wird sich der tiefere Untergrund weiter erwärmen.

Die Abbildung 13 zeigt einen Temperaturverlauf im oberflächennahen Untergrund in einer stadtklimatischen Zone mit "hoher" Veränderung. Der Messstellenstandort befindet sich am nordöstlichen Rand der Innenstadt mit dichter Wohnbebauung. Die Flächenversiegelung beträgt mehr als 60 %. Der oberflächennahe Untergrund baut sich bis in 30 m Tiefe aus einer Wechsellagerung mit Feinsand und Geschiebemergel auf. Die Temperatur im Übergangsbereich von der neutralen zur geothermischen Zone in ca. 14 m Tiefe liegt im Mittel bei ca. 11,3 °C. Auch hier zeigt sich unterhalb der "neutralen" Zone eine deutliche Beeinflussung des tieferen Untergrundes durch die Temperaturverschiebung an der Oberfläche. Der Umkehrpunkt liegt hier in einer Tiefe zwischen 60 und 70 m unter Geländeoberkante. Mit zunehmender Zeit wird sich auch hier der tiefere Untergrund weiter erwärmen.

Ein Vergleich der thermischen Kennziffern (Tab. 2) für die Temperaturen in 3 m unter Geländeoberkante:

- minimale Temperatur,
- maximale Temperaturen und
- Temperaturamplitude,

zeigt die stadtklimatisch bedingten Unterschiede. In 3 m Tiefe unter Geländeoberkante ist mit einer zunehmenden stadtklimatischen Veränderung, u. a. mit einer deutlichen Erhöhung der maximalen Temperatur und der Temperaturamplituden zu rechnen.

Messstelle	Bezugstiefe unter Geländeoberkante	Minimum Maximum Temperatur Temperatur		Mittlere Temperatur	Maximale Amplitude
45160	3 m	5,4 °C	11,5 °C	8,6 °C	3,0 °C
45166	3 m	6,4 °C	13,1 °C	9,6 °C	3,5 °C
30267	3 m	7,9 °C	15,9 °C	11,8 °C	4,2 °C

Tab. 2: Ausgewählte thermische Kennziffern für die Temperaturen 3 m unter Geländeoberkante.

Tab. 2: Selected thermal indicators for the temperature 3 m below ground level.

Gegenüber Freilandverhältnissen führt die unterschiedliche Energiebilanz an der Grenzfläche Luft/Erdoberfläche dazu, dass mehr Wärmeenergie in die darunterliegenden Bodenschichten eingetragen wird. Über das Jahr betrachtet sind die jeweiligen Wärmebilanzen (Wärmeeintrag zu Wärmeaustrag) ausgeglichen.

Karte des oberflächennahen Temperaturfeldes von Berlin

Im Jahr 2010 wurden an 124 Grundwassermessstellen im Land Berlin in definierten Tiefen flächenhaft Temperaturmessungen durchgeführt. Auf Grundlage dieser Messungen ist die Ausbildung der Untergrundtemperaturen u. a. für die Bezugshorizonte

- 20 m unter Geländeoberkante und
- 0 m NHN
- dargestellt.

In der Abbildung 14 ist die Temperaturverteilung für den Bezugshorizont 20 m unter Geländeoberkante im Land Berlin dargestellt. Mit Bezug auf die aufgezeichneten Temperaturjahresgänge kann angenommen werden, dass in dieser Tiefe der Einfluss der jahreszeitlichen Temperaturschwankungen weitestgehend abgeklungen ist.

Die Temperaturen schwanken zwischen kleiner 8,5 °C im Stadtrandbereich und mehr als 12,5 °C im dicht bebauten Innenstadtbereich bzw. in den Industriegebieten. Vom Stadtrand zum Stadtzentrum hin ist tendenziell ein Temperaturanstieg zu beobachten. Es zeigen sich jedoch folgende Unterschiede:

Während der Temperaturverlauf von Nordosten gesehen einen kontinuierlichen Anstieg zum Stadtzentrum hin zeigt, ist insbesondere vom Süden aus gesehen das Temperaturfeld durch das Auftreten von mehreren kleineren positiven und negativen Temperaturanomalien gekennzeichnet, die auf größere Grünflächen, Nebenzentren oder Industriegebiete zurückgeführt werden können.

Das stark bebaute und versiegelte Stadtzentrum wird von einer 11,5 °C-Isolinie eingeschlossen. Die im Stadtzentrum zu beobachtende Wärmeinsel mit Temperaturen von mehr als 12,5 °C wird durch den Großen Tiergarten, einer großen Grünfläche im Innenstadtbereich, durchbrochen. Innerhalb dieser Wärmeinsel sind – wie aus lokalen Untersuchungen bekannt ist – punktuelle Anomalien mit Temperaturen von über 13 °C zu beobachten. Die höchsten Temperaturen wer-



Abb.14: Untergrundtemperatur für den Bezugshorizont 20 m unter Geländeoberkante im Jahr 2010. Fig. 14: Subsurface temperature for the reference horizon 20 m below ground level in 2010.

den in der Nähe von Kühlwassereinleitungen der Heizkraftwerke gemessen.

Unterhalb der ausgedehnten Waldgebiete im Südosten, Norden, Nordwesten und Südwesten des Landes Berlin liegen die Temperaturen im Bereich von 9 °C bzw. darunter. Ferner fallen negative Temperaturanomalien im Stadtgebiet von weniger als 10 °C mit Bereichen zusammen, die sich durch einen hohen Vegetationsanteil auszeichnen, wie z. B. der Britzer Garten.

Generell ergeben sich im dicht besiedelten Innenstadtbereich gegenüber dem Freiland Temperaturerhöhungen im Grundwasser von mehr als 4 K.

Auf jeden Fall wird eine positive Korrelation mit den stadtklimatischen Zonen in Abbildung 9 deutlich.

Die Temperaturverteilung für den Bezugshorizont 0 m NHN im Land Berlin ist in Abbildung 15 dargestellt. Das entspricht in Abhängigkeit von der Geländeoberkante einem Tiefenhorizont zwischen rd. 30 m im Bereich des Berliner Urstromtals und bis max. rd. 70 m auf den angrenzenden Hochflächen. In diesen Tiefen kann eine Beeinflussung durch die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen ausgeschlossen werden. Es zeigen sich jedoch auch hier die langfristig anhaltenden Temperaturänderungen der Oberflächentemperatur, die z. B. durch eine veränderte bauliche Entwicklung oder klimatische Veränderungen verursacht werden.

Auch bei dieser Kartendarstellung schwanken die Temperaturen zwischen kleiner 8,5 °C im Stadtrandbereich und mehr als 11,5 °C im dicht bebauten Innenstadtbereich.

4. Ausblick

Insgesamt zeigen die Ergebnisse der Temperaturmessungen, dass im Stadtgebiet von Berlin und dies besonders im zentralen Bereich, der Untergrund und damit auch das Grundwasser deutlich erwärmt ist. Allgemein ist im dicht besiedelten Innenstadtbereich gegenüber dem Freiland eine Temperaturerhöhung von mehr als 4 K zu beobachten.

Auch langfristig ist mit einer weiteren tiefgreifenden Erwärmung oder auch Abkühlung des oberflächennahen und des tieferen Untergrundes und somit des Grundwassers zu rechnen.

Gründe dafür sind

 die aktuell ablaufenden globalen klimatischen Veränderungen,



Abb. 15: Untergrundtemperatur für den Bezugshorizont 0 m NHN im Jahr 2010. Fig. 15: Subsurface temperature for the reference horizon 0 m NHN in 2010.

- der noch nicht abgeschlossene Temperaturangleich der zurückliegenden mikroklimatischen Veränderung,
- die fortschreitende Urbanisierung und
- aktuell in den letzten Jahren die verstärkte thermische Nutzung des Untergrundes.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass sich im dicht besiedelten Innenstadtbereich gegenüber dem Freiland Temperaturerhöhungen im Untergrund von mehr als 4 K ergeben können und dieser somit deutlich erwärmt ist. Es besteht ein eindeutiger Zusammenhang mit den stadtklimatischen Verhältnissen und den Durchschnittstemperaturen an der Oberfläche. Dies belegen auch die Ergebnisse der regelmäßigen Untersuchungen an ausgewählten Temperaturmessstellen in unterschiedlichen stadtstrukturellen Lagen.

Allgemein zeigt die oberflächennahe Temperaturverteilung im Land Berlin einen Zusammenhang mit der Verteilung von Industrieansiedlungen, Abwärmeproduzenten, Oberflächenversiegelung, Freiflächen und anthropogen erwärmter Oberflächengewässer (siehe auch HENNING 1990). Unter Berücksichtigung des Grundwasserströmungsfeldes kann davon ausgegangen werden, dass diese Faktoren einen wesentlichen Einfluss auf die Veränderung der Grundwassertemperatur haben. Da es in der Stadt in der Regel zu einer Häufung dieser Faktoren kommt, überlagern sich die Einflussgrößen gegenseitig.

Zusammenfassung

Das Temperaturfeld im oberflächennahen Untergrund wird durch den geothermischen Energievorrat in großer Tiefe und durch die mittlere Jahrestemperatur an der Erdoberfläche, d. h. der Grenzfläche Luft/Erde bestimmt. Im Gegensatz zur konstanten Erdwärmestromdichte ist die mittlere Jahrestemperatur an der Erdoberfläche von den lokal vorherrschenden klimatischen Bedingungen abhängig, die gerade in den letzten 100 Jahren einerseits durch die globalen Klimaveränderungen, aber andererseits auch durch eine zunehmende Urbanisierung im Land Berlin einer stetigen Veränderung unterzogen sind.

Die mittlere Oberflächentemperatur stellt daher für die Bewertung des Temperaturfeldes bis in mehr als 100 m Tiefe eine wesentliche Größe dar. Gerade in den letzten Jahrzehnten ist eine zunehmende Beeinflussung der Untergrundtemperatur durch eine veränderte mittlere Oberflächentemperatur in einzelnen Temperaturprofilen im Land Berlin zu beobachten.

Auf Grundlage von Langzeituntersuchungen kann gezeigt werden, dass aufgrund der fortschreitenden baulichen Entwicklung, aber auch der allgemeinen klimatischen Veränderungen von einer weiteren tief greifenden Erwärmung des jahreszeitlich beeinflussten (bis 20 m Tiefe) und des oberflächennahen Untergrunds (bis 100 m Tiefe) und somit auch des Grundwassers auszugehen ist.

Die Untergrundtemperaturen können bis in größere Tiefen sehr stark durch die veränderten lokalen klimatischen Veränderungen des letzten Jahrhunderts beeinflusst sein. Zurzeit ist im Land Berlin zu beobachten, dass im Gegensatz zum sonst üblichen "ungestörten" Temperaturanstieg ab ca. 15 bis 20 m Tiefe mit ca. 3 K/100 m, die Untergrundtemperatur aufgrund der Temperaturerhöhung an der Oberfläche bis in größere Tiefen von mehr als 60 m abnimmt, um erst dann wieder anzusteigen. Dieser Temperaturverlauf ist charakteristisch für den noch nicht abgeschlossenen Temperaturangleich im tieferen Untergrund. Mit zunehmender Zeit wird sich bei unverändert wirkenden Oberflächentemperaturrandbedingungen der Untergrund weiter erwärmen.

Summary

The temperature field in the shallow subsurface is determined by the amount of heat in great depth and the mean annual surface temperature at the interface air/earth. In contrast to the constant terrestrial heat flow, the mean annual surface temperature depends on the local climatic conditions that have changed in the last 100 years, on one hand because of the global climate change but on the other hand also by increasing urbanization in the state of Berlin.

The mean annual surface temperature is a significant size to evaluate the temperature field up to more than 100 m depth. In recent decades, an increasing change in the measured underground temperatures of different boreholes can be observed due to the influence of the variations in the mean annual surface temperature in the state of Berlin.

On the basis of long-term studies it can be shown that due to the urbanization, but also to the general climatic change, a drastic warming of the seasonally influenced soil (up to 20 m depth) and shallow subsurface (up to 100 m depth) and therefore of the groundwater is assumed.

The subsurface temperatures up to greater depths are highly influenced by the local climatic changes of the last century. At the present time it can be observed in several boreholes in Berlin that the normal linear soil temperature increases by approx. 3 K/100 m from a depth of around 20 m, decreases up to 60 m and then rises again. This temperature profile is characteristic of a thermal state which is not yet in an equilibrium in the deeper subsoil. With increasing time and an unchanged influence of surface temperature conditions, the warming of the subsurface will proceed.

Literatur

- CARSLAW, H. S. & J. C. JAGER (1959): Conduction of Heat in Solids. – S. 63, 2nd Edition, Oxford (Clarendon Press)
- HENNING, A. (1990): Bedeutung von Temperaturmessungen in Grundwasserbeobachtungsrohren für Hydrologie und Erdwärmenutzung. – Diplomarbeit Institut für Angewandte Geophysik, Petrologie und Lagerstättenkunde der Technischen Universität Berlin, S. 87, Berlin (unveröff.)

- HENNING, A. & A. LIMBERG (1995): Das Grundwasser-Temperaturfeld von Berlin. – Brandenburg. geowiss. Beitr. 2, 1, S. 97 – 104, Kleinmachnow
- KUTTLER, W. (2004): Stadtklima, Teil 1: Grundzüge und Ursachen. – UWSF – Z. Umweltchem. Ökotox. **16**, 3, S. 187 – 199, Landsberg, Ft. Worth (ecomed verlagsgesellschaft AG & Co. KG)
- OTTO, R. (1987): Hydrochemie, Thermometrie und Fließverhältnisse des Grundwassers in den südöstlichen Stadtbezirken von Berlin (West) - Neukölln, Kreuzberg, Tempelhof, Schöneberg. – Berliner geowiss. Abh. **88**, 115 S., Berlin
- PIK (2012): Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Säkularstation Potsdam-Telegrafenberg; zugegriffen: 02. April 2012, http://www.klima-potsdam.de/
- SEDLBAUER, K. & M. KRUS (2009): Bauphysik. Skript zur Vorlesung Fraunhofer-Institut für Bauphysik, Freilandversuchsstelle Holzkirchen (unveröff.)
- TRAPP, CH. (1983): Beschaffenheit und hydrogeologische Zusammenhänge des tieferen Grundwassers im nördlichen Stadtgebiet von Berlin (West). – Berliner geowiss. Abh. 44, 79 S., Berlin
- UMWELTATLAS BERLIN: Karte 04.05 "Stadtklimatische Zonen, zugegriffen am 02. April 2012, http://www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas/
- WSL (2012): Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL); zugegriffen: 02. April 2012, http://www.wsl.ch
- ZOTH, T. A. & R. HÄNEL (1988): Appendix.– In: R. HÄNEL, L. RYBACH & L. STEGENA (ed.): Handbook of Terrestrial Heat Flow Determinations, Kluwer, S. 449 – 466, Hannover

Anschrift der Autoren:

Andreas Henning Energie- und Umweltberatung Rothenbücherweg 53 a 14089 Berlin andreas.henning@henning-umwelt.de

Alexander Limberg Geologie und Grundwassermanagement, Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz Brückenstraße 6 10179 Berlin alexander.limberg@senstadtum.berlin.de Cottbus

Der Schollenbau des Tafeldeckgebirges von Brandenburg – Vorschlag für eine einheitliche Benennung

The tectonic pattern of the sedimentary cover of Brandenburg – suggestion for a uniform nomenclature

GERHARD BEUTLER & WERNER STACKEBRANDT

1. Zielstellung

Die Beschreibung der tektonischen Strukturierung des mesozoischen Deckgebirges von Brandenburg verfolgt zwei Ziele: Mit der Vorlage eines Vorschlags für die Untergliederung und Bezeichnung der tektonischen Elemente des Strukturbaus im Tafeldeckgebirge (Störungen, Bruchschollen) soll die Grundlage für eine einheitliche Beschreibung der Geologie von Brandenburg gegeben werden. Zugleich erfolgt eine kurz gefasste Einbindung dieser Gliederung in den geologischen Rahmen. Der Beitrag ist damit ein Baustein für eine einheitliche tektonische Nomenklatur im Deckgebirge Ostdeutschlands. Wichtige Vorarbeiten finden sich bei KATZUNG & EHMKE (1993), BEUTLER (1995, 2001), FRANKE (2008) und im Atlas zur Geologie von Brandenburg (STACKEBRANDT & MANHENKE 2010).

Die Darstellung stützt sich auf zwei Elemente: Die Beschreibung der regionalen Störungssysteme und den daraus abgeleiteten Schollenbau. Neben den häufig variierenden Störungsverläufen wird bei einer Reihe von Störungen mit Doppelnamen die Reihenfolge der Namen oft willkürlich gehandhabt, z. B. Fürstenwalde-Guben-Störung oder Guben-Fürstenwalde-Störung; mit einer verbindlichen Festlegung soll eine einheitliche Bezeichnung erreicht werden. Eine weitere Unstimmigkeit tritt beim NNE-SSW streichenden Störungssystem der Westhavelland-Rheinsberg-Scholle auf. Diese Scholle wird nach KOPP et al. (2010) durch drei parallele Störungen gegliedert (von W nach E: Mirow-, Rheinsberg- und Neuruppin-Störung). In der Literatur finden sich die unterschiedlichsten räumlichen Zuordnungen der Störungsnamen zu den Einzelstörungen. Auch ihre geotektonische Bedeutung wird ungleich dargestellt, beispielsweise ihre jeweilige Rolle für die Ostbegrenzung des Ostelbischen Massivs. Hier ist also eine verbindliche Zuordnung zwingend erforderlich.

Die differenzierte Auflösung der tektonischen Gliederung erlaubt zugleich eine verbesserte geodynamische Bewertung der Entwicklung Brandenburgs, wie sie in ihren Grundzügen bereits von STACKEBRANDT (1997, 2002) und STACKEBRANDT & MANHENKE (2010) publiziert wurde.

2. Beckenbildung und Bruchtektonik

Die bruchtektonischen Vorgänge in Zeit und Raum sind eingebettet in die Genese des Mitteleuropäischen Beckens (syn. Zentraleuropäisches Becken; Definition, Abgrenzung und Differenzierung siehe bei LITTKE et al. 2008). Dieses hat sich nicht kontinuierlich eingetieft, sondern unterlag unterschiedlichen Beanspruchungs- rsp. Senkungs- und Inversionsimpulsen. Der Bildungsprozess kann in unterschiedliche Phasen differenziert werden. Für den ostdeutschen Teil des Beckens haben Nöldeke & Schwab bereits 1977 ein erstes Modell der postvariszischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges vorgelegt, das Schwab (1985) weiter untersetzte und hinsichtlich der genetischen Vorstellungen um das Geschehen im Nordatlantik und im Bereich der Tethys erweiterte. Im Ergebnis dieser Untersuchungen wurde die Bildung dieser Senke in folgende vier Stadien untergliedert:

- 1. Taphrogen- oder Anlagestadium (Stefan bis Saxon I),
- 2. Hauptabsenkungsstadium (Saxon II bis Keuper),
- 3. Differenzierungsstadium (Jura bis Unterkreide),
- 4. Stabilisierungsstadium (mittleres Alb bis Känozoikum).

Grundvorstellung dieses Modells ist die Annahme einer zunehmenden Kratonisierung des Deckgebirges. Die Entwicklung des Beckens wäre damit ein weitestgehend gerichteter Vorgang. Der Einfluss äußerer globaler Vorgänge wird zwar nicht ignoriert, aber als von geringerer Bedeutung eingeschätzt. Mit seiner Diskussion über die Rolle der tektonischen Vorgänge im Alpen-Karpaten-Tektogen auf die Stressfelder im nördlichen Vorland brachte STACKEBRANDT (1986) einen anderen Aspekt in diese Diskussion ein. Für die spätvariszische Entwicklung hatten DRONG et al. (1982) eine gleiche Auffassung vertreten, als sie die Anlage der spätvariszischen Störungssysteme in NW-Deutschland auf das Andauern der Beanspruchung aus der variszischen Faltung zurückführten.

Neben den tektonischen Einflüssen aus der Paläo- und Neotethys auf das nördliche Vorland spielt auch ein zweiter globaler Prozess eine Rolle – der bruchtektonische Zerfall der Pangea und die tektonischen Vorgänge, die mit der Entstehung des Nordatlantiks verbunden sind. BRANDNER (1984) führte dafür den Begriff "atlantischer Strukturplan" ein. Die geodynamischen Modelle für Mittel- und Westeuropa, gekoppelt mit exzellenten Kartendarstellungen von Ziegler (1982, 1990) haben dies ausdrücklich bestätigt. Die von KLEY & VOIGT (2008) dargestellte kinematische Entwicklung des außeralpinen Mitteleuropa für den Zeitabschnitt des jüngeren Mesozoikums und des Känozoikums tragen dieser wechselnden Beeinflussung Rechnung. Sie sind das Ergebnis wechselnder globaler tektonischer Einflüsse, die sich in der unterschiedlichen räumlichen Aktivierung bruchtektonischer Strukturen widerspiegeln. BAYER et al. (1999) und LITTKE et al. (2008) beschrieben wegen dieser unterschiedlichen genetischen Einflussnahmen das Mitteleuropäische Becken als eine komplexe Senkungsstruktur, die u. a. durch inhomogenen Tiefenbau, mehrfache Aktivierungsrsp. Reaktivierungsphasen, die sich zudem auch überlagern, charakterisiert ist. Das Norddeutsche Becken, das Bestandteil des übergeordneten Mitteleuropäischen Beckens ist und das den größten Teil Brandenburgs unterlagert, weist diese Komplexität ebenfalls auf. Ein generalisiertes Bildungsmodell für dieses Becken zeigt Abb. 1.

Das Taphrogen- oder Anlagestadium von Nöldeke & Schwab (1977) und Schwab (1985) umfasst den Zeitraum vom höchsten Oberkarbon (Westfal/Stefan) bis zum Oberrotliegend. In diese Phase fällt die Anlage des regionalen Bruchsystems als konvergierendes Schersystem zur Nord gerichteten Beanspruchung der variszischen Faltung.

Überlagert wird dieser Prozess durch Riftungsvorgänge im Protoatlantik, die bereits im Rotliegend zu N–S streichenden Bruchstrukturen führten. SCHECK & BAYER (1999), BENEK & HOTH (2010) und andere haben die Bedeutung dieser submeridionalen Dehnungsstrukturen für die Mächtigkeitskonturierung während der Frühphase der Beckenbildung aufgezeigt. Auf der Grundlage der Analyse von tektonischen Diskordanzen und daran gekoppelten Zyklen legen BEUTLER et al. (2012) alternativ die zeitliche Obergrenze dieses Sta-

Zeit	Tektonische Beanspruchung
rezent bis Neogen	Neotektonische Reaktivierung intraplattentektonische Beanspruchung von Störungszonen; fortgesetzte Einsenkung der Mitteleuropäischen Senkenzone; Spezialfall Quartär: glazialisostatische Störungsaktivitäten; Lösungsprozesse an oberflächennahen Salinarstrukturen; Bewegungsmaxima: Miozän
	Synalpidische Remobilisierung intraplattentektonische Auswirkungen auf Konturierung und Strukturierung der Norddeutschen Senke durch Aktivitäten am mobilen Plattenrand des Alpen- Karpaten-Tektogens
seit Oberkreide	Synalpidische Einengung starke Kompression an (insbesondere) südlichen Leistenschollen, Inversionstektonik (Prignitz-Lausitzer Wall); entspricht Stabilisierungsstadium sensu Schwab (1985) der Norddeutschen Senke
seit Keuper	Synalpidische Dehnung Dehnungstektonik, unterschiedlich intensive Bewegungen einzelner Blöcke statt bisheriger einheitlicher Senkenstruktur, Hauptbewegungsaktivität an der Mehrzahl der Störungen, zumeist dilatativ; entspricht Differenzierungsstadium sensu Schwaß (1985) der Norddeutschen Senke
Obere Trias bis Oberrotliegend	Hauptabsenkung Ablagerung typischer Tafeldeckgebirgsserien aus flachmarinen, terrestrischen und chemogenen Sedimenten, hohe Mächtigkeiten (= intensive Absenkung), weitflächig relativ homogen; entspricht dem Hauptabsenkungsstadium der Norddeutschen Senke sensu Schwaß (1985)
Oberrotliegend bis Stefan (O-Karbon)	Beckenlage im Morphogenstadium des variszischen Gebirges, störungskontrollierte Anlage der Senke, hohe vulkanische Aktivitäten; entspricht dem Anlagestadium sensu Schwab (1985) der Norddeutschen Senke

Abb. 1: Generalisiertes Beanspruchungsmodell für die Norddeutsche Senke Fig. 1: Generalized structural geologic model of the North German basin diums in den Mittleren Buntsandstein und lassen es in Übereinstimmung mit HOFFMANN (1990) mit der H-Diskordanz ausklingen. Abweichend von der Auffassung von Nöldeke & SCHWAB (1977) soll nach diesem Vorschlag das Hauptabsenkungsstadium von der H-Diskordanz bis zum Unterbajoc (Mittlerer Dogger) reichen und zwei Sedimentations- und zwei tektonische Zyklen beinhalten. Eine starke Diskordanz (die Altkimmerische Hauptdiskordanz von BEUTLER & SCHÜLER 1978) bildet eine wichtige interne Grenze in diesem Stadium. Störungsaktivierungen lassen sich auf kompressive Vorgänge am Nordrand der mittleren und östlichen Tethys zurückführen. Starke Impulse der nordatlantischen Rifttektonik sind ebenfalls wirksam und führen zu bedeutenden N-S gerichteten Dehnungsstrukturen. Eine tektonische Neuanlage dieses Stadiums ist das komplex aufgebaute Vorpommern-Störungssystem. Das Stadium wird von der "Intradogger-Diskordanz" (Prä-Oberbajoc) abgeschlossen.

Das Differenzierungsstadium von Nöldeke & Schwab (1977) ist zeitlich auf den Abschnitt vom Oberen Dogger (Oberbajoc) bis zum Mittelalb (Unterkreide) definiert. Es besteht ebenfalls aus zwei Sedimentations- und tektonischen Zyklen (Beutler et al. 2012). Die "Differenzierung" in diesem Stadium wird durch tektonische Prozesse in der mittleren Nordsee hervorgerufen.

Über einem Hotspot im Outer Moray Firth Basin entstand im Oberen Dogger eine "triple junction-Struktur" mit tiefgreifenden Störungen, starkem Basaltvulkanismus und weitreichenden Krustenhebungen, die auch das paläogeographische Regime im Mitteleuropäischen Becken grundlegend veränderten. Das bis dahin einheitliche Becken gliedert sich durch großflächige Hebungszonen auf. Es entstand ein in Teilbereiche differenzierter Ablagerungsraum mit sich unterschiedlich bewegenden Großschollen, bei deren Ausbildung sowohl NW-SE-Störungen als auch NNE-SSW-Störungen wirksam waren. Dieser mehrphasige Prozess wird auch unter dem Begriff "Jungkimmerische Tektonik" zusammengefasst und ist wegen der vorwiegend dilatativen Beanspruchung durch Dehnungstektonik und transtensionale Scherprozesse charakterisiert. Im zweiten Zyklus dieses Stadiums dominierten sedimentäre Vorgänge, die das Ergebnis von W-E gerichteten Transgressionen und mehreren gegenläufigen Regressivphasen sind. STACKEBRANDT & FRANZKE (1989) rechnen dieses Stadium bereits zum übergeordneten Stadium der Synalpidischen Remobilisierung, das aus einer Dehnungs- und Einengungsphase besteht (siehe Abb. 1). Zeitlich entsprechen diese Phasen dem Differenzierungsbzw. älteren Teil des Stabilisierungsstadiums sensu Nöldeke & SCHWAB (1977) bzw. SCHWAB (1985), gehören nach ihrer Genese jedoch dem alpidischen Zyklus an.

Mit der Transgression im Mittel- bis Oberalb wird das Stadium der Synalpidischen Einengung eingeleitet. Es entspricht dem älteren "Stabilisierungsstadium" von Nöldeke & Schwab (1977), beinhaltet aber nicht wie dieses die gesamte Oberkreide und das Känozoikum, sondern wird durch das sich im Neogen einstellende Stadium der Neotektonischen Reaktivierung abgeschnitten (siehe Abb. 1). Durch das Übergreifen auf vorher entstandene Beckenstrukturen bildete sich erneut ein einheitliches großes Sedimentbecken heraus. Wenn man die hohen Subsidenzraten des Tertiärs in der Nordsee und in NW-Deutschland berücksichtigt, kann man diesen Zeitabschnitt auch als ein zweites Hauptabsenkungsstadium betrachten.

Der Wandel von überregionaler Dehnung zum Wirksamwerden kompressiver Tektonik belegt die Intensivierung der intraplattentektonischen Beeinflussung im Vorfeld des Alpen-Karpaten-Tektogens. Obwohl noch zahlreiche Fragen der direkten Kopplung zwischen aktiven Plattenrändern und dem platteninternen Bereich offen sind, wirken sich die Kollisionsereignisse aus den südlich, südwestlich und südöstlich gelegenen Plattenrändern als intraplattentektonische Aktivierungsphasen an zumeist bereits vorhandenen Störungszonen aus. Hierdurch bedingte Bewegungsumkehr wird häufig unter dem Begriff "Inversionstektonik" zusammengefasst. Beginnend in der höheren Oberkreide (etwa ab Santon) bis in das Neogen (Miozän) nimmt die tektonische Aktivität erheblich zu. Verbunden mit der Heraushebung großer Schwellenzonen und der Entstehung von Randtrögen im Sinne von VOIGT (1963) werden Bruchzonen aktiviert, die sich in ihrer Anlage invers zu der bisherigen Tektonik verhalten. So werden durch kompressive Beanspruchung vormals als Abschiebungen angelegte Störungszonen zu Auf- und Überschiebungen umgeformt. Diese Blockbewegungen konzentrieren sich an der Südflanke der Norddeutschen Senke im Übergangsbereich zur Sächsisch-Thüringischen Scholle (KATZUNG & EHMKE 1993). Dieser Beanspruchungswechsel an Störungszonen im Norddeutschen Becken ist schon frühzeitig auf die teletektonische Wirksamkeit der zeitlich und räumlich differenzierten Faltungen im Alpen-Karpaten-Tektogen zurückgeführt worden (STACKEBRANDT & FRANZKE 1989). OTTO (2003) hat darüber hinaus auf die Bedeutung des Salzes für die unterschiedliche Auswirkung der Inversionstektonik hingewiesen.

Die jüngsten Bewegungsaktivitäten im Norddeutschen Becken werden unter dem Begriff der "neotektonischen Reaktivierung" zusammengefasst. Mit Ausnahme des südlichsten Randbereichs gehört Brandenburg zu einem Gebiet fortgesetzter Einsenkung, das sich von der südlichen Nordsee bis nach Breslau (Südpolen) erstreckt. GARETZKY et al. (2001) haben diese Senkungszone, deren zentrale Achse dem Elbe-Lineament folgt, Central European subsidence zone genannt. Die Amplitude erreicht im Nordwesten Brandenburgs mehrere hundert Meter; nach ESE wird die Senkungszone teleskopartig schmaler und flacher, wobei sich der Intensitätswechsel im Bereich querender Störungszonen befindet (siehe STACKEBRANDT 2004). Neben diesem großregionalen Trend treten während der neotektonischen Beanspruchungsphase lokale Aktivitätsgebiete auf, die auf eine intensive Wechselwirkung zwischen endogenen und exogenen landschaftsgestaltenden Faktoren zurückgehen. Beispiele hierfür sind die glazialisostatisch reaktivierten Salzstrukturen von Rüdersdorf, Sperenberg und Rambow (Ludwig & Stackebrandt 2010) und subrezente Bewegungen an Störungszonen, auf die u. a. aus morphotektonischen Analysen geschlossen werden kann (STACKEBRANDT 2005).

3. Zur Bruchtektonik im Tafeldeckgebirge Brandenburgs

Das Tafeldeckgebirge Brandenburgs wird durch Störungssysteme mit vorwiegend NW-SE- und (N)NE-(S)SW-Richtung in Schollen¹ differenziert. Nach der Bildungs- und Ausgestaltungszeit, ihrer Intensität sowie ihrem Charakter sind diese Störungssysteme inhomogen. Zeitlich spannt sich der Bogen von der spätvariszischen Beanspruchung im Oberkarbon bis zur Inversionstektonik in der Oberkreide und an der Kreide-Tertiär-Grenze. Zum Teil sind diese Störungen auch neotektonisch aktiv.

Auf der Basis seiner strukturgeologischen Beanspruchung kann Brandenburg zweigeteilt werden: Das Tafeldeckgebirge im Norden - die Trennlinie liegt etwa in Höhe von Berlin – ist nur schwach bruchtektonisch beansprucht. Eine Ausnahme bildet der NNE-SSW streichende Rheinsberg-Trog (Scheck-Wenderoth & Lamarche 2005). Im übrigen Gebiet sind es vor allem die Salzstrukturen, welche hier die Lagerungsverhältnisse prägen. Das Deckgebirge durchschlagende Störungen sind selten, zum Teil sind sie an die Hochlagen der Salzkissen gebunden. Die bruchtektonische Gliederung in diesem Landesteil richtet sich nach den verdeckten Sockelstörungen, die teilweise durch die Analogseismik im Niveau der Zechsteinbasis bzw. des Z-Reflektors (Staßfurtkarbonat/Basalanhydrit) teilweise anhand gravimetrischer und geomagnetischer Anomalien begründet und indirekt auch durch die Lage der Salzstrukturen angezeigt werden.

Der Südteil Brandenburgs weist eine nach Intensität und Quantität intensivere Störungstektonik auf. Wegen der Engständigkeit der NW-SE-orientierten Störungen bilden diese einen Saum von so genannten Leistenschollen, während die NE-SW-verlaufenden Störungen weitständiger sind. Die Störungen lassen sich durch die klassischen Methoden der Oberflächen- und Tiefenkartierung in Verbindung mit vielfältigen geophysikalischen Untersuchungen nachweisen. Von diesen Störungen sind sowohl das variszische Fundament als auch das mesozoisch-känozoische Deckgebirge betroffen. Auf die neotektonische Wirksamkeit dieser zum System der Mitteldeutschen Hauptabbrüche gehörenden regionalen Störungszonen hat STACKEBRANDT (2008) aufmerksam gemacht.

Aussagen zur strukturgeologischen Differenzierung Brandenburgs oder von Teilregionen wurden bereits in zahlreichen Arbeiten getroffen. Exemplarisch sei auf die Publikationen von F. Kölbel (1962), BRAUSE (1964), KUPETZ et al. (1989), BEUTLER (1995) sowie Göthel & GRUNERT (1996) verwiesen. Eine besondere Stellung nehmen die regionalen Zusammenfassungen vom ehemaligen VEB Geophysik ein, die von REINHARDT (1993) publiziert wurden und die zu wesentlichen Teilen in die Tektonische Karte der DDR 1 : 500 000 (LANGE, SÖLLIG & RIPPEL 1990) eingeflossen sind. In Zusammenfassung der vorliegenden geologischen und geophysikalischen Daten und in Abstimmung mit der Tektonischen Karte von Sachsen-Anhalt (BEUTLER 2001) wird in Abb. 2 eine Übersichtskarte der regionalen Bruchstörungen von Berlin-Brandenburg vorgelegt. Dominant sind Störungen der **NW-SE-Richtung**, die herzynischen Störungen. Dazu zählen (von N nach S):

Rostock-Gramzow-Störung, Templin-Störung, Wismar-Eberswalde-Störung, Fürstenwalde-Störung, Fürstenwalde-Guben-Störung, Zitadelle-Störung, Groß Köris-Merzdorf-Störung, Wünsdorf-Cottbus-Störung, Lausitz-Störung [auch als Lausitzer Hauptabbruch (LHA) bezeichnet], Innerlausitz-Störung, (auch Innerlausitzer Hauptverwerfung), Schönewalde-Störung, Zahna-Störung, Wittenberg-Störung und Westlausitz-Störung.

In Südbrandenburg bilden die NW-SE-Störungen einen Saum aus Leistenschollen, die insgesamt zum großregionalen Störungssystem der Mitteldeutschen Hauptabbrüche gehören. In Abb. 2 ist dieser Bereich farblich markiert.

Mit annähernd gleichen Anteilen sind Störungen der NE-SW-Richtung und Störungen der NNE-SSW-Richtung vertreten. Während die NE–SW gerichteten nur im Südosten des Gebietes auftreten, durchsetzen die Störungen in NNE-SSW-Richtung das Areal in voller Länge.

Die NE–SW streichenden Störungen werden in Bezug auf die NW-SE-Störungen auch als Querstörungen bezeichnet. Von den durch Göthel & GRUNERT (1996) beschriebenen Störungen konnte aus Gründen der Übersichtlichkeit nur eine Auswahl übernommen werden. Weitere Störungsnachweise wurden von BEUTLER (1995) und WETZEL (1984) übernommen.

Folgende wesentliche Störungen wurden dargestellt (von NW nach SE):

Arendsee-Störung, Herzberg-Störung, Calau-Störung, Plieskendorf-Störung, Senftenberg-Störung, Heinersbrück-Guben-Störung, Hoyerswerda-Störung [auch Hoyerswerdaer Querstörung (HQS)], Weißwasser-Störung, Niesky-Störung.

Das System der **NNE–SSW** streichenden Störungen hat für die regionale Gliederung des Deckgebirges von NE-Deutschland besondere Bedeutung. Hierzu zählen (von W nach E):

Mirow-Störung, Rheinsberg-Störung, Neuruppin-Störung, Liebenwalde-Störung, Buckow-Oderhaff-Störung.

Eine vierte Richtung wird durch Störungen mit annäherndem E-W-Streichen vertreten. Hierzu zählen (von N nach S): Potsdam-Störung, Belzig-Störung.

¹ Als Scholle werden hier strukturelle Einheiten verstanden, die durch Störungszonen begrenzt werden und sich von ihren Nachbarschollen durch eine eigenständige Entwicklung und einen individuellen Internbau unterscheiden.



Abb. 2: Die regionalen Störungszonen in Brandenburg Fig. 2: Regional fault pattern of Brandenburg

Nicht von allen Störungen liegen direkte Nachweise aus Tiefbohrungen vor. Es überwiegen Abschiebungen mit Versatzbeträgen von maximal 300 bis 350 m. Feinstratigraphische Untersuchungen im Zeitraum zwischen 1965 und 1990 durch BEUTLER im Keuper und durch SCHÜLER im Buntsandstein begründen diese Werte.

An einigen Störungen konnten auch kompressive Bewegungen erkannt werden, obwohl dieser Beanspruchungscharakter auch weitflächig gewirkt hat. Darüber hinaus liegen in Verbindung mit Salzkeilvorkommen Schichtverdoppelungen vor, in denen über 500 m mächtige Sedimentserien gestapelt sind, was auf erhebliche Einengung schließen lässt. Die nachfolgende Tabelle 1 listet einige Eckdaten der in Abb. 2 dargestellten Störungszonen des Tafeldeckgebirges von Brandenburg auf, benennt deren Autoren und macht dort, wo möglich, Angaben zum Störungscharakter.

4. Der Schollenbau von Brandenburg

Durch die zahlreichen, sich vergitternden Regionalstörungen wird ein komplexer Schollenbau abgebildet, der in Abb. 3 dargestellt ist. Diese Darstellung schließt an vorliegende Beschreibungen von Sachsen-Anhalt und Mecklen-

Störungsname	Autor(en)	Ausbildung S D	Länge [km]	Sprunghöhe [m] Einfallrichtung	Nachweis Gy Geo Bhg	Bemerkungen	
1) NW–SE-Störungen							
Rostock- Gramzow-St.	(?) GLUSCHKO et al. (1976)	+ x	30 (in BB)	n. b., SW	+	beckenkonturierende Tiefenstörung	
Templin-St.	neu benannt	+ x	80	n. b., SW	+	nicht sehr ausgeprägt	
Wismar- Eberswalde-St.	neu benannt	+ x	220 120 (in BB)	n. b., SW (Rotliegend)	+ +	Aktivierung im Perm und Trias	
Fürstenwalde- St.	neu benannt	+ +	80	n. b., NE	+ +	mögliche Fortsetzung der Fürstenwalde- Guben-Störung	
Fürstenwalde- Guben-St.	(?) Катzung & Енмке (1993)	+ +	120	n. b., Hauptstörung SW	+ + +	komplexes System, mehrere Einzelstörungen, auch Überschiebungen	
Zitadelle-St.	neu benannt	+ +	130	>100, SW	+ + +	taucht in NW-Richtung ab	
Groß Köris- Merzdorf-St.	Göthel & Grunert (1996)	+ +	100	SW	+ +	aus mehreren Einzelstörungen	
Dissen-St.	Göthel & Grunert (1996)	+ +	30	SW	+ +	Überschiebung komplexer Baustil	
Wünsdorf- Cottbus-St.	(?) Reinhardt (1993)	+ +	130	im D >350, NE	+ + +	aus mehreren Einzelstörungen, durch Herzberg-Störung geteilt	
Lausitz-St.	Siemens & Bein (1953 – 55)	+ +	170	>1000, NE	+ + +	ein Hauptelement der MHA, Staffelbrüche, Keilgräben, mehr- fach wechselnd beansprucht, Fortsetzung nach Polen	
Innerlausitz-St.	Brause (1965)	+	>30	>1000, NE	+ +	Fortsetzung nach Polen	
Schönewalde- St.	F. Kölbel (1962)	+ +	40	>200, SW	+ +	Grabenrandstörung zum Holzdorfgraben	
Zahna-St.	Beutler (2001)	+ +	45	200, NE	+ +	Grabenrandstörung zum Holzdorfgraben	
Wittenberg-St.	(?) F. Kölbel (1962)	+ +	100	>>1000, NE	+ + +	ein Hauptelement der MHA	
Westlausitz-St.	Hirschmann & Brause (1969)	+ +	>100	± 1000, SW	+ +	überregionale Bedeutung	
2) NE–SW-Störungen							
Arendsee-St.	Franke (1990)	+ +	130 gesamt BB: 35	max. 500, SE (Rotliegend)	+ + +	im Variszikum als Transcurrent-Störung	
Herzberg-St.	F. Kölbel (1962)	+ +	80	n. b., NW	+ + +	markante Querstörung zu MHA, überregionale Bedeutung	
Calau-St.	Göthel & Grunert (1996)	+ +	70	n. b., NW	+ + +		

Störungsname	Autor(en)	Ausbil S	dung D	Länge [km]	Sprunghöhe [m] Einfallrichtung	Gy	Nachwo Geo	eis Bhg	Bemerkungen
Plieskendorf-St.	Göthel & Grunert (1996)	+	+	90	n. b., NW	+	+	+	starke Auswirkung im D, Fortsetzung in Heinersdorf-Guben- Störung (NE)
Heinersdorf- Guben-St.	Göthel & Grunert (1996)	?	+	70	n. b.		+	+	Fortsetzung der Plieskendorf-Störung
Senftenberg-St.	Beutler (1995)	+	+	40	n. b.	+	+		auch im Känozoikum aktiv
Hoyerswerda- St.	Brause (1965)	+	+	80	n. b., NW	+	+		markante Querstörung zu MHA, überregionale Bedeutung
Weißwasser-St.	Wetzel (1984)	+	+	120	250–300, SW	+	+		überregionale Bedeutung, Fortsetzung nach SW
Niesky-St.	Wetzel (1984)	+	+	120	n. b.	+	+		
3) NNE-SSW-St	örungen								
Mirow-St.	(?) Kopp et al. (2002)	+	x	>>300	n. b.	+	+		im Variszikum als Transform-Störung, Randelement der Westbrandenburg- Senke
Rheinsberg-St.	(?) Kopp et al. (2002)	+	+	>>300	n. b.	+	+		im Variszikum als Transform-Störung
Neuruppin-St.	(?) Корр et al. (2002)	+	+	>>300	n. b.	+	+	+	im Variszikum als Transform-Störung; Hauptstörung des Ostelbischen Massivs
Liebenwalde- St.	Katzung & Beutler (1995)	+	+	>200	n. b., NW	+	+		wichtige Querstörung zur NW-SE- Senkungsachse
Buckow- Oderhaff-St.	(?) Reinhardt (1993)	+	+	160	n. b.	+	+		nach Seismik aus mehreren Einzelstörungen bestehend
4) W–E-Störungen									
Potsdam-St.	Katzung & Beutler (1995)	+	+	150	250–300, S/SSE	+	+	+	aus Einzelelementen, wechselndes Einfallen, Fortsetzung nach W-Polen
Belzig-St.	Beutler (2001)	+	+	90	100, S		+	+	

Tab. 1: Störungszonen im Tafeldeckgebirge Brandenburgs (Auswahl entsprechend Darstellung in Abb. 2)
 Verwendete Abkürzungen: + – direkter Nachweis; x – indirekter Nachweis durch Mächtigkeit und Fazies; S
 – Sockel; D – Deckgebirge; nb – nicht bekannt; Gy – Geophysik; Geo – Geologie; Bhg – Bohrung; BB – Brandenburg; MHA – Mitteldeutsche Hauptabbrüche
 (Eine verbale Kurzbeschreibung der Störungen ist als pdf-Datei in der Redaktion abrufbar)

Table 1: Fault zones within the sedimentary cover of Brandenburg (selection corresponds to fig. 2)
 Used abbreviations: Gy – geophysics; Geo – geology; Bhg – bore hole; BB – Brandenburg; MHA – Mitteldeutsche Hauptabbrüche (Central German fault system)
 (A short description of the fault zones can be ordered at the editorial office as pdf-file)



Abb. 3:Die Schollengliederung des Tafeldeckgebirges von BrandenburgFig. 3:Regional block structures of the sedimentary cover of Brandenburg

burg-Vorpommern an und führt die eingangs aufgeführten Untersuchungsbefunde zusammen.

Die nordwestlichste Scholle von Brandenburg ist die **Prignitz-Scholle.** Es handelt sich um eine großflächige, trapezförmige Scholle, deren 50 km lange Hauptachse in NW-SE-Richtung streicht. Mit ca. 70 km hat sie ihre größte Breite im Nordwesten und verjüngt sich im Südosten auf 40 km. Ihre Nordwestgrenze wird durch die Rambow-Marnitz-Störung gebildet, der die Salzstöcke Rambow und Werle sowie das Salzkissen Marnitz aufsitzen. Die südwestliche Grenze ist die Unterelbe-Barenthin-Störung, markiert durch die Salzstöcke Aulosen, Wittenberge, Bad Wilsnack

und Barenthin. Im Gegensatz dazu sitzt der nordöstlichen Schollengrenze, der Wismar-Eberswalde-Störung, nur der Salzstock Wredenhagen auf. Im Südosten wird die Prignitz-Scholle von der Mirow-Störung begrenzt.

Das Innere der Scholle ist nur schwach strukturell gegliedert. Sie wird durch den Salzstock Helle, das Salzkissen Königsberg und die Schildkrötenstruktur Karstädt geprägt. Während die Trias in ihrem Bereich normale, durchschnittliche Mächtigkeiten aufweist, sprechen erhöhte Mächtigkeiten von Dogger, Malm und Unterkreide für stärkere Absenkungsraten in diesem Zeitraum. Das Fehlen von Oberkreide in den überwiegenden Teilen der Scholle steht mit Inversionsvorgängen in Verbindung, die zur prätertiären Hebung und Abtragung führten (vgl. VOIGT 2009). Die Prignitz-Scholle bildet das Nordwestende des Prignitz-Lausitzer Walles von KÖLBEL (1956).

Die südliche Nachbarin, die Wendland-Nordaltmark-Scholle, greift nur randlich auf Brandenburg über. Angaben zu ihr finden sich bei BEUTLER (2001).

An beide Schollen schließt sich im Osten die NNE-SSW streichende Westhavelland-Rheinsberg-Scholle an. Diese ca. 20 km breite und über 100 km lange Leistenscholle kann sowohl nach Südsüdwest, bis in das nördliche Harzvorland, als auch nach Nordnordost, nach Mecklenburg-Vorpommern weiter verfolgt werden. Wegen wesentlich erhöhter Mächtigkeiten während der jungpaläozoischen Entwicklungsetappe haben SCHECK & BEYER (1999) sie als Rheinsberg-Trog bezeichnet. Die Leistenscholle wird durch die Sockelstörungen Mirow und Neuruppin randlich abgegrenzt und durch die Rheinsberg-Störung intern untergliedert. Durch die guerenden Zitadelle- und Wismar-Eberswalde-Störungen wird zudem eine weitere Untergliederung bewirkt. Charakteristisch für die Westhavelland-Rheinsberg-Scholle ist die große Zahl der Salzstrukturen, die alle das Diapirstadium erreicht haben: Demsin, Kotzen, Friesack, Netzeband, Zechlin und Wesenberg. Die Entwicklung dieser Salzstrukturen verlief phasenhaft und sehr differenziert. Kotzen und Friesack waren im Keuper noch langgestreckte Salzkissen, die sich im Jura und der Unterkreide weiterentwickelten. Der Diapirdurchbruch erfolgte in der höheren Oberkreide. Netzeband und Zechlin wiesen im Keuper bereits eine hochentwickelte Salzkissenanlage mit axial streichenden Scheitelstörungen auf. Die Diapirphase begann im Oberen Keuper und dauerte im Jura an. Zu Beginn der Oberkreide war diese Entwicklung bereits abgeschlossen. Der Salzstock Wesenberg hatte im frühen Lias schon seine Diapirform erreicht. Er gehört wahrscheinlich zu den rundlichen eruptiven Keuperdiapiren mit einer Nachbewegung bis zur Unterkreide. Der jüngste Salzstock ist der von Demsin, ein Scheiteldiapir, welcher aus einem relativ großen Salzkissen hervorging. Sein Durchbruch erfolgte im Tertiär. Diese differenzierte Salinartektonik hat die Sedimentationsprozesse maßgeblich beeinflusst. Bereits im Keuper zeichnete sich die Westhavelland-Rheinsberg-Scholle durch hohe Mächtigkeiten aus. So wurden beispielsweise im Mittleren Keuper Maximalwerte von ca. 1500 m erreicht. Sie sind mit großen Keupersalzvorkommen verknüpft. Hohe Mächtigkeiten und relativ vollständige Serien wurden auch in Jura und Unterkreide festgestellt. In allen Fällen zeigen die Isopachen eine klare Zuordnung zur dominierenden NNE-SSW-Achse. Mit Ausnahme der Campan-Maastricht-Vorkommen in den Randsenken von Kotzen und Friesack, fehlt die Oberkreide auf der Westhavelland-Rheinsberg-Scholle weitestgehend. Erst mit alttertiären Sedimenten begann eine neue Sedimentationsphase.

Analog zur Prignitz-Scholle zeichnet sich auch hier die Wirkung der Inversionstektonik ab.

Dabei nimmt die Westhavelland-Rheinsberg-Scholle innerhalb des Prignitz-Lausitzer Walls als Querelement eine besondere Stellung ein. Offensichtlich wirkt sie als überregionale Dehnungsstruktur, die ihre Aktivierung aus SSW erfährt (vgl. KLEY et al. 2008).

Östlich der Neuruppin-Störung schließen sich mehrere Leistenschollen mit vorwiegend NW-SE-Orientierung an. Die nördlichste ist die 70 km breite und 80 km lange Uckermark-Scholle, die bis zur Buckow-Oderhaff-Störung reicht. Sie wird im Nordosten von der Rostock-Gramzow-Störung und im Südwesten von der Wismar-Eberswalde-Störung begrenzt. Charakteristisch für die Uckermark-Scholle ist ihre große Homogenität. Das gering entwickelte strukturelle Inventar besteht fast ausschließlich aus flachen Salzkissen, namentlich Serrahn, Klaushagen, Flieth, Angermünde, Himmelpfort, Groß Schönebeck, Eberswalde und Oderberg. Eine Ausnahme bildet der Salzstock Storkow, ein Scheiteldiapir im Top eines großflächigen Salzkissens. Bei allen Salzkissen sind nur schwache Diskordanzen im Keuper festgestellt worden. Die Trias weist auch regional keine nennenswerten Mächtigkeitsabweichungen auf. Das gleiche gilt für Lias und Dogger, Malm fehlt generell. Auch große Teile der Unterkreide, mit Ausnahme von Hauterive und Mittel- bis Oberalb sind nicht ausgebildet. Im Liegenden des Hauterive wurde verbreitet Oberer Dogger angetroffen, so dass von einer einheitlichen Schollenhebung ausgegangen werden kann. Dagegen zeichnet sich im Liegenden des Albs eine strukturelle Differenzierung ab, was auf erste stärkere Salzbewegungen schließen lässt. Eine geschlossene Sedimentdecke wird erst durch die Oberkreide gebildet. Je nach Strukturlage reicht die Abfolge bis zum Campan, in Toplagen teilweise nur bis zum Turon. Die in der Unterkreide einsetzende Salzkissenbildung findet ihre Fortsetzung in der Oberkreide. Abgeschlossen wird diese Entwicklungsphase im Tertiär.

Getrennt durch die Wismar-Eberswalde-Störung folgt im Süden mit der Gransee-Tuchen-Scholle eine typische Leistenscholle von 15 km Breite und 90 km Länge. Auch sie erstreckt sich bis zur Buckow-Oderhaff-Störung. Ihre südliche Grenze wird von der Fürstenwalde-Störung gebildet. Beiden Randstörungen sitzen Salzstöcke auf. Durch KAT-ZUNG (1995) konnte aus Bohrergebnissen ein Rotliegendalter der Störungen bewiesen werden. In der Trias, beginnend im Muschelkalk und kulminierend im Keuper, entstanden im Bereich der Störungen rundliche Salzstöcke, wie Kleinmutz und Zühlen, die keine Salzkissenvorstufe aufweisen. In den Randsenken bildete sich Keupersalz. Komplette Doggerprofile in der Randsenke des Salzstocks Kleinmutz, die ansonsten in der Umgebung abgetragen sind, belegen zumindest für diesen Salzstock eine Fortentwicklung im Unteren und Mittleren Jura. Jüngere Aktivitäten sind an den Salzstöcken Grüneberg und Dollgow festzustellen. Der im Scheitel eines großen Salzkissens aufgestiegene kleine Diapir Grüneberg hat eine breite, mit Maastrichtsedimenten gefüllte Randsenke ausgebildet, die sein spätoberkretazisches Alter belegt. Mächtiges Känozoikum in der Randsenke des Salzstocks Dollgow weist auf eine noch spätere Diapirphase hin. Insgesamt kann die Gransee-Tuchen-Scholle im Verhältnis zu ihren Nachbarschollen als ein relativ mobiles Strukturelement mit aktiven Schollenrändern betrachtet werden.

Zu den relativ stabilen Schollen zählt auch die von der Neuruppin-, Fürstenwalde-, Zitadelle- und Liebenwalde-Störung umgrenzte Glien-Scholle. Sie ist nahezu rechteckig und hat eine Länge von 30 bis 35 km und eine Breite von 25 km im Nordwesten und 35 km im Südosten. Obwohl nur drei Salinarstrukturen (Salzstock Wulkow, Salzkissen Flatow und Salzstock Schönwalde) auf dieser relativ großen Scholle liegen, weist der prätertiäre Untergrund eine beachtliche differenzierte Strukturierung auf. Von Schönwalde bis Wulkow erstreckt sich eine Zone, in der im Liegenden des Tertiärs teilweise bis zum Muschelkalk reichende Abtragungen festgestellt wurden, so im Top von Schönwalde und Wulkow, die von Keuperausstrichen umgeben werden. An diese schließen sich zonar Ausstriche von Lias, Dogger und Malm an. Die Vorkommen von Alb bis Oberkreide sind auf die nordöstlichen und nordwestlichen Schollenteile beschränkt. Sie reichen z. T. bis zum Campan, in der Randsenke von Grüneberg liegt diskordant darüber Maastricht. Die Lagerungsverhältnisse deuten eine Schollenkippung nach NE an, die im Zusammenhang mit der Heraushebung des Prignitz-Lausitzer Walls steht. Das Bewegungsscharnier ist die Zitadelle-Störung.

An die Glien-Scholle schließt sich südwärts die Havelland-Scholle an, bei BEUTLER (1995) als Brandenburger Scholle bezeichnet. Sie wird im Süden von der Potsdam-Störung begrenzt. Die westliche und die östliche Grenze sind mit der Neuruppin- und der Liebenwalde-Störung die gleichen wie bei der Glien-Scholle. Auch sie hat einen trapezförmigen Umriss. Die größte Breite beträgt an der Neuruppin-Störung ca. 60 km; an der Liebenwalde-Störung verjüngt sie sich auf 35 km. Der Abstand zwischen der nordwestlichen und der südöstlichen Schollengrenze beträgt konstant 30 km. Dominierende Struktur im Scholleninneren ist das ENE-WSW streichende Salzkissen Roskow-Ketzin. Im Scheitel dieses Salzkissens bildet Lias im Liegenden des Tertiärs eine langgestreckte flächenhafte Ausstrichzone, die durch einen Scheitelgraben gegliedert wird. Zonar wird der Liasausstrich von Dogger, Malm und Unterkreide (Berrias) umgeben. Schichten der Oberkreide sind auf den Nordwesten begrenzt. Hier wurde Maastricht diskordant auf Turon/ Cognac übergreifend angetroffen.

Glien- und Havelland-Scholle haben im Osten mit der dreieckigen **Berlin-Scholle** einen gemeinsamen Nachbarn, der durch die Liebenwalde-Störung von diesen getrennt wird.

Die südliche Schollengrenze ist wiederum die Potsdam-Störung, während die nordöstliche von der Fürstenwalde-Störung und partiell von der Buckow-Oderhaff-Störung gebildet wird. Mit einer Maximallänge von 50 km in N-S-Richtung und einer maximalen Breite von 60 km in W-E-Richtung hat die Berlin-Scholle die Kontur eines nahezu gleichseitigen Dreiecks. Der interne strukturelle Aufbau ist dabei sehr differenziert. Das Areal zwischen Fürstenwalde- und Zitadelle-Störung zeichnet sich durch eine geringe strukturelle Gliederung aus. Im Zentrum liegt die relativ flache Salzkissenstruktur Schwanebeck, im Norden von Berlin das Salzkissen Frohnau und im Einflussbereich der Potsdam-Störung das Salzkissen Rüdersdorf sowie die Struktur Buckow an der gleichnamigen Störung. Dieser nordöstliche und flächenmäßig größere Teil der Berlin-Scholle zeichnet sich durch einen relativ flachen und gleichmäßigen Anstieg in Südrichtung aus. Die der Potsdam-Störung aufsitzende Struktur Rüdersdorf stellt gewissermaßen die Kulmination dieses Anstiegs dar.

Im Gegensatz dazu ist der Südwestbereich der Scholle, der Untergrund von Berlin und Potsdam, tektonisch stark gegliedert. HUCKE (1922), KARRENBERG (1947), ASSMANN (1957) und Kölbel (1962) haben diesen Teil der Scholle mehrfach untersucht und beschrieben. Noch wesentlich detailliertere Befunde liegen für die Struktur Rüdersdorf auf Grund ihres für NE-Deutschland einzigartigen Großtagebaus im Muschelkalk und der Lagerstättensuche im Rotliegend vor (siehe u. a. SCHROEDER 1995).

Der prätertiäre Untergrund des Berliner Südwestens ist durch mehrere NW-SE streichende Störungen gegliedert, von denen die Zitadelle-Störung (benannt nach der Spandauer Zitadelle) die wichtigste darstellt. Sie kann von der Potsdam-Störung bis zur Rambow-Marnitz-Störung in einer Länge von ca. 130 km verfolgt werden. Für den prätertiären Untergrund von Berlin hat diese Störung eine besondere Bedeutung. Zu ihr gehört als Parallelelement der bis in den Raum Potsdam reichende Unterkreidegraben von Lichterfelde (ASSMANN 1957) sowie die "Hauptstörung" im Scheitel des Salzkissens Spandau. Im Südwestteil des Grabens sind Unterkreidesedimente angetroffen worden. Die südwestliche Grabenrandstörung reicht bis in den Nordwesten der Havelland-Scholle. Spezialuntersuchungen für den Gasspeicher Spandau wiesen für die Zitadelle-Störung eine SW gerichtete Abschiebung mit einer Sprunghöhe von >100 m nach. In NW-Richtung taucht die Störung ab und kann als Sockelstörung weiter verfolgt werden.

Parallel zur Potsdam-Störung wurde im Norden Potsdams durch Seismik eine bisher namenlose W–E streichende Störung zwischen Lichterfelde-Graben und Liebenwalde-Störung nachgewiesen. In dem Areal zwischen dieser Störung und der Potsdam-Störung tritt mit der Struktur Dreilinden ein weiteres Salzkissen auf. Folgt man der Auffassung Ass-MANNS (1957), so kann der geradlinige Oberkreideausstrich im Osten Berlins ebenfalls als Störung interpretiert werden (? Köpenick-Störung). Diese Zone ist unabhängig von ihrer Deutung ein markanter Abschnitt des Nordostrandes des Prignitz-Lausitzer Walls. Die vergleichsweise intensive Deformation des Prätertiärs im Südwesten von Berlin steht zweifellos mit der Inversionstektonik in der höheren Oberkreide in Verbindung.

Der Schichtaufbau der Berlin-Scholle ist durch zahlreiche Untersuchungen gut bekannt. Vom Rotliegend der Struktur Rüdersdorf bis zum Pleistozän ist der Kenntnisstand relativ umfangreich. Dabei sind die Flächenanteile der einzelnen Schichtglieder unterschiedlich. Perm, Trias und Lias (z. T.) sind im Untergrund generell verbreitet. Dogger kommt in zwei getrennten Bereichen, im Norden der Scholle etwa bis zur Nordgrenze von Berlin und im Südwesten von Berlin und im Raum Potsdam vor. Auf letzteres Gebiet sind die Vorkommen von Malm und Unterkreide begrenzt, während die Oberkreide, einschließlich Alb, nur im Ostteil der Scholle bekannt ist. Dieses geschlossene Oberkreidevorkommen wird auch als Ostbrandenburgische Senke bezeichnet (Musstow 1968). Das Profil reicht vom Cenoman bis zum Campan; Maastricht fehlt auf der Berlin-Scholle. Die jüngsten Schichtglieder der Oberkreide liegen im Norden der Scholle. Von den känozoischen Sedimenten sind die Schichtglieder Rupel (Mitteloligozän) und Miozän sowie das Pleistozän wiederum großflächig auf der Berlin-Scholle verbreitet.

Zwischen der Buckow-Oderhaff-Störung und der Fürstenwalde-Guben-Störung befindet sich die annähernd rechteckige Lebus-Scholle, in der Darstellung von BEUTLER (1995) auch als Frankfurt-Scholle bezeichnet. Sie bildet die östliche Nachbarscholle der Berlin-Scholle und kann auf polnischem Gebiet weiter verfolgt werden. Ihre östliche Randstörung ist möglicherweise die nach NNW-SSE drehende Mitteloder-Störung. Die südliche tektonische Grenze der Lebus-Scholle ist nicht eindeutig, da mehrere Parallelstörungen dafür in Frage kommen. Am wahrscheinlichsten ist eine Abgrenzung mit Hilfe der Tauer-Störung. Charakteristisch für die Lebus-Scholle ist ihre geringe interne Strukturierung. Die Fortsetzung der Potsdam-Störung nach Osten über den Scheitel des Salzkissens Neutrebbin, sowie die flachen Salzstrukturen Heinersdorf, Genschmar und Podelzig führen zu einer schwachen Untergliederung der Scholle. Nur unbedeutend ist auch die Akkumulation von Zechsteinsalz im Kern der Salzkissen. Der Schichtaufbau umfasst Perm und Trias in normaler Mächtigkeit mit deutlich randfaziellen Einflüssen. Östlich der Fürstenwalde-Guben-Störung ist der Jura nur durch Lias vertreten; Dogger und Malm fehlen. Mächtige Sandhorizonte belegen auch in diesem Abschnitt starke Einflüsse vom Beckenrand. Unterkreide wird von sandigen Schichten mit nicht eindeutiger stratigraphischer Zuordnung vertreten (? Berrias). Auch Alb kann nur bis in den Raum Fürstenwalde-Frankfurt/Oder verfolgt werden (JUBITZ 1995), während das Cenoman etwa bis an die südliche Schollengrenze heranreicht. Vom Tertiär sind Mitteloligozän und Miozän flächenhaft verbreitet. Das Gleiche gilt für das Pleistozän.

Die größtenteils auf dem Territorium Sachsen-Anhalts liegende Südaltmark-Fläming-Scholle (vormals Südaltmark-Scholle, BEUTLER 1995) erstreckt sich mit ihren südöstlichen Partien bis auf westbrandenburgisches Gebiet. Sie wird im Norden von der Genthin-Potsdam-Störung und im Südwesten von der Wittenberg-Störung begrenzt. Die Liebenwalde-Störung bildet die östliche Abgrenzung gegen die Buchholz-Scholle. Die Südaltmark-Fläming-Scholle streicht NW-SE und erreicht eine Länge von 110 km. Im Nordwesten hat sie eine Breite von 20 km und im Südosten von 40 km. Gegliedert ist sie durch mehrere langgestreckte Strukturzüge, schmale Salzkissen und -stöcke, die parallel verlaufenden Sockelstörungen aufsitzen. Eine detaillierte Beschreibung dieser Strukturen lieferten BENOX et al. (1997). Der Strukturzug Demker-Mützel-Viesen-Lehnin erreicht bei Viesen Brandenburg.

Vom Strukturzug Mahlpfuhl-Zerben-Schmerwitz gilt dies für die letztgenannte Struktur, während die Struktur Reuden-Setzsteig nur mit marginalen Teilen Brandenburg erreicht. Im Vorland der Wittenberg-Störung ist das Basement um einige Tausend Meter tief abgesenkt. Entsprechend mächtig und teilweise vollständig sind die Deckgebirgsschichten.

Und tellweise vollständig sind die Deckgebirgsschichten. Durch tiefreichende Bohrungen wurde im Südosten der Scholle gefaltetes Präperm (Unterkarbon-Flysch nach KAT-ZUNG 1995) erreicht. Vulkanite des Perms fehlen, da sich zwischen Rheinsberg- und Liebenwalde-Störung eine vulkanitfreie Zone in NNE-Richtung bis in den Raum Zehdenick erstreckt. In dieser Zone wird das Präperm unmittelbar von Rotliegendsedimenten überlagert. Diese Schwellenzone war bis zum Ende des Oberen Buntsandsteins aktiv und ist als Luckenwalder Schwelle in die Literatur eingeführt worden (BEUTLER 1995). Der Zechstein ist in den übrigen Gebietsteilen normal ausgebildet; gleiches gilt für die Sedimente von Trias und Lias. Dogger und vor allem Malm bis Unterkreide liegen in Erosionsresten vor und sind nur in den Randsenken der Salzstrukturen erhalten.

Mit Ausnahme der Scheitellagen der Salzstrukturen ist die Oberkreide generell verbreitet. Die östliche Verbreitungsgrenze fällt mit der Liebenwalde-Störung zusammen. In den Randsenken wurden zum Teil hohe Mächtigkeiten nachgewiesen. Ähnliche Tendenzen sind auch im Tertiär festzustellen.

Aus den überlieferten Erosionsresten von Dogger, Malm und Unterkreide kann auf eine von der Südaltmark-Flämig-Scholle bis zur Mittenwalde-Scholle reichende Senkungszone geschlossen werden, in der ursprünglich höhere Mächtigkeiten und teilweise komplettere stratigraphische Abfolgen vorhanden waren.

Diese Senke hat auch Bedeutung für die Wünsdorf-Cottbus-Scholle, da sie mit SE gerichteten Ausläufern aus dieser ursprünglich W-E streichenden Senke auf die Scholle übergreift (TESSIN 1995) und Restmächtigkeiten von > 600 m erreicht. Für die > 150 km lange, im Norden 40 km und im Süden 20 km breite Scholle sind folgende Abgrenzungen maßgeblich: Im Nordwesten bildet die Potsdam-Störung, im Südwesten die Lausitz-Störung und im Nordosten die Groß Köris-Merzdorf-Störung die tektonisch stark geformten Schollengrenzen. Die Leistenscholle setzt sich auf polnischem Territorium fort. Charakteristisch für die Wünsdorf-Cottbus-Scholle ist ihre intensive tektonische Gliederung. Durch die querende Herzberg-Störung wird die Scholle in zwei Teilschollen gegliedert, die als Wünsdorf-Teilscholle im Nordwesten und als Cottbus-Teilscholle im Südosten bezeichnet werden können.

Darüber hinaus ist eine Leistenschollen-Tektonik im gesamten Südbereich Brandenburgs typisch. Der farblich abgesetzte Randstreifen in Abb. 3 markiert dieses Gebiet, das sich von der südlichen Altmark bis nach Polen und darüber hinaus verfolgen lässt. Die hier vorgelegte Karte des brandenburgischen Schollenbaus kann diese weiter differenzierten Teilschollen aus Maßstabsgründen nur zusammenfassend darstellen. Häufig sind diese Differenzierungen mit Salinarstrukturen besetzt, wie es u. a. die Beispiele des Salzstocks Mittenwalde sowie der Salzkissen Groß Köris und Merzdorf belegen.

Regional verbreitet sind Schichten des Perms und der Trias, die meist von Känozoikum überdeckt werden. Oberkreide kommt nur im äußersten Südosten vor. Hier wurden aber Mächtigkeiten von über 1000 m erbohrt. JUBITZ (1995) und Göthel & GRUNERT (1996) interpretieren dieses Vorkommen als Randtrogbildung im Sinne von Voigt (1963).

An der Herzberg-Störung springt der Abbruch um ca. 15 km auf die Lausitz-Störung zurück, die nunmehr die Funktion des Hauptabbruches erfüllt. Mit der Vetschauer Keupermulde und den Antiklinalstrukturen Burg, Drebkau und Kolkwitz weist die Cottbus- (Teil-)Scholle eine intensive tektonische Gliederung auf. Komplikationen werden darüber hinaus durch zahlreiche Längs- und Querstörungen hervorgerufen (Göthel & GRUNERT 1996). Im Raum Cottbus laufen die Wünsdorf-Cottbus-Störung und die Groß Köris-Merzdorf-Störung sowie die Dissen-Störung aufeinander zu, die zu außerordentlich komplizierten Lagerungsverhältnissen geführt haben. Die Wünsdorf-Cottbus-Störung übernimmt danach die Funktion der Schollenrandstörung.

An die Groß Köris-Merzdorf-Störung schließt sich östlich die **Mittenwalde-Scholle** (BEUTLER 1995) an. Es handelt sich dabei um eine annähernd rechteckige, breite Scholleneinheit, die zwischen der Potsdam-Störung im Nordwesten und der Tauer-Störung im Südosten gelegen ist; ihre Schollenlänge beträgt ca. 60 km, bei einer konstanten Breite von ca. 35 km. Der schwach strukturierte Internbau charakterisiert die Mittenwalde-Scholle als eine stabile Strukturform mit einigen flachen Salzkissen, wie die von Friedersdorf, Spreenhagen, Birkholz und Mittweide. Bruchtektonisch geprägte Strukturen treten nur im Bereich der Tauer-Störung auf.

Die westliche Randstörung der Mittenwalde-Scholle fällt zugleich mit dem Nordostrand des Prignitz-Lausitzer Walls zusammen. Westlich dieser Grenze fehlt die Oberkreide, während sich östlich davon die Ostbrandenburg-Nordsudetische Kreidesenke bis auf polnisches Territorium verfolgen lässt; die Oberkreide erreicht hier Mächtigkeiten über 400 m.

Die Schichtenfolge vom Perm bis zum Ende der Trias und teilweise des Lias weist keine gravierenden Differenzierungen auf. Doggervorkommen sind auf eine Senkungszone südlich der Potsdam-Störung begrenzt. Lokal wurde Malm in einer Grabenstruktur am Südrand von Berlin (Groß Ziethen) erbohrt.

Getrennt durch die Tauer-Störung bildet die **Guben-Scholle** im Süden von Mittenwalde- und Lebus-Scholle eine gemeinsame Nachbarstruktur. Diese Scholle liegt nur anteilig auf deutschem Gebiet. Ihre Fortsetzung auf polnischem Territorium reicht bis an die Subsudeten-Scholle, die exakte Abgrenzung hier ist noch unklar. Die nördliche Fortsetzung der Mitteloder-Störung könnte als nordöstliche Grenze in Frage kommen. Danach hätte die annähernd rechteckige Scholle eine ungefähre Länge von 40 km und eine Breite von 25 km.

Aus dem variszischen Sockel der Subsudeten-Scholle treten zahlreiche Störungen in das vorgelagerte Deckgebirge ein und führen zu einem komplizierten Bruchschollenbau. Das trifft auch auf die Struktur Guben zu, eine Antiklinale, die sowohl im subsalinaren Zechstein als auch im mesozoischen Deckgebirge von NW–SE streichenden Brüchen untergliedert wird. In diesen Störungen wurden Fließbewegungen von Werrasteinsalz festgestellt (ZIEGENHARDT 1976), die keine Deformationen im mesozoischen Deckgebirge verursacht haben. Ähnliche Phänomene sind aus dem Thüringer Becken bekannt.

Der kristalline Sockel wurde in der Bohrung Guben 2 (MöBUS & UNGER 1967) erreicht. Darüber folgen mächtige Bildungen (<1500 m) des "Ostbrandenburger Vulkanitkomplexes" (KATZUNG 1995) und geringmächtige Rotliegendsedimente, die hier zwischen 100 und 250 m mächtig werden. Zechstein und Trias bilden den unteren Teil des mesozoischen Deckgebirges; Jura und Unterkreide, außer Alb fehlen. Mit dem Alb-Oberkreide-Komplex mit mehr als 400 m Mächtigkeit schließt sich der jüngere Teil des Deckgebirges an. Tertiär ist flächenhaft verbreitet. Die Durchschnittsmächtigkeiten von Rupel und Miozän betragen ca. 175 m.

Südlich der Lausitz-Störung bestimmen zwei große Schollen den tektonischen Bauplan: die Buchholz-Scholle und die Lausitz-Riesengebirgs-Scholle. Beide bilden zusammen den am stärksten herausgehobenen Teil des Prignitz-Lausitzer Walles. In der Literatur werden sie auch als "Lausitzer Triasplatte" und "Lausitzer Block" (so bei F. Kölbel 1962) geführt.

Die Bezeichnung und Definition der Buchholz-Scholle findet sich erstmals bei BEUTLER (1995). Unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse auf brandenburgischem Gebiet ist eine Aktualisierung des strukturellen Baus gegenüber der Darstellung von BEUTLER (2001) möglich. Die Scholle hat eine trapezförmige Kontur mit einer NW-SE streichenden Längsachse. An ihrer Nordostgrenze, an der Lausitz-Störung, erreicht sie mit 75 km die größte Länge. Die gegenüberliegende Südwestgrenze wird durch die Wittenberg-Störung gebildet; sie ist mit 45 km Länge erheblich kürzer. Mit 45 bzw. 50 km Länge sind die Nordwestgrenze (Liebenwalde-Störung) und Südostgrenze (Herzberg-Störung) annähernd gleich lang. Die Buchholz-Scholle zeichnet sich durch eine intensive interne Strukturierung aus. Dominierend sind NW-SE streichende Störungen, wie die Zahna-Störung und die Schönewalde-Störung. Diese verlaufen äquidistant zur Wittenberg-Störung im Abstand von 15 bzw. 10 km. Die zwischen beiden Störungen liegende Leistenscholle ist abgesenkt und kann als Grabenstruktur interpretiert werden (Holzdorf-Graben). Lokal sind aber auch Überschiebungen belegt (BEUTLER & EHLING 2001).

Neben relativ kurzen N–S verlaufenden kleinen lokalen Störungen sind es vor allem W–E streichende Brüche, die eine weitere Untergliederung der Buchholz-Scholle hervorrufen. Die bedeutendste ist die Belzig-Störung, eine Abschiebung mit nach Süd gerichtetem Einfallen, die sich bis in den Strukturzug Schmerwitz fortsetzt.

Südlich der Belzig-Störung wurde das Salzkissen Schadewalde nachgewiesen, dessen Achse und Scheitelstörung ebenfalls W–E streichen. Es handelt sich hierbei um das südlichste Salzkissen Brandenburgs.

Die ältesten Schichten auf der Buchholz-Scholle sind die an der Herzberg-Störung und der Schönewalde-Störung herausgehobenen Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinzone,

insbesondere Granite, Granodiorite und Diorite des Pretsch-Prettiner Plutonitmassivs, dessen Alter noch diskutiert wird. Die Mehrheit der Daten sprechen für ein variszisches Alter, die in zwei Generationen, um 350 - 343 Ma und um 330 Ma intrudierten (KOPP et al. 2003). Bemerkenswert sind Vorkommen präkambrischer Xenolithe in diesen Gesteinen. Die Magmatite der Kristallinzone werden im Norden von den Gneisen der Nördlichen Phyllitzone umrahmt. Diese werden als jungproterozisch bis altpaläozoisch eingestuft. Nach Norden tauchen die Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinzone und der Phyllitzone unter eine bis zu 1000 m Mächtigkeit erreichende permokarbone Sedimentdecke ab, in die sich im Norden geringmächtige Vulkanite und Tuffe einschalten. Darüber liegen im Süden der Scholle ca. 200 bis 300 m Zechstein, der nach West und Nord mächtiger wird. Die gleiche Tendenz gilt für die Trias, deren Schichtenfolge erst am westlichen Rand der Scholle vollständig ist; entsprechend steigt die Mächtigkeit von 0 m bis auf ca. 1500 m an. Lokal wird die mesozoische Sedimentdecke noch durch geringmächtigen Lias ergänzt. Höhere Teile des Juras und die gesamte Kreide fehlen auf der Buchholz-Scholle. Das sehr differenzierte Strukturbild wird von einer über 200 m mächtigen Tertiärfolge überdeckt, die Schichten vom Paläozän, Eozän, Oligozän und Miozän enthält. Eine relativ vollständige Folge von der Elster-Kaltzeit bis zum Holozän ist auch für die quartäre Abfolge charakteristisch, die eine durchschnittliche Mächtigkeit von ca. 100 m, in den Endmoränen und Tiefrinnen auch deutlich darüber, erreicht.

Die NE-SW streichende Herzberg-Störung trennt die Buchholz-Scholle von der Lausitz-Riesengebirgs-Scholle. Die Bezeichnung für dieses Strukturelement und ihrer Bauteile geht auf KATZUNG & EHMKE (1993) zurück. Die Einbeziehung des Riesengebirges in die Namensgebung weist auf die Fortsetzung dieser Scholle nach Südosten in das Gebiet Polens und Tschechiens hin. Auf deutschem Gebiet wird die Scholle von der Herzberg-Störung im Nordwesten, von der Westlausitz-Störung im Südwesten und der Lausitz-Störung im Nordosten begrenzt. Vier Einheiten bestimmen das Strukturbild im prätertiären Untergrund: Das Torgau-Doberlug-Synklinorium, die Niederlausitz-Antiklinale, der Lausitzer Granodioritkomplex und das Görlitzer Synklinorium. Eine moderne Darstellung der Grundgebirgsgeologie der Lausitz haben KRENZ & LAPP (2010) gegeben. Ihre geodynamische Einbindung in die variszische Tektogenese beschrieb u. a. LINNEMANN (2008). Auf eine nähere Erläuterung wird wegen der Konzentration auf den Schollenbau des Tafeldeckgebirges hier verzichtet. Jedoch kommt der Lausitz-Riesengebirgs-Scholle als der größten invertierten Struktureinheit Brandenburgs, die dadurch zum Abtragungsgebiet wurde, als Liefergebiet für die Sedimente der Oberkreide eine besondere Bedeutung zu (vgl. VOIGT 2009). Die jetzige Südbegrenzung der Norddeutschen Senke ist strukturgeologisch bedingt. Die gehobenen Blöcke südlich bzw. südwestlich der so genannten Hauptabbrüche gehören schon zum Mitteleuropäischen Hebungsgebiet (vgl. GA-RETZKY et al. 2001), auf die daher nur in gebotener Kürze eingegangen wurde.

6. Schlussbemerkungen

Die hier zusammenfassend vorgestellten Schollen im Bauplan des Tafeldeckgebirges im Gebiet von Brandenburg und Berlin weisen zwar nach Lithologie, Mächtigkeitsentwicklung und Intensität der strukturgeologischen Überprägung Unterschiede auf. Dennoch gehören sie mit der schon genannten Ausnahme des südlichsten Randbereiches insgesamt zur facettenreichen Norddeutschen Senke als Teil des Mitteleuropäischen Beckens. Die Grundzüge ihrer wechselvollen strukturellen Entwicklung sind schon in Abb. 1 zusammenfassend dargestellt worden. Typisch für den mitteleuropäischen Intraplattenbereich ist die Posthumität der regionalen Störungszonen, die auch bei wechselnder strukturgeologischer Anregung einen Großteil der jeweiligen Bewegungen auf sich konzentrieren. Im Tafeldeckgebirge Brandenburgs sind daher sowohl Spätwirkungen der variszischen Tektogenese, thermotektonische Spuren der riftogenen Frühphase der Senkenentwicklung, die syngenetische Füllung der sich stadial eintiefenden Senke, teletektonische Signale von den aktiven Plattenrändern und neotektonische Spuren einer fortgesetzten intraplattentektonischen Beanspruchung zu finden. Ihre fortgesetzte Analyse kann daher wichtige Ergebnisse für das Verständnis intrakratonaler Sedimentbecken liefern.

Danksagung

Wir danken dem anonymen Gutachter rsp. der Gutachterin für die sehr sorgfältige Begutachtung und die wertvollen und konstruktiven Verbesserungsvorschläge, der Zeitschriftenredaktion für Ermunterung und Geduld und Herrn Detlef Mehlau (LBGR) für die kartographische Umsetzung unserer Abbildungen.

Zusammenfassung

Die Schichtenfolge der Norddeutschen Senke Brandenburgs ist durch Störungen in Schollen gegliedert. Hauptorientierungen der Störungen verlaufen in NW-SE-, (N) NE-(S)SW- und E-W-Richtung. Die resultierende Schollenstrukturierung ist uneinheitlich. Während im mittleren und nördlichen Brandenburg NNE-SSW-Konturierungen dominieren, sind in Südbrandenburg Leistenschollen entwickelt, die sich an die Mitteldeutschen Hauptabbrüche anlehnen und von dieser Aktivitätszone geprägt werden bzw. im erweiterten Sinn auch zu diesem überregionalen Störungssystem gehören. Obwohl es lithologische, fazielle und strukturelle Unterschiede zwischen den Schollen gibt, bilden diese insgesamt die Genese der Norddeutschen Senke ab. Diese ist wegen unterschiedlicher Ausgangssituationen und differierender Beanspruchungsmodelle sehr komplex und lässt sich in unterschiedliche Stadien gliedern, die sowohl Gesichtspunkten einer zunehmenden Kratonisierung, als auch einer intensiven Beanspruchung aus dem alpidischen Plattenrandgeschehen und der Entwicklung des Nordatlantiks folgen. Im Sinne von SCHWAB (1985) werden daher das Anlagestadium und das Hauptabsenkungsstadium ausgewiesen, ehe sich die synalpidische Remobilisierung im Sinne von STACKEBRANDT & FRANZKE (1989) (vgl. auch KLEY et al. 2008) als intraplattentektonische Reaktion auf das Geschehen am mobilen Alpen-Karpatenrand auswirkt. Das Tafeldeckgebirge Brandenburgs unterliegt damit sehr komplexen Anregungen, die nur im Kontext mit der Entwicklung der komplex aufgebauten Mitteleuropäischen Senke verstanden werden können (LITTKE et al. 2008).

Die von den Störungen begrenzten Schollen wie die Störungen selbst wurden in der Vergangenheit unterschiedlich benannt. Mit der vorliegenden Arbeit werden daher Vorschläge zur einheitlichen Benennung der Störungen und Schollen vorgelegt und zur einheitlichen künftigen Nutzung empfohlen.

Summary

Faults differentiate the sedimentary sequence of the Brandenburg-part of the North German basin (NGB) into several blocks. Main orientations of the faults are NW–SE, (N) NE–(S)SW and E–W. The resulting block setting is complex. While in the northern and central part of Brandenburg NNE–SSW structures dominate, lathlike structures have been developed in the south which are leaned on to the Central German fault system (Mitteldeutsche Hauptabbrüche). They were tectonically overprinted by this fault system. Generally, the lathlike blocks belong to this regional fault system.

Although there are differences in lithology, facies and structure the different blocks create and depict altogether the characteristics of the NGB. Because of different starting conditions and changing tectonic stress, the NGB is very complex. Its history has been divided into phases which show its increasing cratonization. The following tectonic remobilization is caused by the active plate margins of the Mediterranean Tethys during Cretaceous and Tertiary times and the ongoing tectonic activity in the North Atlantic.

Thus, the phases are defined according to SCHWAB (1985) into (1) early subsidence and taphrogenesis and (2) main subsidence. Later, a teletectonic overprint started (stages 3 and 4) as intraplate reply of folding and faulting activities at the active plate margins. The resulting stages of tectonic remobilization correspond to main activity phases of the Alpine system (STACKEBRANDT & FRANZKE 1989, KLEY et al. 2008). The youngest phase is of neotectonic age. Therefore, the sedimentary succession of the State Brandenburg underlies very complex stress conditions which can be understood only in the context of the entire Central European Basin System (LITTKE et al. 2008).

Until now the blocks and faults of Brandenburg were named different. We recommend suggestions for standardized names of faults and blocks.

Literatur

- AHRENS, H., LOTSCH, D. & R. TESSIN (1995): Die Entwicklung der Struktur Rüdersdorf und ihrer Umgebung im Känozoikum. – Berliner geowiss. Abh. A 168, S. 79 – 102, Berlin
- ASSMANN, P. (1957): Der geologische Aufbau der Gegend von Berlin. – 142 S., Berlin
- BAYER, U., SCHECK, M., RABBEL, W., KRAWZYK, C. M., GÖ-TZE, H.-J., STILLER, M., BEILECKE, TH., MAROTTA, A.-M., BARRIO-ALVERS, L. & J. KUDER (1999): An integrated study of the NE German basin. – Tectonophysics 314, S. 285 – 307, Amsterdam
- BEIN, E. (1961): Ergebnisse von Drehwaage-Messungen an der Mitteldeutschen Hauptlinie (Abbruch von Wittenberg). – Z. angew. Geol. **8**, 3, S. 396 – 403, Berlin
- BENEK, R. & P. HOTH (2010): Permokarbonische Vulkanite. – In: STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – 157 S., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Cottbus
- BENOX, D., LUDWIG, A. O., SCHULZE, W., SCHWAB G., HART-MANN, H., KNEBEL, G. & I. JANUSZEWKI (1997): Struktur und Entwicklung mesozoischer Störungszonen in der Südwest-Altmark. – Hallesches Jb. Geowiss. **B 19**, 8 S., Halle/Saale
- BEUTLER, G. (1995): Der Einfluß der Mitteldeutschen Hauptabbrüche auf die Mächtigkeitsentwicklung der Trias. – Berliner geowiss. Abh. A 168, S. 31 – 42, Berlin
- BEUTLER, G. (2001): Tektonische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt, 1 : 500 000, Saxonischer Schollenbau. – Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, Halle
- BEUTLER, G. & F. SCHÜLER (1978): Die altkimmerischen Bewegungen im Norden der DDR und ihre regionale Bedeutung. – Z. geol. Wiss. 6, 4, S. 403 – 420, Berlin
- BEUTLER, G. & B.-C. EHLING (2001): Karte ohne känozoische Bildungen 1 : 50 000 (Insetmap), TK 25 4143 Seyda. – Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, Halle
- BEUTLER, G., JUNKER, R., NIEDIK, S. & D. RÖSSLER (2012): Tektonische Diskordanzen und tektonische Zyklen im Mesozoikums Nordostdeutschlands. – Z. dt. Ges. Geowiss. (in Vorbereitung)
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. – Jb. Geol. Bundesanst. A. **126**, 4, S. 435 – 475, Wien
- BRAUSE, H. (1964): Untergrundbedingte Braunkohlenlagerungsverhältnisse in der Umgebung von Hoyerswerda.
 Zeitschrift für Angewandte Geologie (ZAG), 10, 9, S.493 – 497, Berlin
- BRAUSE, H. (1965): Die orogene Entwicklung im Variszikum der Lausitz. Teil I: Das variszische Entwicklungsschema im Lausitzer Altpaläozoikum. – Ber. geol. Ges. DDR 10, 3, S. 285 – 294, Berlin
- BRAUSE, H., STEDING, D. & G. SCHUBERT (1964): Tektonische Beziehungen zwischen Prätertiär, Tertiär und Quartär in der nördlichen Oberlausitz. – Geologie **13**, 6-7, S. 731 – 744, Berlin
- DRONG, H- J., PLEIN, E., SANNEMANN, D., SCHUPACH, M. & J. ZIMDARS (1982): Der Schneverdingen-Sandstein im Rotliegenden – eine äolische Sedimentfüllung alter Grabenstrukturen. – Z. dt. geol. Ges. 133, S. 699 – 725, Hannover
- FRANKE, D. (1990): Submeridionale Transcurrent Störungen im präpermischen Untergrund der Mitteleuropäischen Senke. – Z. angew. Geol. 39, 6, S. 201 – 207, Berlin
- FRANKE, D. (2008): Regionale Geologie von Ostdeutschland – Geodatenbank. – Homepage www.regionalgeologieost.de
- GARETSKY, R. G., LUDWIG, A. O., SCHWAB, G. & W. STACKE-BRANDT (2001): Neogeodynamics of the Baltic Sea Depression and adjacent areas. Abridged version. – Brandenburgische geowiss. Beitr. **8**, 1, S. 1 – 46, explanatory notes & maps, S. 1 – 8, Kleinmachnow
- GLUSHKO, V., DIKENSTEIN, G. CH., SCHMIDT, K. & K. GOLDBE-CHER (1976): Zur tektonischen Rayonierung des Nordteils der DDR nach dem Alter des gefalteten Untergrunds. – Jb. Geologie 1 (für 1971/72), S. 9 – 16, Berlin
- Göthel, M. & K. GRUNERT (1996): Neue Erkenntnisse aus der Braunkohlen - Erkundung zur Trias-Stratigraphie der Lausitzer Triasscholle. – Freiberger Forschungsh. C 464, S. 175 – 202, Freiberg
- HIRSCHMANN, G. & H. BRAUSE (1969): Regionaler und tektonischer Überblick über die Geologie der Lausitzer Masse.
 Vortrag Exkursionstagung "Alt - und Vorpaläozoikum des Görlitzer Schiefergebirges und der westlichsten Westsudeten", 7. bis 10. September 1969, Görlitz
- HOFFMANN, N. (1990): Zur paläodynamischen Entwicklung des Präzechsteins in der Nordostdeutschen Senke. – Veröff. Niedersächs. Akademie d. Geowiss. **4**, S. 5 – 19, Hannover
- HUCKE, K. (1922): Geologie von Brandenburg. 352 S., Stuttgart (Enke)
- JUBITZ, K.-B. (1995): Zur Entwicklung der Kreide in Ostbrandenburg. – Berliner geowiss, Abh. A 168, S. 55 – 78, Berlin
- KARRENBERG, H. (1947): Der vortertiäre Untergrund Berlins. – Z. Deutsch. Geol. Ges. **99**, S. 215 – 228, Berlin
- Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge 1-2012

- KATZUNG, G. (1995): Prä-Zechstein in Zentral- und Ostbrandenburg. – Berliner geowiss. Abh. (A) 168, S. 5 – 21, Berlin
- KATZUNG, G. & G. EHMKE (1993): Das Prätertiär in Ostdeutschland - Strukturstockwerke und ihre regionale Gliederung. – 139 S., Köln (Verlag Sven von Loga)
- KLEY, J., FRANZKE, H.-J., JÄHNE, F., KRAWCZYK, C., LOHR, T., REICHERTER, K., SCHECK-WENDEROTH, M., SIPPEL, J., TANNER, D., GENT, H. VAN & THE SPP STRUCTURAL GEOL-OGY GROUP (2008): Strain and Stress. – In: LITTKE et al. (Hrsg.): Dynamics of Complex Intracontinental Basins, S. 97 – 124, Berlin, Heidelberg (Springer)
- Kölbel, F.(1958): Das Prätertiär der Struktur Mulkwitz bei Spremberg nordöstlich des Lausitzer Hauptabbruches. – Geologie 7, 3-6, S. 676 – 681, Berlin
- Kölbel, F. (1962): Das Prätertiär von Südbrandenburg. Geologie 11, 10, S. 1113 1132, Berlin
- Kölbel, H. (1956): Über wechselnde Tendenzen in der tektonischen Entwicklung Westmecklenburgs. In: Lotze, F. (Hrsg.): Geotektonisches Symposium Hans Stille, S. 205 212, Stuttgart (Enke)
- KOPP, J., BANKWITZ, P., BANKWITZ, E., HAMMERSCHMIDT, K. & J. WUNDERLICH (2003): 3. The mid-German Crystalline Zone (MCZ). – In: KOPP, J. & P. BANKWITZ (eds.): Geological Field Workshop Mid-European Crystalline Zone (MECZ). – Exk.f. u. Veröfftl. GGW 217, S. 12 – 16, Berlin
- KOPP, J., HOFFMANN, N., LINDERT, W. & D. FRANKE (2010): Präpermischer Untergrund - Tektonostratigraphie und Bruchstörungen. – In: STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – S. 92–93, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Cottbus
- KRENZ, O. & M. LAPP (2010): Prätertiär. In: Autorenkollektiv: Die geologische Entwicklung der Lausitz. – S. 19 – 37, Vattenfall Europe Mining AG, Cottbus
- KUPETZ, M., SCHUBERT, G., SEIFERT, A. & L. WOLF (1989): Quartärbasis, pleistozäne Rinnen und Beispiele glazitektonischer Lagerungsstörungen im Niederlausitzer Braunkohlengebiet. – Geoprofil 1, S. 2 – 17, Freiberg
- LANGE, G., SÖLLIG, A. & J. RIPPEL (1990): Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik, Tektonische Karte 1 : 500 000. – Zentrales Geologisches Institut, Berlin
- LINNEMANN, U. (ed.) (2008): Das Saxothuringikum, Abriss der präkambrischen und paläozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen. – 163 S., 2. Aufl., Dresden

- LITTKE, R., BAYER, U., GAJEWSKI, D. & S. NELSKAMP (eds.) (2008): Dynamics of Complex Intracontinental Basins. – 519 S., Berlin, Heidelberg (Springer)
- LUDWIG, A. O. & W. STACKEBRANDT (2010): Neotektonisches Bewegungsverhalten. – In: STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – S. 68 – 69, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Cottbus
- MARX, J., HUEBSCHER, H.-D., HOTH, K., KORICH, D. & W. KRAMER (1995): Vulkanostratigraphie und Geochemie der Eruptivkomplexe. – In: Norddeutsches Rotliegendbecken. Rotliegendmonographie Teil II. – CFS 183, S. 54 – 83, Frankfurt/Main
- MÖBUS, G. & E. UNGER (1967): Kristallin nördlich des Lausitzer Hauptabbruchs (Tiefbohrung Guben 2). – Jb. Geologie 1 (für 1965), S. 167 – 175, Berlin
- MUSSTOW, R. (1968): Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Oberkreide und des Albs in Ostbrandenburg und der östlichen Niederlausitz. – Geologie 17, Beih. 61, S. 1 – 71, Berlin
- NÖLDEKE, W. & G. SCHWAB (1977): Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges der Norddeutsch-Polnischen Senke unter besonderer Berücksichtigung des Nordteils der DDR. – Z. angew. Geologie **23**, 8, S. 369 – 379, Berlin
- OTTO, V. (2003): Inversion related features along the southeastern margin of the North German basin (Elbe fault system). – Tectonophysics **373**, S. 107 – 123 (online-Version)
- REINHARDT, H.-G. (1993): Structure of Northeast Germany regional depth and thickness maps of Permian to Tertiary intervals compiled from seismic reflection data. – In: SPEN-CER, A. M. (ed.): Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists **3**, 13, S. 155 – 164, Berlin, Heidelberg (Springer)
- SCHECK, M. & U. BAYER (1999): Evolution of the Northeast German basin – inferences from a 3D structural model and subsidence analysis. – Tectonophysics **313**, 145 – 169, Amsterdam
- SCHECK-WENDEROTH, M. & L. LAMARCHE (2005): Crustal memory and basin evolution in the Central European basin system – new insights from a 3D structural model. – Tectonophysics **397**, 1-2, S. 143 – 165 (online-Version)
- SCHROEDER, J. H. (Hrsg.) (1995): Fortschritte in der Geologie von Rüdersdorf. – Berliner geowiss. Abh. A 168, S.1 – 377, Berlin

- Schwab, G. (1985): Paläomobilität der Norddeutsch-Polnischen Senke. – Habilschrift, 196 S., Akad. der Wissensch. DDR, Berlin (unveröff.)
- SCHULZE, G. (1964): Erste Ergebnisse geologischer Untersuchungsarbeiten im Gebiet der Scholle von Calvörde. – Z. angew. Geologie **10**, 7, S. 338 – 348, Berlin
- STACKEBRANDT, W. (1986): Beiträge zur tektonischen Analyse ausgewählter Bruchzonen der Subherzynen Senke.
 Veröff. Zentralinst. Phys. der Erde 79, 81 S., Potsdam
- STACKEBRANDT, W. (1997): Zur Strukturgeologie am Südrand der Nordostdeutschen Senke. – Z. geol. Wiss. 25, 1-2, S. 227 – 231, Berlin
- STACKEBRANDT, W. (2004): Zur Neotektonik in Norddeutschland. – Z. geol. Wiss. **32**, 2-4, S. 85 – 95, Berlin
- STACKEBRANDT, W. (2005): Neotektonische Aktivitätsgebiete in Brandenburg (Norddeutschland). – Brandenburg. geowiss. Beitr. 12, 1/2, S. 165 – 172, Kleinmachnow
- STACKEBRANDT, W. (2008): Zur Neotektonik der Niederlausitz, Ostdeutschland. – Z. dt. Ges. Geowiss. 159, 1, S. 117 – 122, Stuttgart (Schweizerbart)
- STACKEBRANDT, W. (2011): Der prätertiäre Untergrund von Cottbus, dem Landkreis Spree-Neiße und Umgebung. – In: SCHROEDER, J. H. (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 10: Cottbus und Landkreis Spree-Neiße. – S. 1 – 11, Berlin
- STACKEBRANDT, W. & A. FRANZKE (1989): Alpidic reactivation of the variscan consolidated lithosphere – the activity of some fracture zones in central Europe. – Z. geol. Wiss. 17, S. 699 – 712, Berlin
- STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (eds.) (2010): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – 157 S., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Cottbus
- STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (2010): Geologie und Geopotenziale in Brandenburg. – In: STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – S. 10 – 36, Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow
- TESSIN, R. (1995): Zur Entwicklung des Raums Rüdersdorf (Ostbrandenburg) im Jura. – Berliner geowiss. Abh. A 168, S. 43 – 53, Berlin
- VOIGT, E. (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihr Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. – Z. dt. geol. Ges. 114, 2, S. 378 – 418, Hannover

- VOIGT, T. (2009): Die Lausitz-Riesengebirgs-Antiklinalzone als kreidezeitliche Inversionsstruktur. Geologische Hinweise aus dem umgebenden Kreidebecken. – Z. geol. Wiss. 37, 1-2, S. 15 – 39, Berlin
- WETZEL, H.-U. (1984): Spätvariszische Bruchtektonik und subsequente Gangmagmatite als Ausdruck der Krustenentwicklung im Osterzgebirge (Altenberger Scholle). – Diss. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam (unveröff.)
- ZIEGENHARDT, W. (1976): Bau und Genese salinartektonisch angelegter Strukturen des Staßfurtkarbonats im Zechstein der Lausitz. Teil I: Charakteristik des Strukturbaus. – Z. angew. Geologie **22**, 1, S. 3 – 10, Berlin
- ZIEGLER, P.A (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. – Shell International Petroleum Maatschappij B.V., 130 pp. + folder with 40 maps or charts, The Hague (Elsevier Scientific Publishing Company),
- ZIEGLER, P.A. (1990). Geological Atlas of Western and Central Europe (2 ed.). – Shell Int. Petrol. Mij. B. V., 239 S., Bath (Geol. Soc. Publ. House)

Anschrift der Autoren:

Dr. Gerhard Beutler Lindenring 11 06667 Weißenfels, OT Burgwerben

Dr. Werner Stackebrandt Gersthofweg 13 14469 Potsdam geostacke@googlemail.com

Kurzmitteilung

Karten zum geothermischen Potenzial in Berlin

Maps of geothermal potential in Berlin

Um die Energiegewinnung aus regenerativen Quellen zu unterstützen, hat die Arbeitsgruppe Geologie und Grundwassermanagement der Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umwelt eine Potenzialstudie zur Nutzung der geothermischen Ressourcen des Landes Berlin initiiert und fachlich begleitet. Ergebnis sind u. a. Karten zur spezifischen Entzugsleistung für verschiedene Nutzungsszenarien eines durchschnittlichen Einfamilienhauses sowie zur spezifischen Wärmeleitfähigkeit für geplante Erdwärmesondenanlagen mit den Bohrtiefen von 0 – 40 m, 0 – 60 m, 0 – 80 m und 0 – 100 m unter Geländeoberkante.

Wesentliche Datengrundlage für die Karten zum geothermischen Potenzial sind ca. 9000 Bohrungen der geologischen Landesdatenbank mit einer Tiefe von 40 m und mehr. Für die insgesamt ca. 152 000 auszuwertenden Schichten wurden ihre petrographischen Beschreibungen zunächst in zehn Gesteinsklassen zusammengefasst. Unter Berücksichtigung der Lage der Grundwasserdruckfläche im Mai 2009 wurden den Klassen die Werte der VDI 4640 (2010) für die Wärmeleitfähigkeit, die durch Messungen typischer Gesteine des Landes Berlin ergänzt wurden, sowie für die spezifische Wärmekapazität zugeordnet.

Für die zehn Gesteinsklassen wurde die spezifische Entzugsleistung für einen anwendungsnahen energetischen Lastfall eines Einfamilienhauses mit Earth Energy Designer (EED, Version 3.16) mit identischen Randbedingungen berechnet. Lediglich die gesteinsspezifischen Parameter Wärmeleitfähigkeit und spezifische Wärmekapazität wurden hierbei entsprechend variiert. Die Bestimmung der spezifischen Entzugsleistung erfolgte für jede Gesteinsklasse in zwei Szenarien – die reine Heizarbeit ohne Warmwasserbereitung mit 1 800 Volllaststunden der Wärmepumpe pro Jahr und die Heizarbeit mit Warmwasserbereitung mit 2 400 Volllaststunden der Wärmepumpe pro Jahr.

Für jede Bohrung wurde anschließend die mittlere spezifische Wärmeleitfähigkeit und die mittlere spezifische Entzugsleistung durch gewichtete Mittelung der einzelnen, schichtbezogenen Wärmeleitfähigkeiten bzw. Entzugsleistungen für die ausgewählten Tiefenabschnitte der Karten zum geothermischen Potenzial in Berlin berechnet.

In Bereichen geringer Aufschlussdichte – für die Erstellung der Karten mit der Tiefe von 100 m standen nur noch ca.

1 100 Bohrungen zur Verfügung – wurden als ergänzende Stützstellen virtuelle Bohrungen entlang der geologischen Schnitte in einem Abstand von 500 m generiert. Anhand gemittelter Werte der petrographischen Eigenschaften des umliegenden Gesteins erfolgte für diese Stützstellen eine entsprechende Zuordnung der Wärmeleitfähigkeiten und der zugehörigen Entzugsleistungen. Insgesamt wurden zusätzlich ca. 3 900 virtuelle Bohrungen verwendet und bei der Berechnung der Karten berücksichtigt.

Für die Erstellung der Karten der verschiedenen Tiefenklassen wurden die für alle jeweils relevanten Bohrungen und Stützstellen berechneten Werte der spezifischen Wärmeleitfähigkeit und spezifischen Entzugsleistung anschließend auf die Fläche des Landes Berlin interpoliert (s. Abb. 1 und 2).

Da die geothermische Nutzung in ausgewiesenen Wasserschutzgebieten grundsätzlich verboten ist und die Erdwärmenutzung in Gebieten mit artesisch gespanntem Grundwasser, erhöhtem Salzwassergehalt im Grundwasser oder Hochlagen des Rupeltons aus Gründen des Grundwasserschutzes nur eingeschränkt möglich ist, sind in den Karten zum geothermischen Potenzial des Landes Berlin entsprechende Restriktionsflächen gekennzeichnet.

Neben den regionalisierten Informationen der teufenbezogenen geothermischen Parameter sind die Karten mit den Sachdaten der einzelnen Bohrungen verknüpft. Für die jeweilige Datenbasis können vereinfachte und zusammengefasste geologische Profildarstellungen sowie Angaben zur mittleren spezifischen Wärmeleitfähigkeit oder Entzugsleistung des jeweiligen Nutzungsszenarios und der verschiedenen Teufenklassen standortkonkret abgerufen werden (s. Abb. 3).

Die 12 Karten zum geothermischen Potenzial im Land Berlin sind im Umweltatlas (www.stadtentwicklung.berlin.de/ umwelt/umweltatlas/i218.htm) mit entsprechenden Erläuterungen verfügbar. Sie bieten Orientierungshilfen zur Bemessung von Erdwärmesondenanlagen für Planer, Bauherren und interessierte Bürger, die gebührenfrei online nutzbar sind. In Abhängigkeit der weiteren, in der Landesgeologie aufzunehmenden Bohrungsinformationen ist eine regelmäßige Überarbeitung der Karten geplant, um aktualisierte Fachinformationen zum geothermischen Potenzial als Service für die Öffentlichkeit im Internet bereitzustellen.

Das Projekt wurde im Rahmen des Umweltentlastungsprogramms II aus Mitteln des Europäischen Fonds für Regionale Entwicklung (EFRE) und dem Land Berlin (Projektnr. 11203 UEPII / 3) gefördert.

Ulrike Hörmann



Abb. 1:Spezifische Wärmeleitfähigkeit bis 80 m TiefeFig. 1:Specific thermal conductivity to 80 m



Abb. 2:Spezifische Entzugsleistung bis 100 m Tiefe für 2 400 Betriebsstunden pro JahrFig. 2:Specific extraction rate to 100 m for 2 400 h/a



- Abb. 3: Schematische Darstellung einer Bohrung mit Angabe der spezifischen Wärmeleitfähigkeit bzw. der spezifischen Entzugsleistung für 1 800 Betriebsstunden pro Jahr.
- *Fig. 3:* Schematic description of a borehole with information on specific thermal conductivity resp. specific extraction capacity for 1 800 operating hours per year.

Kurzmitteilung

Die geologische Karte 1:50 000

Als Ergebnis der mehrjährigen Zusammenarbeit zwischen dem Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe (LBGR) Brandenburg und dem Staatlichen Geologischen Institut Polens (PIG) wurde 2007 vom Autorenkollektiv SCHULZ, PIOTROWSKI & URBAŃSKI eine erste, grenzübergreifende geologische Spezialkarte des Blattes Frankfurt(Oder)/ Słubice L 3752 im Maßstab 1 : 50 000 erarbeitet. Im Jahre 2008 folgte das von denselben Autoren erstellte Blatt Seelow/Kostrzyn L 3552. Das Doppelblatt Eisenhüttenstadt L 3952 - Eisenhüttenstadt Ost/Cybinka L 3954 (siehe Abbildung) war die dritte Gemeinschaftsausgabe der Bundesrepublik Deutschland und der Republik Polen und stand unter der Autorenschaft von Schulz & URBAŃSKI; die Fertigstellung wurde 2012 unter URBAŃSKI, SCHLAAK und Ko-WALSKI realisiert. Die kartographische Umsetzung auf Basis der aktuellen topographischen Daten und der Druck erfolgten durch die Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg (LGB).

Bei den Karten handelt es sich um Zweischicht-Darstellungen, wobei die angestrebte Abbildungstiefe 5 m beträgt. Basierend auf ausgewählten tiefreichenden Bohrungen wurde für jedes Kartenblatt ein geologischer Schichtenschnitt konstruiert, der auf der Kartenrückseite abgebildet ist.

Während zahlreicher Arbeitstreffen und Geländefahrten gelang es den Bearbeitern, die känozoischen Bildungen auf beiden Seiten der Grenze lithostratigraphisch zu korrelieren. Die gemeinsame geologische Untersuchung der Grenzregion führte zu neuen, interessanten Erkenntnissen. Als Beispiele sind hier das Erkunden der tiefen quartären Rinnen und der glazitektonischen Störungszonen beiderseits der Grenze zu nennen, des Weiteren die Rekonstruktion der Vorstoßrichtungen der nordischen Inlandgletscher sowie des Verlaufs von Schmelzwasserabflüssen.

Die Zusammenarbeit der Geologen unterschiedlicher Fachgebiete aus vielen Forschungseinrichtungen auf Grundlage verschiedenartiger Forschungstradition, ermöglichte den gegenseitigen Austausch von Erfahrungen. Die Ergebnisse der deutsch-polnischen Kooperation wurden während vieler nationaler und internationaler Tagungen vorgestellt. So konnte das Doppelblatt Eisenhüttenstadt-Eisenhüttenstadt Ost/Cybinka im September 2012 auf der XIX. Konferenz der Pleistozänstratigraphie Polens, die erstmals unter Mitwirkung des LBGR durchgeführt wurde, präsentiert werden. Zu jeder geologischen Karte/Doppelblatt gehört ein umfangreiches Erläuterungsheft (142 bzw. 188 Seiten), wobei die Texte aller Autoren sowohl in deutscher als auch in polnischer Sprache verfasst sind. Neben den Darstellungen zu den oberflächennah anstehenden känozoischen Bildungen, existieren Kapitel zur tiefengeologischen Situation, zum Paläozoikum und dem Mesozoikum. Weitere Abschnitte be-



trachten die Hydrogeologie, die Böden sowie die Ingenieurgeologie, den Altbergbau und die Rohstoffe im jeweiligen Untersuchungsgebiet. Informationen zu Geotopen, ur- und frühgeschichtlichen Befunden sowie zu möglichen Exkursionen ergänzen die umfassende und interessante Materialsammlung.

Norbert Schlaak

Kurzmitteilung

Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e.V. – 23. traditionelle 1. Mai-Exkursion 2012 in die Subherzyne Kreidemulde und an den Harznordrand

Der Schwerpunkt der diesjährigen 1. Mai-Exkursion lag auf den mesozoischen Sedimenten des nördlichen Harzvorlandes und ihren Lagerungsverhältnissen. Darum machten sich bei schönstem Sonnenschein die unermüdlichen Geologen und Geologie-Interessierten aus Berlin und Brandenburg auf nach Sachsen-Anhalt. Die Leitung der Exkursion oblag Herrn Dr. W. Stackebrandt (LBGR) und Herrn Dr. C.-H. Friedel (LAGB). Zur Vorbereitung der Exkursion war in Berlin ein gut besuchtes, halbtägiges Symposium mit sechs informativen Vorträgen zur Geologie und Tektonik des Harzes und seines nördlichen Vorlandes sowie zum Geopark Harz, Braunschweiger Land, Ostfalen und zu archäologischen Funden zwischen Magdeburg und Harz vorausgegangen.

Schon bei der Anreise über die A2 erhielten die Busreisenden Informationen zum Kalisalz-Bergwerk Zielitz und zu den Lagerungsverhältnissen der Quarzsande des Dans bei Morsleben. Mit der Einfahrt in die Halberstadt-Mulde wurde das Exkursionsgebiet erreicht. Die Exkursionsroute führte durch den Quedlinburger Sattel zur Burg Regenstein und von dort zu Aufschlüssen in der Aufrichtungszone am Harznordrand bei Thale und Blankenburg.

Der erste Exkursionspunkt war das "Kamel" bei Westerhausen. Die steilstehende Sandsteinrippe am Südrand des südvergenten Quedlinburger Sattels wird aus bis zu 150 m mächtigen Neokom-Sandsteinen (Unter-Kreide) gebildet. Diese überlagern diskordant den im Sattelkern aufgeschlossenen Steinmergelkeuper (Arnstadt-Formation, Ober-Trias). Nördlich des "Kamels" am Feldrain stehen die typisch roten und grauen Tonmergelsteine an. Von der Geländerippe bot sich ein guter Blick nach Norden in das Dach des Quedlinburger Sattels. Anhand von Fotographien von temporären Aufschlüssen, die beim Bau der Autostraße B6n nördlich des Exkursionspunktes freigelegt worden sind, erläuterte Herr Dr. W. Stackebrandt den Kontakt zwischen Unter- und Ober-Kreide. Dieser wird hier durch eine nach NE einfallende Überschiebung gebildet, an der die Fein- bis Mittelsandsteine der Unterkreide auf die Ton- und Schluffsteine der Oberkreide (Coniac, Koeneni-Schichten) überschoben worden sind.

Der zweite Exkursionspunkt lag an der Nordost-Flanke der Blankenburg-Mulde. Die mit ca. 20° nach SSW einfallenden Sandsteine der Heidelberg-Formation (Santon, Ober-Kreide) bilden nördlich Blankenburg einen Härtling, auf dem die mittelalterliche Burgruine Regenstein liegt. Auf dem Vorplatz der Burg mit Blick nach Osten wurde anhand von Kartenmaterial der strukturelle Aufbau des nördlichen Harzvorlandes, speziell unter dem Aspekt der oberkretazischen Kompressionstektonik, erläutert.

Immer wieder etwas Besonderes sind die beinahe saiger stehenden Sandsteine der Heidelberg-Formation an der Teufelsmauer bei Neinstedt (Abb. 1). Die Sandsteine befinden sich hier im Bereich der Aufrichtungszone an der Harznordrand-Störung. Fluidaufstiege entlang von Störungen imprägnierten einzelne Sandsteinbänke und es kam zu silikatischen Mineralausfällungen. Dadurch sind diese Sandsteinbänke erosionsbeständiger als die Liegend- und Hangendschichten und morphologisch herausgearbeitet. Während einer kurzen Mittagspause und der anschließenden Klippenumrundung wurden unterschiedliche Aspekte der Harznordrand-Störung intensiv diskutiert.

Auf der Fahrt nach Thale erfolgte die Querung der steil stehenden Schichten des Keupers, Muschelkalks und Buntsandsteins. Im Stadtgebiet von Thale, beim Nordbahnanschnitt, ist die Calvörde-Formation (Unterer Buntsandstein) aufgeschlossen. Auffällig sind Oolithbänke (Rogensteine), die in die Ton-, Schluff- und Sandsteinabfolge eingeschaltet sind. Auf vielen Schichtflächen treten gut ausgebildete Rippeln und Trockenrisse auf. Hier wie auch an den beiden folgenden Exkursionshaltepunkten wurde die Dynamik der Harznordrand-Störung, die damit verbundene Aufrichtung der Deckgebirgsschichtenfolge von Zechstein bis Santon im Einzugsbereich der Störung sowie die damit verbundenen Diskordanzen erläutert. Weitere Diskussionspunkte waren die möglichen Sediment-Liefergebiete und die Höhe der Heraushebung bzw. Einrumpfung des Harzes zu verschiedenen Zeiten.



Abb. 1: Exkursionspunkt Teufelsmauer (Foto: A. BEBIOLKA)

Auch die beiden letzten Exkursionspunkte "Teufelsbachtal" bei Heimburg und der aufgelassene Kalksteinbruch am "Mönchemühlenteich" beim Kloster Michaelstein liegen in der Aufrichtungszone an der Harznordrand-Störung. Am Aufschluss "Teufelbachstal" definierte HANZ CLOOS 1917 die Subherzyne Phase der Saxonischen Gebirgsbildung. Die in überkippter Lagerung anstehenden Ceratiten-Schichten (Oberer Muschelkalk) werden hier diskordant von den Blankenburg-Schichten (Unter-Campan) überlagert. Diese Diskordanz ist im Bereich der Aufrichtungszone besonders markant ausgebildet. Im alten Steinbruch "Mönchmühlenteich" ist auf 40 m Länge der gleichfalls aufgerichtete und leicht überkippte Wellenkalk (Unterer Muschelkalk) aufgeschlossen. Auch hier werden die Schichten der Trias von denen der Kreide (Blankenburg-Schichten) diskordant überlagert.

Wie immer hat sich auch die diesjährige 1. Mai-Exkursion durch eine interessante und im wahrsten Sinne aufschlussreiche Themenauswahl und durch eine kompetente Leitung ausgezeichnet. Einen herzlichen Dank an die fachliche Leitung und ebenso ein großes Dankeschön an Frau Dr. J. Strahl (LBGR) und Herrn Prof. J.-H. Schroeder, die "im Verborgenen" die nicht minder wichtigen organisatorischen Arbeiten erledigten. Das gute Wetter und die sichere Hinund Rückreise im Reisebus, dem Busfahrer sei an dieser Stelle gedankt, rundeten diesen schönen Tag ab. Hoffentlich wird es eine 24. traditionelle 1. Mai-Exkursion geben!

Anke Bebiolka

Cottbus

S. 117 – 120

Zur Zuordnung von Ablagerungssequenzen der Kreide in Ost-Brandenburg anhand aktueller makropaläontologischer sowie ereignis- und sequenzstratigraphischer Interpretation von Ergebnissen zur Bohrung Grunow Kb GrunEh 1/61

Correlation of Cretaceous depositional sequences in East-Brandenburg based on present macro-paleontological, event- and sequence-stratigraphical interpretation of results from bore hole Grunow Kb GrunEh 1/61

MICHAEL GÖTHEL

Einleitung

Unmittelbar westlich der Fürstenwalder Störungszone, am Nordostrand der Ostbrandenburgischen Kreidesenke wurde die Bohrung Grunow Kb GrunEh 1/61 zum Zweck der staatlichen, geologischen Kartierung bei Groß Briesen geteuft (Abb. 1). Ihre Havarieablenkung Kb GrunEh 1h/61 ist im Steinmergelkeuper bei einer Endteufe von 663,9 m eingestellt worden. In dieser Bohrung konnte der Bereich Ober-Alb bis Ober-Coniac nahezu vollständig gekernt werden. Seine neu interpretierten Ergebnisse liefern ein brauchbares Profil zur Gliederung der Ober-Kreide in Ostbrandenburg hauptsächlich im Vergleich zum östlichen Niedersachsen, aber auch zu Südost-Polen, Westfalen und Südost-England (Abb. 2).

Das Kernmaterial der Bohrung Kb GrunEh 1/61 ist nicht mehr vorhanden. Die Fossilien müssen leider als verschollen gelten. Deshalb ist die Aktualisierung der Taxonomie der Bestimmungen durch TRÖGER (1964) auch nicht mehr nachprüfbar. Kernmarsch, Kerngewinn und Probeentnahmestellen zu geochemischen Untersuchungen wie zum Kalzium- und Magnesiumkarbonat (VEB GEOLOGISCHE ER-KUNDUNG SÜD 1964) sowie zu den makropaläontologischen Untersuchungen sind im Profil nach der Kernkistenbeschriftung angegeben. Die Darstellung von Lithologie bzw. Komposition, Makropaläontologie und stratigraphischer Korrelation erfolgt nach bohrlochgeophysikalischer Teufenkorrektur der Kernmärsche.

Stratigraphischer Kenntnisstand

Die Festlegung und Bezeichnung der Sequenzgrenzen sowie der Leithorizonte bzw. Ereignisse (Events) erfolgt im Vergleich zu Ergebnissen hauptsächlich aus Aufschlüssen in Niedersachsen (KAPLAN 2000 a, 2000 b, NIEBUHR, WOOD & ERNST 2000, WIESE, HILBRECHT & WOOD 2000, WIESE, WOOD & KAPLAN 2004, WIESE, WOOD & WRAY 2004, WIE-SE, KOŠTÁK & WOOD 2009, WILMSEN 2007) aber auch aus Südost-England (JARVIS, MURPHY & GALE 2001, WILMSEN 2007, Wood et al. 2004), dem Subherzynen Becken (HORNA et al. 1996, WILMSEN & VOIGT 2006, WILMSEN 2007), der Sächsischen Elbtalkreide (TRÖGER et al. 1996) und Słupia Nadbrzeżna an der Weichsel in Südost-Polen (KENNEDY & WALASZCZYK 2004, Wood et al. 2004). Im Vergleich dazu wird, soweit möglich, die Taxonomie-Aktualisierung der Makrofossilien vorgenommen. In fraglichen Fällen ist dabei die veraltete Taxonomie der damaligen Bestimmungen von TRÖGER (1964) in Anführungsstrichen gesetzt dazugeschrieben.

Stratigraphische Korrelation

Die Festlegung der Basis des Cenomans und Turons im Profil erfolgt mittels Korrelation zum GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point, KENNEDY et al. 2004, KENNEDY, WALASZCZYK & COBBAN 2005) in oben angegebenen Arbeiten. Wie in Niedersachsen, dem Subherzynen Becken und der Sächsischen Elbtalkreide ist die Basis des Cenomans im Profil durch einen kurzzeitigen Hiatus in Folge Meeresspiegelniedrigstand gekennzeichnet. Es setzt mit Inoceramus crippsii und Schloenbachia varians ein. Der Bereich des oberen Ober-Cenomans und unteren Unter-Turons ist wie überall in Mitteleuropa durch kondensierte und lückenhafte Sedimentation geprägt. In Westfalen wird er durch das Vorkommen von Schwarzschiefern und im Profil wie im Subherzynen Becken durch Rotpläner-Fazies markiert. Die Basis des Coniacs ist international noch nicht festgelegt. Seine Abgrenzung erfolgt in gleicher Weise wie die der Substufen im Vergleich zu oben angegebenen Arbeiten. Die Korrelation der Profile von Niedersachsen mit denen an der Weichsel in Südost-Polen belegt die Kondensation des oberen Ober-Turons und Lückenhaftigkeit des unteren Unter-Coniacs in Niedersachsen (KENNEDY & WALASZCZYK 2004, WOOD et al. 2004) bei Festlegung der Basis des Coniacs an die Basis der Cremnoceramus erectus/crassus-Zone. Diese Korrelationsergebnisse im Grenzbereich Turon/Coniac könnten im Vergleich der Mächtigkeiten auch im Profil der Bohrung Grunow Kb GrunEh 1/61 zutreffen.



Abb. 1: Lage der Bohrung Grunow Kb GrunEh 1/61 auf der Geologischen Karte 1 : 50 000, Blatt Eisenhüttenstadt/ Eisenhüttenstadt-Ost, Känozoikum abgedeckt

Fig. 1: Location of the bore hole Grunow Kb GrunEh 1/61 on the Geological map 1 : 50 000, sheet Eisenhüttenstadt/ Eisenhüttenstadt-East, without Cenozoic cover-sediments

Feinstratigraphische Auflösung

Die Kreide greift in der Havarieablenkung Grunow Kb GrunEh 1h/61 mit glaukonitischen und z. T. Geröll führenden Fein- und Mittelsandsteinen des Ober-Albs auf Unter-Sinemur über. Basal treten Toneisenstein-Gerölle und phosphoritische Anteile auf. Die schwach glaukonitische und Geröll führende Basis des Cenomans besteht in der Bohrung Grunow Kb GrunEh 1/61 aus partienweise stark grobsandigem Kalkmittelsandstein, der in Kalkfeinsandstein und dann in schwach sandigen Kalkschluffstein übergeht. Sie leitet die folgenden Kalkstein-Kalkmergelstein-Mergelstein-Abfolgen der erbohrten Ober-Kreide ein. Gegenüber dem ca. 3 Millionen Jahre währenden Coniac fällt die erbohrte Mächtigkeit des ca. 6 Millionen Jahre währenden Cenomans sehr gering und des ca. 5 Millionen Jahre andauernden Turons sehr hoch aus. Im Vergleich zu den eustatischen Meeresspiegelschwankungen 3. Ordnung (HARDENBOL et al. 1998) sind deshalb die Sequenzen im Turon (Niebuhr, Wood & Ernst 2000, Wiese, Hilbrecht & WOOD 2000, WIESE, WOOD & KAPLAN 2004) als Sequenzen 4. Ordnung bzw. Subsequenzen anzusehen.

Im Cenoman dürfte die markante Mergellage am Wechsel zur Rotplänerfazies dem in Europa verbreiteten Fazieswechsel im Ober-Cenoman entsprechen. Demzufolge entspricht die untere Kalksteinbank der *Praeactinocamax plenus*-Bank und wird die nächste Kalksteinbank mit Intraklasten und Haizähnen als Basis des Unter-Turons mit aufgearbeiteter *Neocardioceras juddii*-Zone interpretiert. Die Rotplänerfazies entspricht im Unter-Turon zumindest der *Watinoceras devonense/coloradoense-*Zone.

Auf die Basis des Mittel-Turons weist *Mytiloides hercynicus* und ihre Häufung auf das *Mytiloides hercynicus*-Event hin. Weitere markante Mergelsteinlagen- und Kalksteinbänke im Mittel-Turon werden nach den begleitenden und umgebenden Makrofossilien der Weißen Grenzbank, der Mergellage M_0 und den *Inoceramus lamarcki/cuvierii*-Events Niedersachsens zugeordnet.

In den auffällig ungeschichteten, olivgrau und z. T. grünstichig gefärbten Mergellagen werden die Äquivalente der Tuffe Niedersachsens gesehen. Sie entsprächen nach ihrer Position dann den Tufflagen T_{C1} im Mittel-Turon sowie T_D über der Basis des Ober-Turons Niedersachsens (WIESE, WOOD & WRAY 2004). Die Zuordnung zur Tufflage T_D träfe aber nur zu, wenn die Kalkmergel an der interpretierten Basis des Ober-Turons das *Inoceramus perplexus/Plesiocorys plana*-Event repräsentieren. Wegen des Fehlens der namensgebenden Fossilien dieses Events ist die Basis des Ober-Turons leider nicht exakt interpretierbar. Anzumerken ist an dieser Stelle, dass die taxonomische Zuordnung von *Inoceramus costellatus* zu *Inoceramus perplexus* diskutiert wird (WALASZCZYK & WOOD 1999).

Im unteren Ober-Turon wird die relativ mächtige Mergellage mit der Hauptmergellage M_E Niedersachsens korreliert. Das Zusammenauftreten von *Hyphantoceras reussianum* und *Inoceramus costellatus pietzschi* wird als Beleg für das *Hyphantoceras*-Event gesehen. Die Zuordnung eines Kalkmergelstein-Bereiches über dem *Hyphantoceras*-Event zum *Micraster*-Mergel M_G legt das Auftreten von unsicher bestimmten Echiniden im Bereich des Vorkommens von *Inoceramus costellatus costellatus* zumindest nahe. Das gemeinsame Auftreten von *Hyphantoceras reussianum* und *Inoceramus costellatus costellatus* wird als Hinweis auf das Heteromorphen-Event gewertet.

Das Unter-Coniac läßt sich durch den Nachweis verschiedener *Cremnoceramus*-Formen in der Bohrung Grunow Kb GrunEh 1/61 ausgrenzen. *Inoceramus* cf. *percostatus* und *Volviceramus involutus* weisen auf Mittel-Coniac hin. Ober-Coniac ist biostratigraphisch nicht belegt. Das als solches interpretierte obere Ober-Coniac wird durch pyritisierte Spongien charakterisiert. Der Grenzbereich zum Santon einschließlich *Sphenoceramus pachti*-Teilzone ist nicht belegbar.

Zusammenfassung

Zur feinstratigraphischen Auflösung der Kreide-Ablagerungen auf der Geologischen Karte 1 : 50 000, Blatt Eisenhüttenstadt/Eisenhüttenstadt-Ost wurden die Ergebnisse zur Bohrung Grunow Kb GrunEh 1/61 petrographisch und makropaläontologisch neu ausgewertet. Die Unterschiede und die Auflösung zwischen der zuerst dokumentierten und jetzt aktuellen stratigraphischen Korrelation sind erheblich.

Summary

For high resolution stratigraphical correlation on the Geological map 1 : 50 000, sheet Eisenhüttenstadt/Eisenhüttenstadt-East the results to bore hole Grunow Kb GrunEh 1/61 were petrographical and macro-paleontological new evaluated. The differences and the resolution are extremely between the first documented and present stratigraphical correlation.

Literatur

- ERNST, G. & U. REHFELD (1997): The transgressive development in the Lower and Middle Cenomanian of the Salzgitter area (N-Germany) recorded by sea level-controlled eco- and litho-events. – Paläontologie, Stratigraphie, Fazies 5, Freiberger Forschungshefte **C** 468, S. 79 – 107, Freiberg
- ERNST, G. & U. REHFELD (1998): Cenomanian Turonian of Baddeckenstedt. – In: MUTTERLOSE, J., BORNEMANN, A., RAUER, S., SPAETH, C. & C. J. WOOD (eds.): Key Loacalities of the northwest European Cretaceous. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb. 48, S. 91 – 94, Bochum
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & P. R. VAIL (1998): Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Chart. – In: DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & P. R. VAIL (eds.): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication **60**, chart, Tulsa
- HORNA, F., TRÖGER, K.-A., WIESE, M., KURZE, M. & R. STARKE (1996): Multistratigraphic Investigations of an Upper Cretaceous West-East Section from Münsterland to Saxony Part II Subhercynian Basin. In: REITNER, J., NEUWEILER, F. & F. GUNKEL (eds.): Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. II. Cretaceous Sedimentation. Research Reports. Göttinger Arb. Geol. Paläont. Sb 3, S. 113 116, Göttingen
- JARVIS, I., MURPHY, A. M. & A. S. GALE (2001): Geochemistry of pelagic and hemipelagic carbonates: criteria for identifying systems tracts and sea-level change. – Journal of the Geological Society **158**, S. 658 – 696, London
- KAPLAN, U. (2000 a): Cenoman. In: STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION DEUTSCHLANDS: Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg **226**, S. 24 – 27, Frankfurt a. M.
- KAPLAN, U. (2000 b): Coniac. In: STRATIGRAPHISCHE KOM-MISSION DEUTSCHLANDS: Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg **226**, S. 31 – 34, Frankfurt a. M.
- KENNEDY, W. J., GALE, A. S., LEES, J. A. & M. CARON (2004): The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Cenomanian Stage, Mount Risou, Hautes-Alpes, France. – Episodes 27, 1, S. 21 – 32, International Union of Geological Sciences
- KENNEDY, W. J. & I. WALASZCZYK (2004): *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* (Coquand, 1859) from the Upper Turonian *Mytiloides scupini* Zone of Słupia Nadbrzeżna, Poland. – Acta Geologica Polonica **54**, 1, S. 55 – 59, Warszawa

- KENNEDY, W. J., WALASZCZYK, I. & W. A. COBBAN (2005): The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. – Episodes 28, 2, S. 93 – 104, International Union of Geological Sciences
- NIEBUHR, B., WOOD, C. J. & G. ERNST (2000): Isolierte Oberkreide-Vorkommen zwischen Wiehengebirge und Harz.
 In: STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION DEUTSCHLANDS: Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg 226, S. 101 – 109, Frankfurt a. M.
- TRÖGER, K.-A. (1964): Bericht über die Bearbeitung der Makrofauna aus der Bohrung Grunow 1. – Teil 1: Unteres Mittelturon bis Cenoman, Teil 2: Unteres Mittelturon bis Coniac. – Bericht Bergakademie Freiberg, 27.7.1964, 16 S., Freiberg (unveröff.)
- TRÖGER, K.-A., VOIGT, T., WEJDA, M., PILOT, J., STARKE, R., KLEEBERG, R. & J. KLEMM (1996): Multistratigraphic Investigations of Cenomanian to Coniacian Sequences using a W–E Profile between Münsterland and Saxony – Part Saxony. – In: REITNER, J., NEUWEILER, F. & F. GUNKEL (eds.): Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. II. Cretaceous Sedimentation. Research Reports. – Göttinger Arb. Geol. Paläont. Sb 3, S. 139 – 145, Göttingen
- VEB GEOLOGISCHE ERKUNDUNG SUD (1964). Chemische Untersuchung von Kernproben aus der Bohrung Grunow 1/61. – In: TESSIN, R. (1964): Schichtenverzeichnis Bohrung Grunow 1/61. – Anlage 5, 5 S., VEB Geologische Erkundung Süd, Kartierungsstützpunkt Berlin (unveröff.)
- WALASZCZYK, I. & C. J. WOOD (1999): Inoceramids and biostratigraphy at the Turonian/Coniacian boundary; based on the Salzgitter-Salder quarry, Lower Saxony, Germany, and Słupia Nadbrzeżna, central Poland. – Acta Geologica Polonica **48**, 3, S. 395 – 434, Warszawa
- WIESE, F., HILBRECHT, H. & C. J. WOOD (2000): Turon. In: STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION DEUTSCHLANDS: Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg **226**, S. 27 – 31, Frankfurt a. M.
- WIESE, F., WOOD, C. J. & U. KAPLAN (2004): 20 years of event stratigraphy in NW Germany; advances and open questions. – Acta Geologica Polonica 54, 4, S. 639 – 656, Warszawa
- WIESE, F., WOOD, C. J. & D. S. WRAY (2004): New advances in the stratigraphy and geochemistry of the German Turonian (Late Cretaceous) tephro-stratigraphic framework.
 Acta Geologica Polonica 54, 4, S. 657 – 671, Warszawa
- WIESE, F., KOŠTÁK, M. & C. J. WOOD (2009): The Upper Cretaceous belemnite Praeactinocamax plenus (Blain-

ville, 1827) from Lower saxony (Upper Cenomanian, northwest Germany) and its distribution pattern in Europe. – Paläont. Z. **83**, 2, S. 309 – 321, Berlin, Heidelberg (Springer)

- WILMSEN, M. (2007): Integrated stratigraphy of the upper Lower – lower Middle Cenomanian of northern Germany and southern England. – Acta Geologica Polonica 57, 3, S. 263 – 279, Warszawa
- WILMSEN, M. & T. VOIGT (2006): The middle upper Cenomanian of Zilly (Sachsen-Anhalt) with remarks on the Pycnodonte Event. – Acta Geologica Polonica **56**, 1, S. 17 - 31, Warszawa
- WOOD, C., WALASZCZYK, I., MORTIMORE, R. & M. WOOD (2004): New Observations on the inoceramid biostratigraphy of the higher part of the Upper Turonian and the Turonian – Coniacian boundary transition in Poland, Germany and the UK. – Acta Geologica Polonica **54**, 4, S. 541 – 549, Warszawa

Anschrift des Autors:

Michael Göthel Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg Inselstraße 26 03046 Cottbus michael.goethel@lbgr.brandenburg.de