LANDESAMT FÜR BERGBAU, GEOLOGIE UND ROHSTOFFE BRANDENBURG

1/2 Brandenburgische ²⁰¹¹ Geowissenschaftliche Beiträge



	INHALT	CONTENTS	Seite
	Vorwort des Präsidenten	Foreword	1
MICHAEL HÖHLSCHEN	Allgemeine Informationen zur Erdgasfernleitung OPAL (Ostsee-Pipeline-Anbindungs- Leitung) – Abschnitt Brandenburg	General information about Brandenburgian sector of the natural gas pipeline project OPAL	3 - 8
Andreas Börner, Wolfgang Janke, Reinhard Lampe, Sebastian Lorenz, Karsten Obst & Karsten Schütze	Geowissenschaftliche Untersuchungen an der OPAL- Trasse in Mecklenburg- Vorpommern – Geländearbeiten und erste Ergebnisse	Geoscientific investigations at the OPAL pipeline trench in Mecklenburg-Western Pomerania – field studies and first results	9 – 28
Olaf Juschus, Norbert Schlaak, Albrecht Bauriegel, Slawomir Kowalski & Robert Bussert	Geologische und bodenkundliche Untersuchungen entlang der Erdgasleitung OPAL in Brandenburg – erste Ergebnisse	Geological and pedological investigations along the OPAL pipeline trench in Brandenburg – preliminary Results	29 – 70
Wolfgang Alexowsky, Frank Horna & Ottomar Krentz	Erdgas-Trasse OPAL – ein 100 km langer geologischer Aufschluss durch Sachsen	Natural gas pipeline OPAL – 100 kilometres of a geological outcrop throughout Saxony	71 – 76

FORTSETZUNG S. 134

Titelbild:

Geologische Geländeaufnahme im Leitungsgraben der OPAL. Aufgeschlossen im Vordergrund glazilimnische Ablagerungen; im Hintergrund vor dem Bagger Geschiebemergel anstehend. (bei Klockow, Uckermark, 18.05.2010) Foto: S. Neuendorf

Herausgeber: © Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Präsident: Dr.-Ing. Klaus Freytag Inselstr. 26, 03046 Cottbus Telefon: (0355) 48640-0, Telefax: (0355) 48640-510, e-mail: lbgr@lbgr.brandenburg.de, Internet: www.lbgr.brandenburg.de

Schriftleitung: Dr. Jaqueline Strahl

Redaktionsbeirat: Dr. Jaqueline Strahl, Dr. Werner Stackebrandt, Dr. Hans Ulrich Thieke, Angelika Seidemann, Prof. Dr. Ralf-Otto Niedermeyer, Alexander Limberg, Prof. Dr. Thomas Raab

Fachredaktion: Dr. Jaqueline Strahl
Landesamt f
ür Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg
Inselstr. 26, 03046 Cottbus
Tel. (0355) 48860-501, Fax (0355) 48860-510, e-mail: lbgr@lbgr.brandenburg.de, http://www.lbgr.brandenburg.de

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

Erscheinungsweise: Die Schriftenreihe erscheint jährlich in einem Doppelheft. Gebühr für dieses Heft: 12,00 €

Layout, Satz und Druck: Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg, Potsdam

Printed in Germany ISSN 0947-1995

Beiträge

zur Geländedokumentation an der OPAL-Trasse in Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und Sachsen, zur Formierung und Entwicklung des Chemismus natürlicher Grundwässer und zur Ermittlung grundwasserbeeinflusster oberirdischer Gewässer, zur quartären Bodenentwicklung und Landschaftsgenese sowie zu Geotopen in Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern

Vorwort des Präsidenten

Das Erscheinen des Heftes des Jahrgangs 2011 der Brandenburgischen Geowissenschaftlichen Beträge fällt in eine bedeutsame Zeit für die geologische Landesaufnahme wie auch organisatorischer Änderungen im Geologischen Landesdienst.

Der mit der Zusammenlegung von Berg- und Geologieverwaltung im Jahre 2004 begonnene Struktur- und Konzentrationsprozess findet im September 2011 mit dem Bezug des Neubaus für die Landesgeologie in der Inselstraße in Cottbus (Foto) seinen Abschluss. Der hochinnovative Neubau im Passivhausstandard beinhaltet das Geologische Landesarchiv und für die Landesgeologie nach modernsten Gesichtspunkten ausgestattete Büroräume. Architektur und Außenfassade lehnen sich an Elemente der Geologie und des Bergbaus an. Mit der 77. Tagung der Arbeitsgemeinschaft (ARGE) Norddeutscher Geologen vom 21.09. – 23.09.2011 wird das neue Gebäude länderübergreifend dem Fachgeologenkreis vorgestellt.

Eine weitere wesentliche Zäsur erfuhr die Landesgeologie mit dem Ausscheiden von Herrn Dr. Werner Stackebrandt im Februar dieses Jahres aus dem aktiven Dienst. Mit ihm verabschiedete sich ein national wie international anerkannter Geologe, der den Geologischen Dienst nach dem Vollzug der Deutschen Einheit im Land Brandenburg maßgeblich aufgebaut und ihm über Jahrzehnte seine Prägung gegeben hat. Als seine Nachfolgerin wurde im Juni 2011 Frau Regierungsdirektorin Dipl.-Ingn. Angelika Seidemann als neue Leiterin der Abteilung Geologie berufen. Frau Seidemann hat auf ihrem Weg an die Spitze der Landesgeologie verschiedenste Funktionen im Landesdienst innegehabt, so als Außenstellenleiterin des Bereiches Geologie am Standort Frankfurt (Oder) und als Dezernentin des Dezernates Montanhydrologie.

Mit dem Ausscheiden von Herrn Dr. Werner Stackebrandt war auch der Redaktionsbeirat für die Zeitschrift neu zu besetzen. An dieser Stelle sei den ausgeschiedenen Mitgliedern des Redaktionsbeirates außerordentlich gedankt. Durch ihre aktive und kritische Mitwirkung an den Brandenburgischen Geowissenschaftlichen Beiträgen hat die Zeitschrift die erfolgreiche Entwicklung über die Grenzen des Landes hinaus genommen, wie sie im Vorwort zum 1. Heft aus dem Jahre 1994 vom damaligen Direktor Dr. Günther Schwab eingefordert wurde. Den neu gewonnenen Mitgliedern des Redaktionsbeirates wünsche ich viel Erfolg bei der neuen Arbeit!

Das diesjährige Heft widmet sich u. a. den Themen Hydrogeologie, Bodenentwicklung und Landschaftsgenese sowie insbesondere der aktuellen geologischen Landesaufnahme entlang der Ostsee-Pipeline-Anbindungsleitung (OPAL), die von Mecklenburg-Vorpommern über Brandenburg nach Sachsen verläuft. Diese Energieader von europäischer Dimension wird zukünftig einen wesentlichen Beitrag zur sicheren Energieversorgung Europas liefern. Bei diesem Vorhaben waren die Synergieeffekte der zusammengeführten Berg- und Geologieverwaltung sichtlich spürbar. Da das Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe (LBGR) für die Durchführung des Planfeststellungsverfahrens verantwortlich war, konnten die Anforderungen der Landesgeologie frühzeitig verbindlich festgelegt werden.

Die Pipelineverlegung bot einmalige "temporäre Aufschlüsse" bei einer Grabentiefe von durchschnittlich 3,5 m. Die Aufnahme und noch laufende geologische Auswertung war nur mit Hilfe der über das gesetzliche Maß hinausgehenden konstruktiven Zusammenarbeit mit der Vorhabensträgerin – der WINGAS GmbH & Co. KG – möglich. Daneben ist den am Trassenaufschluss tätigen Baufirmen und insbesondere den wissenschaftlichen Mitarbeitern der TU Berlin, die das Vorhaben im Zusammenhang mit einem Projekt begleiteten, sowie den Fachkollegen aus Mecklenburg-Vorpommern und Sachsen für die äußerst konstruktive Zusammenarbeit zu danken.

Dr. Klaus Freytag

Präsident Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg



Aktuelle Luftbildaufnahme des Ensembles von Neu- und Altbau des LBGR Brandenburg in Cottbus (Foto: H. Vöhl)

Allgemeine Informationen zur Erdgasfernleitung OPAL (Ostsee-Pipeline-Anbindungs-Leitung) – Abschnitt Brandenburg

General information about Brandenburgian sector of the natural gas pipeline project OPAL

MICHAEL HÖHLSCHEN

Die WINGAS GmbH & Co. KG (WINGAS) hat im Auftrag der OPAL NEL TRANSPORT GmbH (ONTG) und der E.ON Ruhrgas AG (E.ON Ruhrgas) die landseitige Leitungsfortführung der Ostsee-Pipeline "Nord Stream" von Lubmin bei Greifswald (Mecklenburg-Vorpommern) über Groß Köris (Brandenburg) nach Olbernhau in Sachsen (Ostsee-Pipeline-Anbindungs-Leitung – OPAL) geplant und gebaut.

Die Länge der Erdgasfernleitung OPAL im Bundesland Brandenburg beträgt 272 km. Ihr Bau erfolgte in den Jahren 2009 – 2011. Im Herbst 2011 wird die Leitung in Betrieb genommen.

1. Projektbeschreibung

Die Erdgasfernleitung OPAL ist Bestandteil des Gesamtprojektes "Nord Stream", welches folgende Teilprojekte umfasst:

- die Onshore-Leitung in Russland von Grjazovez nach Vyborg und die Verdichterstation Portovaya,
- die Offshore-Leitung "Nord Stream" vom russischen Vyborg durch die Ostsee nach Greifswald/Lubmin (zwei Erdgasfernleitungen mit DN 1 200),
- die Onshore-Leitungen von Greifswald/Lubmin (Mecklenburg-Vorpommern) in Richtung Süden nach Olbernhau, Sachsen (OPAL) und in Richtung Westen nach Achim, Niedersachsen die Nordeuropäische Erdgas-Leitung (NEL).

Die OPAL dient als landseitige Anbindung der in Greifswald/Lubmin anlandenden Offshore-Leitung Nord Stream (Ostsee-Pipeline). Mit der OPAL wird die Nord Stream über ca. 472 km in südlicher Richtung verlaufend östlich von Berlin über die Bundesländer Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und Sachsen mit den bestehenden Erdgastransportsystemen in Deutschland und Tschechien verknüpft (Abb. 1).

Über die OPAL werden so jährlich bis zu 36 Mrd. m³ Erdgas transportiert und in das deutsche sowie europäische Erdgas-

netz eingespeist. Dies entspricht mehr als einem Drittel der in Deutschland jährlich verbrauchten Erdgasmenge.

Bei Groß Köris wird die OPAL mit der vorhandenen Erdgasfernleitung JAGAL (Jamal-Gas-Anbindungs-Leitung) und den dort bestehenden Erdgastransportleitungsnetzen der ONTRAS – VNG Gastransport GmbH (ONTRAS) sowie der E.ON Gastransport verknüpft (Abb. 1 und 2).

Südlich von Olbernhau (Sachsen) wird die OPAL mit dem tschechischen Erdgasfernleitungssystem bei Brandov verbunden. Sie transportiert somit nicht nur zusätzliches Erdgas nach Deutschland sowie Nordwest- und Südeuropa, sondern sie verbindet auch bedeutende existierende Erdgasfernleitungen.

OPAL dient der Versorgung der Allgemeinheit sowohl in der Bundesrepublik Deutschland als auch in ganz Europa mit Erdgas.

Erdgas ist mit einem Primärenergieverbrauch (PEV)-Anteil von rund 23 % nach Mineralöl (rund 36 %) wichtigster Bestandteil des deutschen Energiemixes. Der deutsche Inlandsverbrauch betrug im Jahr 2006 rund 1 016 Mrd. kWh (entspricht ca. 102 Mrd. m³)¹. Deutschland ist mit einem Anteil von rund 18 % am europäischen Erdgasverbrauch derzeit nach Großbritannien (rund 20 %) der zweitgrößte Erdgasmarkt innerhalb von Europa.

Der Wachstumstreiber für die zukünftige Erdgasnachfrage ist vor allem der sich verstärkende Einsatz des umweltschonenden und CO_2 -armen fossilen Energieträgers Erdgas insbesondere im Kraftwerksbereich. Dem liegt die Tatsache zugrunde, dass Erdgas der bevorzugte Energieträger in hocheffizienten Gas- und Dampfturbinenkraftwerken ist, welche im Vergleich zu anderen Heizkraftwerken schneller und kostengünstiger errichtet werden können.

Stärker als in Deutschland, wird sich bis zum Jahr 2020 in der Europäischen Union (EU) ein starker Erdgasimportbedarf von bis zu 560 Mrd. m³ ergeben; dies entspricht rund 80 % der gesamten Erdgasnachfrage bzw. mehr als dem gegenwärtigen Erdgasverbrauch.

¹ 1 m³ Erdgas entspricht ca. 10 kWh(H₀), vgl. hierzu Energiewirtschaftliche Tagesfragen 57 Jg. (2007), Heft 3



Abb. 1:Trassenverlauf von OPAL und NEL (vervielfältigt mit freundlicher Genehmigung vom 11.01.2007:

© Georg Westermann Verlag GmbH, Braunschweig, www.westermann.de)

Fig. 1: The course of OPAL and NEL pipelines



Abb. 2: Einbindung der OPAL in das bestehende Erdgasnetz Fig. 2: The integration of the OPAL pipeline within the existing gas network Beschaffungsseitig werden Deutschland und die EU, aufgrund der steigenden Erdgasnachfrage und sinkender Eigenproduktion, zunehmend auf weitere Erdgasimporte angewiesen sein. Der Rat der Europäischen Union sieht in diesem Zusammenhang in den kommenden Jahrzehnten die Notwendigkeit, "erhebliche zusätzliche Erdgasmengen" für Europa zu mobilisieren.²

Der Großteil des Erdgases, das von Gazprom durch "Nord Stream" transportiert werden wird, stammt aus dem Erdöl- und Erdgasfeld Yushno-Russkoye (Erdgasreserven: ca. 1 Billion m³) - einer der weltweit größten Lagerstätten. "Nord Stream" wird darüber hinaus später auch Erdgas aus den Lagerstätten der Halbinsel Jamal, der Bucht von Ob-Taz sowie Shtokmanovskoye transportieren.

Wegen seiner herausragenden Bedeutung für die zukünftige Versorgungssicherheit Europas und das Funktionieren des Erdgasbinnenmarkts wurde das Gesamtprojekt "Nord Stream" durch die Entscheidung des Europäischen Parlamentes und des Rates vom 6. September 2006 als "vorrangiges Vorhaben von europäischem Interesse" anerkannt.

Das von OPAL transportierte Erdgas trägt zur Gewährleistung der Versorgungssicherheit in Deutschland und Europa bei. OPAL wird zusätzlichen Erdgasimportbedarf langfristig decken und gleichzeitig helfen, die kommende Versorgungslücke zu schließen.

Ausgelegt auf eine Transportkapazität von rund 36 Mrd. m³ Erdgas pro Jahr stärkt die OPAL die deutsche leitungsgebundene Energieinfrastruktur und festigt deren Funktion als Erdgastransitdrehscheibe heute und in Zukunft.

2. Bau der OPAL

2.1 Beschreibung des Trassenverlaufs

Die geplante OPAL-Trasse verläuft in Brandenburg von der Grenze zu Mecklenburg Vorpommern durch die Uckermark, die Landkreise Märkisch-Oderland und Oder-Spree in Nord-Süd-Richtung zwischen Berlin und der deutschpolnischen Grenze. Von der Grenze der Planfeststellungsabschnitte Brandenburg Nord/Süd an der BAB 12 im Bereich der Gemeinde Heidesee verläuft die OPAL-Trasse parallel zu bestehenden Gas- und Ölleitungen nach Südwesten durch die Landkreise Dahme-Spreewald und Teltow-Fläming sowie weiter von Nord nach Süd durch den Landkreis Elbe-Elster bis nach Sachsen.

2.2 Planfeststellung nach § 43 EnWG

Gem. § 43 Energiewirtschaftsgesetz (EnWG) erfordert die Errichtung von Gasversorgungsleitungen von mehr als 300 mm Durchmesser die Durchführung eines Planfeststellungsverfahrens. Bei Leitungsbauvorhaben über 40 km Länge und mehr als 800 mm Durchmesser ist die Durchführung einer Umweltverträglichkeitsprüfung gem. Ziff. 19.2.1 der Anlage 1 zu § 3 Abs. 1 UVPG obligatorisch. Danach ist für die OPAL mit einer Nennweite DN 1 400 im Anschluss an die Raumordnungsverfahren ein Planfeststellungsverfahren durchgeführt worden.

Auf Grund der Länge von 472 km wurde das Planfeststellungsverfahren im Land Brandenburg in Abstimmung mit der planfeststellenden Behörde in zwei Abschnitte unterteilt:

- <u>Planfeststellungsabschnitt Brandenburg-Nord</u> von der Landesgrenze Mecklenburg-Vorpommern/Brandenburg bis zur Grenze der Landkreise Oder-Spree und Dahme-Spreewald,
- <u>Planfeststellungsabschnitt Brandenburg Süd</u> von der Grenze der Landkreise Oder-Spree und Dahme-Spreewald zur Landesgrenze Brandenburg/Sachsen.

Planfeststellende Behörde in Brandenburg ist das Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg (LBGR) in Cottbus.

Die Planfeststellung ersetzt alle nach anderen Rechtsvorschriften notwendigen öffentlich-rechtlichen Genehmigungen, Erlaubnisse und Zustimmungen. Durch sie werden alle öffentlich-rechtlichen Beziehungen zwischen dem Antragsteller und den durch den Plan Betroffenen geregelt. Zudem wird im Planfeststellungsverfahren über die Zulässigkeit von Enteignungen gem. § 45 Abs. 2 EnWG entschieden.

Die beiden Planfeststellungsverfahren wurden im Januar und März 2010 eröffnet und im Dezember 2010 bzw. Februar 2011 abgeschlossen.

2.3. Wichtigste technische Bau- und Betriebsmerkmale

Länge:	272 km (Abschnitt Brandenburg)
DN:	1 400
DA:	1 420 mm
MOP:	100 bar
Einzelrohrlänge:	18,3 m (max.)
Stahlqualität:	L 485 MB
Mindestwanddicke:	22,3 mm
Herstellung:	Spiralnaht
Gewicht:	7,69 kN/m, entspricht ca. 15 t je Einzelrohr
Korrosionsschutz:	Polyethylen, 3-Schicht-System, Gesamtdicke ca. 3 mm im Durchörterungsbereich: GFK (Glasfaser)-Ummantelung bei Bedarf

Die Rohrleitung ist mit den folgenden Parametern beschrieben (Tab. 1):

Tab. 1:Wichtigste technische Bau- und
Betriebsmerkmale der Erdgasfernleitung OPALTab. 1:Main technical and operational data about the

OPAL pipeline

² Richtlinie 2004/67/EG des Rates vom 26. April 2004 über Maßnahmen zur Gewährleistung der sicheren Erdgasversorgung

Der Bau der OPAL erfolgte in Mecklenburg-Vorpommern und Sachsen ab September 2009 und in Brandenburg ab März 2010; die Inbetriebnahme erfolgt im Oktober 2011.

2.4 Baudurchführung

Für die Verlegung der Rohrleitung ist generell die Einrichtung eines Regelarbeitsstreifens erforderlich. Dabei wird zwischen der Verlegung im freien Gelände und im Wald unterschieden. Auf diesem Arbeitsstreifen werden Fahrbahnen eingerichtet, bewegte Bodenmassen zwischengelagert, der Rohrgraben erstellt sowie das noch nicht in den Graben abgesenkte Rohr abgelegt. Bezogen auf die Leitungsachse ist der Arbeitsstreifen unsymmetrisch angeordnet. Dabei befinden sich die Fahrbahnen auf der breiteren Seite.

Auf freiem Gelände wird ein Regelarbeitsstreifen in einer Breite von 36 m ausgeführt (Abb. 3). Die Schmalseite des Arbeitsstreifens hat eine Breite von 11,2 m bezogen auf die Leitungsachse, die breite Seite von 24,8 m. Auf dieser Seite befinden sich der Mutterbodenabtrag, zwei Fahrbahnen sowie das abgelegte Rohr. Auf der Schmalseite wird der Grabenaushub gelagert.

Im Wald kommt ein Regelarbeitstreifen bei dem Linienbauwerk mit Regelüberdeckung zur Anwendung. Die Arbeitsstreifenbreite beträgt 30 m (Abb. 4), wobei die Schmalseite eine Breite von 11 m und die Breitseite des Arbeitsstreifens 19 m aufweist. Hier befinden sich zwei Fahrbahnen sowie das ausgelegte Rohr.

Der Rohrgraben hat eine Tiefe von mindestens 2,4 m unter Geländeoberkante. Häufig wurde der Rohrgraben tiefer angelegt,



Abb. 3:Der Regelarbeitsstreifen im freien GeländeFig. 3:The construction aisle within fields and meadows



Abb. 4:Der Regelarbeitsstreifen im WaldFig. 4:The construction aisle within forests

um z. B. Gräben, Straßen, Dränagen und andere Leitungen zu unterqueren oder auch in erosionsgefährdeten Bereichen.

Eine Unterbrechung des Arbeitsstreifens ist erforderlich bei der Querung von Bahnstrecken, Gewässern erster und zweiter Ordnung, Bundesstraßen, Autobahnen und ggf. wichtigen Nebenstraßen. Diese Bauwerke wurden im Pressbohrverfahren und vergleichbaren geschlossenen Bauverfahren gekreuzt. Für die Herstellung der geschlossenen Querung ist die Errichtung größerer Baugruben erforderlich.

Der Arbeitsstreifen wird auf der ganzen Breite vom Mutterboden geräumt. Ausgenommen ist hiervon die Fläche, auf der der Mutterboden gelagert wird. In Waldgebieten wird in der Regel auf das Abschieben des Mutterbodens verzichtet, da es sich hier um gering humushaltige Böden handelt.

Die ausgelegten Rohre werden nunmehr zu einem Rohrstrang verschweißt. Nach Fertigstellung und Abnahme der Schweißnaht erfolgt die Nachumhüllung an den Schweißnähten. Der Rohrgraben wird auf der Länge des Rohrstranges ausgehoben (Abb. 5). Es handelt sich um einen Graben, dessen Querschnitt geringfügig größer ist, als das einzubauende Rohr. Lediglich an den Enden des Rohrstranges befindet sich ein begehbares Kopfloch, um die jeweilige Verbindungsnaht herzustellen.

Der Rohrgraben, in den der verschweißte Rohrstrang eingebracht wird, hat eine Breite von ca. 2 m an der Grabensohle. Der Böschungswinkel der Rohrgrabenwände ist abhängig von der jeweiligen Bodenart. Die Breite des Rohrgrabens am oberen Grabenrand bei normaler Verlegtiefe von 1 m beträgt in Abhängigkeit vom Böschungswinkel 5,0-6,5 m. Der Aushub wird neben dem Rohrgraben gelagert.

Bei anstehendem Grundwasser erfolgt der Aushub des Rohrgrabens erst nach Einbau einer Wasserhaltung (Abb. 6). Durch den Einsatz der Grundwasserhaltung wird die Standsicherheit der Böschung des Rohrgrabens sichergestellt.

Nach Fertigstellung des Rohrstranges wird dieser mittels geeigneten Hebezeugs in den Graben verlegt (Abb. 7).



Abb. 5: Der Grabenbagger beim Ausheben des Leitungsgrabens südlich von Heideblick-Weißack (Foto: O. Juschus)

Fig. 5: The excavator is opening the pipeline trench (to the south of Heideblick-Weißack; photo: O. JUSCHUS)



Abb. 6: Grundwasserbrunnen südlich von Finsterwalde-Sorno (Foto: O. JUSCHUS)
Fig. 6: Groundwater-management to the south of Finsterwalde-Sorno (photo: O. JUSCHUS)



 Abb. 7: Ein verschweißter Rohrstrang wird verlegt (bei Grünheide-Hangelsberg, Foto: O. JUSCHUS)
 Fig. 7: Hauling of a welded pipeline section near Grünheide-Hangelsberg (photo: O. JUSCHUS)

Während des Absenkvorgangs wird die Umhüllung nochmals mit einem Hochspannungstest auf Fehlerfreiheit überprüft. Die Verbindung zweier abgesenkter Rohrstränge erfolgt durch Schweißverbindung im Rohrgraben.

Zur Verfüllung des Rohrgrabens wird der ausgehobene Boden unter Beachtung der Schichtung wieder eingebaut, d. h., über dem Grabenaushub wird der Mutterboden als oberste Schicht aufgeschüttet.

Auf freiem Gelände wird der Boden unterhalb des Arbeitsplanums nach Durchführung der Bautätigkeiten eine höhere Verdichtung aufweisen, als vor Beginn der Arbeiten. Daher wird der Boden vor Aufbringen des Mutterbodens bis in Tiefen von maximal 60 cm aufgelockert. Nach diesen Arbeiten folgt der Auftrag des Mutterbodens durch Bagger mit Schürfmulden. Die aufgelockerte Oberfläche wird anschließend geeggt, um auch Materialreste oder Steine auszusortieren. Das Gelände wird nun der ursprünglichen Nutzung zugeführt. Bei Weiden erfolgt eine Wiedereinsaat. In Waldgebieten geschieht eine Wiederaufforstung, wobei entsprechend den Regelungen des Deutschen Vereins des Gas- und Wasserfachs (DVGW) eine Bepflanzung im Schutzstreifen reglementiert ist. Abschließend erfolgt die Übergabe der rekultivierten Trasse an den Eigentümer bzw. Bewirtschafter.

2.4 Wartung/Trassenpflege

Während des Betriebs wird die Leitung durch notwendige Instandhaltungs- und Reparaturarbeiten entsprechend DVGW-Regelwerk, G 466/1 in einem ordnungsgemäßen Zustand gehalten.

Zur Sicherheit und zum Schutz der Erdgasfernleitung wird durch das Betriebspersonal ein Streifen von 2,5 m beiderseits der Rohraußenkante gehölzfrei gehalten. D. h., in diesem Streifen dürfen keinerlei tiefwurzelnde Gehölze angepflanzt werden. Dies gilt ebenfalls für das Anpflanzen von Weihnachtsbäumen; die Anpflanzung von Sträuchern hingegen ist unbedenklich.

Der zuvor genannte Streifen wird vom Betriebspersonal in regelmäßigen Abständen überprüft und ggf. von tiefwurzelndem Wildaufwuchs befreit.

Zusammenfassung

Die WINGAS GmbH & Co. KG hat von 2009 – 2011 die Ostsee-Pipeline-Anbindungs-Leitung gebaut. Sie soll im Herbst 2011 in Betrieb genommen werden. Mit einem Durchmesser von DN 1 400 und einem Betriebsdruck bis zu 100 bar kann die Pipeline bis zu 36 Mrd. m³ Erdgas im Jahr transportieren, was ca. einem Drittel des heutigen Erdgasverbrauchs von Deutschland entspricht. Es handelt sich dabei um die kapazitätsstärkste Erdgasfernleitung, die bislang in Deutschland verlegt wurde. Die OPAL dient dem Weitertransport von russischem Erdgas aus der "Nord-Stream" nach Deutschland und Südwesteuropa.

Die Fernleitung verläuft über 472 km Länge von Nord nach Süd durch Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und Sachsen. Die Leitungslänge in Brandenburg beträgt dabei allein 272 km.

Die Leitung wurde mit mindestens 1 m Erdüberdeckung in einen zuvor ausgebaggerten Rohrgraben verlegt. Der trapezförmige Rohrgraben hat eine Tiefe von 2,5-3 m und ist an der Sohle ca. 2 m und am Böschungskopf ca. 5-6,5 m breit. Der 30-36 m breite Arbeitsstreifen zur Verlegung der Pipeline wird wieder vollständig rekultiviert und kann erneut land- und forstwirtschaftlich genutzt werden.

Summary

The WINGAS GmbH & Co. KG built the natural gas pipeline OPAL (Baltic sea pipeline link) from 2009 until 2011. The construction is scheduled to be finished in Oc-

tober 2011. With a diameter of 1 400 mm and an operating pressure of 100 bar the pipeline will transport up to 36 billion m³ natural gas per year. This equates to app. one third of Germany's gas requirements. The OPAL is the gas pipeline with the highest capacity built in Germany as yet. It will transfer Siberian natural gas from the "Nord-Stream" (Baltic Sea) Pipeline to Germany and Southwest-Europe.

The OPAL-Pipeline has a total length of 472 km. It runs through Mecklenburg-Western Pomerania, Brandenburg and Saxony to the Czech border. The Brandenburgian sector of the OPAL is 272 km long.

For pipeline construction a trench is excavated and the pipeline is passed at least 1,0 m below the surface. The construction trench has a trapezoid shape (width: 2 m at the bottom, 5 - 6,5 m at the top) and an average depth between 2,5 and 3 m. The construction area along the pipeline is a 30 to 36 m wide stripe. It wills completely revegetated after finishing of the construction work.

Anschrift des Autors:

Dipl. Ing. Michael Höhlschen Landschaftsarchitekt AKH WINGAS TRANSPORT GmbH Abteilung Trassenengineering Baumbachstraße 1 34119 Kassel michael.hoehlschen@wingas-transport.de

Geowissenschaftliche Untersuchungen an der OPAL-Trasse in Mecklenburg-Vorpommern – Geländearbeiten und erste Ergebnisse

Geoscientific investigations at the OPAL pipeline trench in Mecklenburg-Western Pomerania – field studies and first results

ANDREAS BÖRNER, WOLFGANG JANKE, REINHARD LAMPE, SEBASTIAN LORENZ, KARSTEN OBST & KARSTEN SCHÜTZE

1. Einführung

Die 105 km lange Trasse der Ostsee-Pipeline-Anbindungs-Leitung (OPAL) der WINGAS GmbH & Co. KG im östlichen Mecklenburg-Vorpommern (Abb. 1) bot während der Grabungstätigkeit zur Verlegung der Rohrsegmente zwischen Oktober 2009 und Oktober 2010 die einzigartige Möglichkeit, die jungpleistozäne bis holozäne Landschaftsentwicklung in einem generell N–S verlaufenden, 3 – 4 m tiefen Grabenaufschluss zu analysieren. Gleichzeitig sollten die bisher aus dem Untersuchungsgebiet vorliegenden quartärgeologischen Kartierungsergebnisse überprüft und der Inhalt der vorhandenen geologischen Karten den neuen Geländebefunden angepasst werden.

Die geologische und bodenkundliche Übersichtsaufnahme der einzelnen Transekte und die Beprobung repräsentativer Profile erfolgte durch den Geologischen Dienst im Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (LUNG M-V). Gleichzeitig wurden durch die Arbeitsgruppe Physische Geographie des Instituts für Geographie und Geologie an der Universität Greifswald ausgewählte Trassenabschnitte detaillierter untersucht und landschaftsgenetisch interpretiert. Zusätzlich wurden dabei im Auftrag des Feststofflabors des LUNG M-V in einem Abstand von 2 – 3 km Bodenprofile beprobt, um geogene Hintergrundwerte zu norddeutschen Bodenformationen zu erhalten.

Die für die Grabenöffnung z. T. unabdingbare Grundwasserabsenkung wurde über technische Wasserhaltung gesichert. Um eine möglichst gute Standfestigkeit der Grabenwände ohne Grundwassereinfluss zu gewähren, wurden die Drainagen häufig schon mehrere Tage bis Wochen vor der eigentlichen Grabenöffnung in Betrieb genommen. Aus der Wasserhaltung resultierten nachfolgend zumeist gute Aufschlussbedingungen. Der Befahrungszeitraum der offenen, lokal 300 - 2~000 m langen Grabenabschnitte betrug teilweise nur wenige Tage, da nach Verlegung des Rohrstrangs der Graben aus Sicherheitsgründen möglichst schnell wieder verschlossen wurde.



Abb. 1: Übersichtskarte der untersuchten Abschnitte im Verlauf der OPAL-Trasse

Fig. 1: General map of the investigation sites at OPAL pipeline trench

Die Kartierungsarbeiten entlang der OPAL-Trasse verfolgten das Ziel, den Kenntnisstand zu den oberflächennahen geologischen Verhältnissen, insbesondere zur lithologischen Abfolge der jüngsten pleistozänen Sedimente sowie zu möglichen glazitektonischen Deformationen zu erweitern. Neben der Erfassung der Verbreitung und der Altersstellung von Sedimentschichten wurden sedimentologische und bodenkundliche Prozesse der nacheiszeitlichen Landschaftsentwicklung untersucht und zeitlich eingeordnet. Grundlage für die Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen bildeten zum einen die umfangreiche zeichnerische und fotographische Dokumentation der Geländebefunde und zum anderen die Beprobungen von Referenzprofilen für sedimentologische, palyno- und lithostratigraphische sowie mikropaläontologische Analysen und die Aufsuche von geeignetem Material für geochronometrische Altersbestimmungen. Im vorliegenden Beitrag werden Beobachtungen und erste Untersuchungsergebnisse aus den in Abb. 1 markierten Trassenabschnitten vorgestellt.

2. Die allgemeinen geologischen Verhältnisse entlang des OPAL-Trassenverlaufs in Mecklenburg-Vorpommern (Andreas Börner & Karsten Obst)

Eine erste umfangreiche geologische Beschreibung des Untersuchungsgebietes zwischen dem Anlandungspunkt der deutsch-russischen Ostsee-Erdgasleitung "Nord Stream" in Lubmin bei Greifswald (vgl. Abb. 2) und der südlichen Landesgrenze zu Brandenburg südlich von Pasewalk mit morphologischen und lithologischen Beschreibungen findet sich bei ELBERT (1907). Die ersten flächenbezogenen geologischen Spezialkartierungen der östlichen Landesteile von Mecklenburg-Vorpommern, der früheren preußischen Provinz Pommern, wurden von der Preußischen Geologischen Landesanstalt zwischen ca. 1885 und 1920 durchgeführt. Auf deren Grundlage entstanden u. a. die Blätter 2549, Nechlin (KLEBS 1888), 1847, Wusterhusen (ZIMMERMANN & KLAUTZSCH 1920) und 1947, Hanshagen (WOLFF & ZIMMER-MANN 1920) im Maßstab 1 : 25 000.

Der gegenwärtige geologische Kenntnisstand beruht größtenteils auf Kartierungen aus den 1950er und 1960er Jahren (vgl. SCHULZ 1971). Mit einer durchschnittlichen Dichte von sieben Peilstangenbohrungen (Sondierungen bis 2 m Tiefe) pro km² wurden dabei viele Messtischblätter im Maßstab 1 : 25 000 neu aufgenommen und ältere geologische Spezialkarten, wie beispielsweise die o. a. Blätter (LANGER 1963, 1964) aktualisiert. Die geologischen Manuskriptkarten 1 : 25 000 und die zugehörigen Blatterläuterungen stellen in Verbindung mit den daraus entwickelten Geologischen Übersichtskarten im Maßstab 1 : 100 000 bis heute die grundlegenden geologischen Kartenwerke in Mecklenburg-Vorpommern dar. Durch die wachsenden Aufgabenstellungen der Geologie wurde 1968 das landesweite Kartierungsprojekt "Lithofazieskarte Quartär 1 : 50 000" (LKQ 50) angeregt. Die lithostratigraphische Korrelation der Tillhorizonte (vgl. CEPEK 1965) bildete dabei das Grundgerüst für die angestrebte Quartärgliederung, die auf untersuchten Bohraufschlüssen und vor allem auf Kleingeschiebezählungen (KGZ, 4 - 10 mm) nach einheitlichem Standard (TGL 25 232, 1971, 1980) basiert.

Die OPAL-Trasse verläuft in Mecklenburg-Vorpommern und im angrenzenden nördlichen Brandenburg durch das Jungmoränengebiet der Weichsel-Kaltzeit. Aufgrund der Lagerungsverhältnisse und z. T. auch nach dem Kleingeschiebeinhalt können mindestens drei weichselhochglaziale Grundmoränen unterschieden werden (W1 bis W3; vgl. Schulz 1970, Müller 2004). Das wichtigste Gliederungselement dieser durch verschiedene jungpleistozäne Eisvorstöße geprägten Landschaft sind Eisrandlagen, für deren Definition jedoch rein morphologische Kriterien nicht ausreichen, sondern u. a. auch Sander mit nachweisbarem Gefälle und abnehmender Korngröße dazugehören (BRE-MER 2004). Markante Vollformen können sich dagegen als Relikte älterer glazitektonischer Prozesse auch in einem jüngeren Grundmoränengebiet befinden und keinen Bezug zu einer nachgewiesenen Eisrandlage erkennen lassen (vgl. KATZUNG et al. 2004).

Aus der räumlichen Anordnung der Eisrandlagen des Weichsel-Hochglazials in Mecklenburg-Vorpommern ergibt sich eine zeitliche Abfolge mit einem von Südwest nach Nordost abnehmenden Alter. Das morphologisch herausragendste Element ist die in Loben gegliederte Pommersche Haupteisrandlage (W2 = Pommern-Phase, ca. 17 600 a BP; vgl. LITT et al. 2007), die jedoch erst in Nordbrandenburg durch die OPAL-Trasse gequert wird. Die zugehörige Grundmoräne ist in ihrem Rückland bis auf Rinnen- und Beckenareale flächenhaft und auch in größeren Mächtigkeiten verbreitet (vgl. RÜHBERG et al. 1995). Durch den Trassengraben war sie direkt unterhalb des Bodenhorizontes nur in einem kurzen Abschnitt von 6 km Länge südlich von Pasewalk aufgeschlossen.

Die sich nördlich anschließende, von Grundmoränen dominierte Landschaft Vorpommerns wird zu den "flachwelligen nordmecklenburgischen Lehmplatten" (vgl. HURTIG 1957) gezählt, in denen sich der während des Pommerschen Hauptvorstoßes zusammenhängende Rand des Inlandeises aufgrund klimatischer Schwankungen auflöste bzw. nachfolgend oszillierte. Ausdruck dieser vom Eiszerfall und lokalen Vorstößen geprägten Phase im ausgehenden Weichsel-Hochglazial stellt die Rosenthaler Randlage (W3R; s. Abb. 2) mit modellhaften Stauchwällen und einzelnen Sanderschüttungen dar (BREMER 2004). Dieser Endmoränenzug beginnt nach SCHULZ (1965) im Osten an der Grenze zu Polen bei Pampow/Mewegen und setzt sich über den Pasewalker Kirchenforst nach Westen fort. Im Endmoränenkomplex der Brohmer Berge (bis 148 m NHN) zwischen Jatznick und Wittenborn mit der Typuslokalität Rosenthal erreicht die W3R-Randlage ihre markanteste Ausprägung und wird im weiteren Verlauf nach Westen morphologisch unauffällig. In ihrem östlichen Bereich erfolgte die Entwässerung des abschmelzenden und niedertauenden Eises über den Sander von Waldeshöhe – Belling (vgl. ELBERT 1907, SCHULZ 1965), der von der OPAL-Trasse gekreuzt wurde (s. Kap. 3).

Nördlich der Rosenthaler Randlage wird die oberflächennahe "W2-Grundmoräne" durch einen zumeist geringmächtigen und sandig ausgeprägten Till mit charakteristischer lithologischer Zusammensetzung geprägt (vgl. RÜHBERG & KRIENKE 1977). Dieser ist nach Rühberg (1987) einem Mecklenburger Vorstoß (W3 = Mecklenburg-Phase, LITT et al. 2007) zuzuordnen. Die im Rückland der W3R-Randlage liegenden, überwiegend reliefarmen Grundmoränenebenen werden in Vorpommern durch morphologisch eher unauffällige Eisrandlagen (Rückzugsstaffeln) sowie Täler und weite Becken, wie z. B. dem Haffstausee-Becken, weiter untergliedert. Die post-Rosenthaler Eisrandlagen wurden aber vielfach nur aufgrund reliefbezogener Kartierungen vermutet (z. B. KLIEWE & JANKE 1972) und sind daher umstritten bzw. lassen sich durch jüngere Untersuchungen nicht bestätigen (vgl. JANKE 1992, BREMER 2000). Eine in ihrem Status und Verlauf umstrittene Endmoräne stellt die sogenannte Spantekower Randlage (SCHNEYER 1964) dar. Diese nur lokal kartierte W3-Rückzugsstaffel tritt im Bereich der Hellberge bei Drewelow morphologisch in Erscheinung

(vgl. KRIENKE 2001) und zeichnet sich durch eine auffällige Blockbestreuung aus. Lediglich die westlich von Stralsund über Wolgast bis Usedom verlaufende Velgaster Randlage (W3V; s. Abb. 2) hat über größere Strecken den Charakter einer Stauchendmoräne und erfüllt auch mit den zugehörigen proglazialen Sanderbildungen die Kriterien für eine Eisrandlage.

Das finale Abtauen des weichselglazialen Eiskörpers begann vor etwa 15 000 a BP. Während des weiteren Abschmelzprozesses entwickelte sich im heutigen Gebiet der Ueckermünder Heide und angrenzenden Bereichen ein Sammelbecken für Schmelzwasserströme, das von KEILHACK (1899) den Namen "Haffstausee" erhielt. Dieser weichselspätglaziale Stausee erreichte während seiner größten Ausdehnung eine Fläche von rund 1 200 km². In ihm sind nicht nur das Schmelzwasser des lokalen Inlandeises und das Austauwasser der umliegenden Toteisgebiete, sondern auch Schmelzwasserströme aus südlicheren Räumen, so z. B. über die Randow-Rinne, gesammelt worden (BRAMER 1991). Noch im Weichsel-Spätglazial waren das Randow- und das Ueckertal als Zuflüsse in Form kleiner Urstromtäler zum Haffstausee in Funktion (vgl. KLOSTERMANN 1968). Der Abfluss aus dem Stausee nach Westen erfolgte teilweise noch über Toteis in unterschiedlichen Niveaus über das Grenztal und das Peenetal (vgl. JANKE 1978). Als



Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes

Fig. 2: General geological map of investigation area

die Becken des Oderhaffs und des Greifswalder Boddens freitauten, wurde auch die Zieseniederung kurzzeitig als Schmelzwasserabflussbahn genutzt (s. Kap. 7). Nördlich davon dominiert ein sandig ausgeprägter Till die Bodenformen der Hochfläche um Wusterhusen. Den nördlichen Abschluss des Untersuchungsgebietes stellen die Ablagerungen des Lubminer Beckens dar. 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 (s. Abb. 2). Gebietsweise sind den Beckensanden massige oder gebänderte Schluffe und Tone zwischengelagert (KLIEWE 2004).

3. Sander der Rosenthaler Staffel zwischen Belling und Pasewalk (Reinhard Lampe)

Auf dem Gebiet Mecklenburg-Vorpommerns quert die OPAL-Trasse den zur Velgaster Staffel gehörenden Sander zwischen Karbow, Wrangelsburg und Karlsburg sowie der Rosenthaler Randlage (W3R) vorgelagerten Sander von Waldeshöhe – Belling. Auf die durch die Trasse kurzzeitig geschaffenen Aufschlüsse in letzterem soll im Folgenden eingegangen werden.

Bereits ELBERT (1907) hatte erkannt, dass dem Ostflügel der Rosenthaler Randlage ein Sander vorgelagert ist. Seine Oberfläche weist nördlich von Klein Luckow eine Höhe von 60 – 75 m NHN auf und fällt bis auf 25 m NHN nach ESE ab. Die Sanderoberfläche wird durch zahlreiche Hohlformen gegliedert, die auf eine Schüttung über Toteis der Pommern-Phase hindeuten. Eine umfangreiche Bearbeitung erfuhr das Gebiet durch SCHULZ (1965). Aus den in mehreren Sandgruben aufgeschlossenen Sedimentstauchungen, Schuppen und Einspießungen des liegenden Tills schloss er auf einen jüngeren Vorstoß, der den Ostteil des Sanders überfahren und gestaucht hat. Dieser "spät-Rosenthaler" Eisvorstoß reichte seiner Meinung nach etwa 10 km weiter südlich als der Rosenthaler Hauptvorstoß (W3R). Westlich Pasewalk breitete sich das Eis nicht nur im Ueckertal aus, sondern bedeckte auch die randlichen Sanderhochflächen. Der ehemalige Eisrand wurde dabei als Stauchendmoräne nachgebildet (SCHULZ 1965). Zwischen Sandförde und Belling lag er an einem rund 20 m hohen Hang, an dem der Rosenthaler Sander an den späteren Haffstausee grenzt. Unter Bildung kleiner Loben verlief der Eisrand in Richtung Belling (Abb. 3), wo am nördlichen Ortsrand in einer Sandgrube etwa 12, mit durchschnittlich 123° (NW-SE) streichende Tillschuppen aufgeschlossen waren, die nach NE einfielen. In der Sandgrube westlich der Kirche von Belling betrug das Streichen der Schuppen etwa 30° (NNE-SSW). Ein diese Strukturen diskordant überlagernder Till konnte nicht nachgewiesen werden. Lediglich im Süden ist zwischen Stolzenburg und Pasewalk der Sander zu einer flachen Stauchendmoräne mit Tillresten über Sandersand umgebildet (Schulz 1965). Der Westrand der von Schulz als δm_{sp} gekennzeichneten Grundmoräne verläuft in der Übersichtskarte Quartär 1 : 200 000 (ÜKQ 200; KRIENKE 2001) von Papendorf über Stolzenburg bis Sandkrug und damit deutlich westlicher als von SCHULZ (1965) und in der Übersichtskarte Quartär 1 : 500 000 (ÜKQ 500; BREMER 2000) angegeben.



- Abb. 3: Sander des Mecklenburger Vorstoßes vor dem Ostflügel der Jatznick-Brohmer Berge (W3R-Randlage) mit der angenommenen Überfahrung durch einen "spät-Rosenthaler" Gletscher (nach SCHULZ 1965, verändert). Die Pfeile geben die Lage und die Blickrichtung auf die in den Abb. 4 – 6 dargestellten Sektoren des Grabenaufschlusses an.
- Fig. 3: Glacial outwash plain of the Mecklenburg Ice advance ahead of the eastern extension of the Jatznick-Brohm hills (W3R ice margin). The dashed orange line indicates the estimated limit of the subsequent "late-Rosenthal" glacier advance which overrode the outwash plain (after SCHULZ 1965, modified). The arrows give the positions and the viewing directions onto the pipeline trench sections, shown in fig. 4 – 6.

Die OPAL-Trasse quert von Norden aus dem Gebiet des Haffstausees kommend zwischen Jatznick und Sandförde den steilen Westrand des Sanders, verläuft dann nach Süden östlich des Ochsenbruchs und schließlich durch den erwähnten Stauchendmoränenbereich am Nordwestrand des Ueckertals. Obwohl aus logistischen Gründen nicht der gesamte, ca. 10 km lange Grabenaufschluss dokumentiert werden konnte, geben die im Folgenden aufgeführten Beispiele (vgl. Abb. 4 – 6) die charakteristischen Strukturen wider, deren Lage in Abbildung 3 zu sehen ist.

Beispiel 1: Stark gefaltete und verschuppte Fein- bis Mittelsande mit Überschiebungen. Die mittlere Fallrichtung der Überschiebungsflächen und Faltenachsen betrug $77^{\circ} \pm 9^{\circ}$. Zwischen die Sandpakete sind meist nur dünne Lagen eines sandstreifigen Tills eingearbeitet. Die Folge wird mit erosiver Unterkante von maximal etwa 1 m mächtigen Sanden überlagert, die zahlreiche Tillschmitzen enthalten und als periglaziales Umlagerungsprodukt angesehen werden. Ein die Sande diskordant überlagernder Till war ansonsten nicht erkennbar (Abb. 4).

Beispiel 2: Feinkörnige, nur undeutlich parallel geschichtete Staubeckensande des Ochsenbruchs nördlich Dargitz umrahmen gröbere, schräggeschichtete glazifluviatile Sande, deren diskordant auflagernde dünne Till-Decke an den



- Abb. 4: Gestauchter Sander der Rosenthaler Randlage (W3R) bei Wilhelmsthal. Die Aufschlussbreite beträgt ca. 20 m (Foto: R. LAMPE).
- *Fig. 4: Deformed glacial outwash plain of the Rosenthal ice advance (W3R) near Wilhelmsthal. Section width is approximately 20 m (photo: R. LAMPE).*



- Abb. 5: Gestauchter Sander der Rosenthaler Randlage (W3R) bei Wilhelmsthal-Süd. Die Aufschlussbreite beträgt ca. 28 m (Foto: R. LAMPE).
- *Fig. 5:* Deformed glacial outwash plain of the Rosenthal ice advance (W3R) near Wilhelmsthal South. Section width is approximately 28 m (photo: R. LAMPE).



Abb. 6: Gestauchter Sander der Rosenthaler Randlage (W3R) bei Pasewalk. Die Aufschlussbreite beträgt ca. 28 m (Foto: R. LAMPE).

Fig. 6: Deformed glacial outwash plain of the Rosenthal ice advance (W3R) near Pasewalk. Section width is approximately 28 m (photo: R. LAMPE).

Flanken über Staffelabschiebungen abgesunken ist. In die Staubecken-Sande eingesenkt sind – im linken Bildteil erkennbar – etwas dunklere, schluffigere Feinsande eines in das Ueckertal hinabführenden Tälchens (Abb. 5).

Beispiel 3: Im Trassengraben war eine intensiv gestörte Till-Sand-Folge mit SW-Vergenz aufgeschlossen. Ein diskordant überlagernder Till konnte nicht nachgewiesen werden (Abb. 6).

Obwohl nur ein kleiner Bereich des Sanders aufgeschlossen wurde, kann festgestellt werden, dass viele der bisherigen Vorstellungen sich bestätigt haben. Der Sander ist in dem erfassten Bereich gestört, vielleicht sogar intensiver, als bisher vermutet. Bei den beobachteten Strukturen handelt es sich nicht um Einspießungen aus dem Liegenden, für die auch gravitative Vorgänge verantwortlich gemacht werden könnten, sondern um Lagerungsstörungen, die auf gerichteten lateralen Schub, und damit auf eine Überfahrung, zurückzuführen sind. Die Störungen haben eine deutliche, im gesamten Bereich feststellbare WSW- bis SW-Vergenz. Sie sind am Ost- und Südrand des Sanders besonders intensiv ausgeprägt. Ein diskordant auflagernder Till ist, wenn vorhanden, geringmächtig. Abschnittsweise dürfte es sich in den Kontaktbereichen zum unterlagernden Sand um Setztill (lodgement till) handeln, ansonsten um sekundär verlagerten Till (flow till). Eine genetische Zuordnung war nicht immer sicher möglich. Offensichtlich treten diamiktische Sedimente aber häufiger auf, als nach den geologischen Karten zu erwarten ist.

Einige Strukturen können zwanglos mit Erosion der primär abgelagerten glazifluviatilen Sande und der Auffüllung der entstandenen Hohlform mit nur wenig jüngeren Staubeckensedimenten erklärt werden (Abb. 5). Auch Auffüllungen von durch tieftauendes Toteis entstehenden Hohlformen mit diamiktischen und sandigen Sedimenten wurden beobachtet. Damit ist die Überfahrung des Sanders durch das Inlandeis für einen größeren Bereich als gesichert anzusehen, als von SCHULZ (1965) angenommen. Ihre Reichweite nach Westen kann allerdings nicht fixiert werden.

Der Jatznicker Lobus der Rosenthaler Randlage besteht nach KRIENKE (2003) oberflächennah fast ausschließlich aus Sanden des W3-Vorstoßes, die über einer saalezeitlich angelegten und von den W1-/W2-Vorstößen überfahrenen Struktur akkumuliert wurden. Die bisher als Stauchwälle gedeuteten Höhenrücken der Randlage sieht KRIENKE (2003) weniger durch einen ständig wieder vorrückenden, sondern eher als durch einen oszillierend zurückschmelzenden Eisrand verursacht. Unter diesem Blickwinkel wäre nicht unbedingt ein "spät-Rosenthaler" Gletschervorstoß für die Stauchung des Sanders verantwortlich. Geprüft werden sollte auch die Hypothese, dass in diesem Raum der Rosenthaler Gletscher unter Über- und/oder Umfahrung des Jatznicker Lobus kurzzeitig einige Kilometer über seine Vorschüttsedimente weiter nach Süden vordrang und dementsprechend die W3R-Randlage ebenfalls nach Süden zu verlegen ist.

Glazifluviatile Sedimente, Periglazialerscheinungen und fossile Böden im Haffstausee-Becken zwischen Hammer und Müggenburg (Reinhard Lampe, Sebastian Lorenz & Wolfgang Janke)

Nördlich der Rosenthaler Randlage schließt sich das Gebiet des Haffstausees an, ein erstmals durch KEILHACK (1899) als solches bezeichnetes glazilimnisches Becken, das einschließlich seiner Fortsetzung auf polnischem Gebiet (Puszcza Wkrzanska/Ueckermünder Heide und Puszcza Goleniowska/Gollnower Heide) eine Fläche von etwa 1 200 km² umfasst.

Mit dem Rückschmelzen der Gletscher von der Rosenthaler Randlage begann die Entwicklung des Haffstausees, dessen Wasserspiegel bei zunächst +30 m NHN lag (BRAMER 1964). Infolge weiteren Eisrückzugs erfolgte trotz sinkendem Wasserstand die Ausdehnung auf immer größere, nun eisfreie Flächen, wobei tiefer liegende Randterrassen gebildet wurden. Den größten Raum nimmt die 10 m-Terrasse (Hauptterrasse) ein. Der Hauptzufluss zum Haffstausee erfolgte über das Randowtal, später vermutlich auch über das Odertal. Der Abfluss in westliche und nordwestliche Richtungen vollzog sich über das Grenztal, danach auch über das Peenetal sowie das Peenestrom-Ziesetal-Strelasund-System in Richtung Mecklenburger Bucht. Typische Stauseesedimente (Bänderschluffe/-tone) treten nur an wenigen Stellen (z. B. Ducherow, Ueckermünde – Bellin) mit Mächtigkeiten um 6 m auf. Vorherrschend sind fluviatile schluffige Feinund Mittelsande mit Parallel-, Schräg- und Trogschichtungen in variierender Deutlichkeit. Somit kann es sich in der letzten Entwicklungsphase nicht mehr um einen See gehandelt haben, sondern wahrscheinlicher um ein System von Fließgewässern und durchflossenen Staubecken bzw. Seen.

BRAMER (1975) schließt aus dem Fund eines allerödzeitlichen Torfes bei +6,5 m NHN in einer Tongrube bei Ueckermünde (11 839 a BP, Bln 206 an Basis, 11 397 a BP, Bln 467 am Top, unkalibrierte Daten) auf eine damals annähernd gleiche Wasserspiegelhöhe. Da über dem Torf 2,5 m fluviatiles Material lagert, das in nördliche Richtungen geschüttet wurde, wäre danach ein weiterer Wasserspiegelanstieg erfolgt, der zur Bildung der Hauptterrasse in der Jüngeren Dryas geführt haben soll. Ein noch in der Jüngeren Dryas einsetzender und bis zum Anfang des Präboreals andauernder Wasserspiegelabfall initiierte Tiefenerosion im Bereich der Flussunterläufe und führte zur Bildung der -6 m-Terrasse im Kleinen Haff (BRAMER 1972).

KAISER (2001, S. 153) hält die von BRAMER (1975) als fluviatil eingestuften Sande für äolische Ablagerungen: "Sowohl in der Ueckermünder Heide als auch in den anderen glazilimnischen Großbecken liegen eindeutige Befunde vor, die ein äolisches Milieu und damit eine weitgehende Austrocknung der Becken während der Jüngeren Dryas belegen". DOBRACKA (1983) datiert die +10 m-Terrasse in die Ältere Dryas und postuliert für das Alleröd einen Einschnitt der Oder auf -5 m NHN. BOROWKA et al. (2002) geben nach Torffunden im Oderhaff dafür sogar -8 m NHN an. Während der Jüngeren Dryas soll ein erneuter Wasserspiegelanstieg eine fluviatil-limnische Sandakkumulation bis 2 - 4 m NHN bewirkt haben (DOBRACKA 1983).

Aus den OPAL-Grabenaufschlüssen lassen sich zum gegenwärtigen Stand der Auswertung für den Abschnitt Jatznick bis Heinrichsruh vier Typen lithostratigraphischer Abfolgen unterscheiden:

- Abschnitte mit glazilimnischen Sedimenten, die kleinflächig durch einen flow till aus benachbarten höheren Reliefpositionen überlagert sind. Beide sind durch kryoturbate Prozesse (Vertropfung) miteinander verzahnt.
- Abschnitte ausgeprägter glazifluviatiler Sedimentation mit zahlreichen Rinnen, in denen reine Sande, z. T. Xylith-führend, oder Schluff-Sand-Wechsellagen mit meist starken Kryoturbationserscheinungen abgelagert sind.
- Abschnitte glazilimnisch-fluviatiler Sedimentation, je nach Korngrößenkontrast mit unterschiedlich ausgeprägten Periglazialphänomenen (Kryoturbationen, Eiskeilpseudomorphosen). Die meisten Profile sind infolge von Wasserspiegelschwankungen mehrphasig aufgebaut.
- Becken-Insel/Rücken-Becken-Abfolge, in der auf den Hochlagen ein aus Staubeckensanden aufgebautes weichselspätglaziales "Landstockwerk" erhalten ist. Dieses wird durch verschiedene Böden mit moorigen, anmoorigen und anhydromorphen Bildungen repräsentiert, die durch spätpleistozäne und holozäne Flugsande überlagert werden (Abb. 7).

Ein in der Nähe des Brandmoores (s. Abb. 9) bei Torgelow angetroffener Paläoboden und seine unmittelbar liegenden und hangenden Sande (s. Markierung in Abb. 7) wurden pollen- und diatomeenanalytisch untersucht. Die Sande unterhalb des in Abbildung 7 markierten Bereiches waren quantitativ nicht auszählbar.

Bei dem untersuchten Profil (Abb. 8) handelt es sich aus pollenanalytischer Sicht um eine weichselspätglaziale Abfolge, die entweder aufgrund sedimentationsfreier Zeit-





Fig. 7: Glaciolimnic basin sediments with overlaying aeolian sand. The paleosoil at the contact indicates a multi-phased development (photo: S. LORENZ). The section marked by the white frame was investigated by pollen and diatom analysis (see fig. 8).



Abb. 8: Pollendiagramm des Profils Torgelow (ausgewählte Taxa)Fig. 8: Pollen diagram Torgelow (selected taxa)



räume primär oder infolge zwischenzeitlicher Erosion sekundär unvollständig überliefert ist. Die Sande aus den untersten 6 cm werden noch den glazilimnischen Sedimenten des endpleniglazialen Haffstausees zugerechnet. Nachfolgend sedimentieren in einem nicht genau zu fassenden Zeitraum innerhalb des Prä-Alleröds schwach humusführende Sande. Nach einer Sedimentationslücke kommt es im Jüngsten Alleröd zur Bildung eines geringmächtigen Torfes. Der Wechsel zur erneut siliziklastischen Sedimentation fällt in den Zeitraum der Jüngeren Dryas. Auf einige Probleme der Interpretation und stratigraphischen Einordnung soll im Folgenden hingewiesen werden.

Die untersten untersuchten Sande (45 - 39 cm, Abb. 8) weisen umgelagerte Pollen älterer Warmzeiten und zum Teil auch des Jungtertiärs auf. Der hohe Anteil des *Pinus*-Pollens wird zumindest teilweise auf Fernflug zurückgeführt. Die durchgehend vertretenen Schwammnadeln werden ebenfalls als umgelagert interpretiert, da Schwämme außer einem ausreichenden Nahrungsangebot auch eine Temperatur von mindestens 9 °C während der Sommermonate und nicht allzu bewegte Gewässerstandorte zu ihrer Entwicklung benötigen.

Der obere Teil der schwach humosen Sande (26 – 21 cm, Abb. 8) umfasst das Baumpollen (BP)-Maximum bei weiterhin starker Pinus-Dominanz vor Betula und ausklingender Hippophaë-Kurve. Umgelagerte Sporomorphen klingen aus. Es fehlen Sphagnum, Equisetum, Thalictrum, Parnassia-Typ, Schwammnadeln, Pediastrum und Botryococcus als Feuchte- bis Gewässeranzeiger fast völlig, und auch die Offenland anzeigenden Parameter wie Zwergsträucher, Artemisia, Chenopodiaceae, Helianthemum u. a. sind kaum noch vertreten. Stark zurück gehen Salix, Cyperaceae und Poaceae. Damit würde das Pollenspektrum die Annahme einer geschlossenen Waldvegetation nach dem Trockenfallen der älteren Gewässer nahelegen. Aufgrund der Sanddornwerte sowie der hohen Kiefernanteile (hier wohl vor allem aus Fernflug bzw. Umlagerungen) hält J. STRAHL (freundl. mdl. Mitt.) eine Einordnung in das Prä-Alleröd für wahrscheinlich. Zur sicheren Altersansprache sind ¹⁴C-Datierungen und Analysen von weiteren Standorten erforderlich.

- Abb. 9: Vereinfachtes geologisches Profil zwischen dem Kramswiesen-Becken nordwestlich von Hammer und der Landstraße L 321 östlich von Heinrichsruh. Die Bilder zeigen verschiedene Ausprägungen der weichselspätglazialen Paläoböden sowie Periglazialphänomene (Fotos: S. LORENZ, R. LAMPE).
- Fig. 9: Simplified geological cross section between the Kramswiesen basin northwest of Hammer and the state road L 321 east of Heinrichsruh. The images show different aspects of late Weichselian palaeosoils and periglacial phenomena (photos: S. LORENZ, R. LAMPE).

Mit Beginn des Jüngsten Alleröds setzte Moorwachstum ein (20-14 cm, Abb. 8). Die abnehmende BP- und zunehmende Nichtbaumpollen (NBP)-Kurve belegen eine im Übergang zur Jüngeren Dryas einsetzende Klimaverschlechterung. In diesem Zeitraum geht Pinus zugunsten von Betula und im obersten Bereich auch von Salix zurück. Gleichzeitig erfolgt vor allem eine Zunahme der Poaceae und Cyperaceae sowie von Artemisia. Ein Teil der Proben weist Selaginella selaginoides und den ebenfalls kalkmeidenden alpin-borealen Rollfarn Cryptogramma crispa auf. Zwischen 21 und 16 cm Tiefe sind sowohl Schwammnadeln als auch Diatomeen, großenteils als Lösungsschill, am besten erhalten. Unter den Diatomeen kamen fast ausschließlich Bruchstücke großwüchsiger Pinnularia-Arten vor, die aufgrund starker Korrosion zumeist nicht bis zur Art bestimmt werden konnten. Sie sprechen für das zumindest temporäre Vorhandensein von freien Wasserflächen innerhalb des Moores.

Die dem Torf aufliegenden Sande sind pollenanalytisch durch die Abnahme der BP- und die gleichzeitige Zunahme der NBP-Kurve charakterisiert und werden der Jüngeren Dryas zugeordnet. Dabei erfolgt zunächst mit steilem *Pinus*-Rückgang der Übergang von geschlossener Bewaldung zu einer an Krautpflanzen reichen Tundra. Anschließend sind Kiefer und Birke nahezu gleich stark vertreten. *Salix* und die NBP-Elemente nehmen zu und erreichen ihre höchsten Werte innerhalb des Profils. Der hohe *Pinus*-Anteil gegen Ende des untersuchten Abschnitts (4 – 0 cm, Abb. 8) wird zum Teil auf Fernflug zurückgeführt. Umgelagerte wärmeliebende Arten/Gattungen treten im Unterschied zu den pleniglazial/prä-allerödzeitlichen Sanden nur noch in einigen der Proben und in geringerer Anzahl auf.

Basierend auf den ermittelten lithostratigraphischen Einheiten, der Verbreitung der Paläoböden und ihrer paläoökologischen Interpretation ergibt sich das in Abbildung 9 vereinfacht dargestellte geologische Profil zwischen dem Kramswiesen-Becken nordwestlich von Hammer und der Landstraße L 321 östlich von Heinrichsruh. Aus ihm können Aussagen zur Sedimentationsgeschichte und zu Wasserspiegelschwankungen des Haffstausees abgeleitet werden. Durch den Leitungsgraben wurden maximal die obersten 4 m der Ablagerungen aufgeschlossen, die nur die Endphase der Entwicklung bei bereits weitgehend abgesenktem Wasserspiegel (vgl. BRAMER 1964) repräsentieren.

Das primär durch Exaration, Akkumulation und/oder Toteisphänomene modellierte glazigene Relief im Rückland der Rosenthaler Randlage wurde durch glazilimnische und fluviatile Sande weitgehend nivelliert, wobei aber bis heute erkennbare flache Senken und Kuppen erhalten blieben. In der hier präsentierten Abfolge ist das die früheste Wasserspiegelabsenkung auf unter 10 m NHN, die mit einer Zerschneidung der Stauseesedimente (Beckensande unter Paläoboden in Abb. 9 E, F, D, G, H; fluviatile Sedimente an der Grabenbasis im Bereich Kramswiese, Abb. 9 A, B, C) einherging. Die Sedimentverteilung zeigt, dass mit fallendem Wasserspiegel zwei nebeneinander existierende Ablagerungsräume entstanden: flache Seen erfüllten bei andauernder feinklastischer Akkumulation weiterhin die Senken, während sich auf den auftauchenden Positivformen ein verzweigtes, die Becken miteinander verbindendes Fließgewässernetz entwickelte. Die Staubeckensedimente weisen überwiegend eine Wechsellagerung von weniger und stärker schluffführenden Fein-, z. T. auch Mittelsanden auf. Wo diese Wechsellagerung durch besonders ausgeprägte Korngrößenunterschiede charakterisiert ist, entwickelten sich vielphasige Tropfenhorizonte.

Weiter fallender Wasserspiegel und die schrittweise Klimaverbesserung ließen die Positivformen teilweise dauerhaft trocken fallen, so dass sich auf ihnen eine Boden- und Vegetationsdecke entwickeln konnte. Pollenanalytisch kann diese Entwicklungsphase in den Prä-Alleröd-Komplex bis Jüngstes Alleröd eingeordnet werden (Abb. 8). Mit dem Übergang in die Jüngere Dryas kam es infolge der erneuten Klimaverschlechterung zur Bildung von Tropfenböden, in die auch allerödzeitliche Torfhorizonte einbezogen wurden (Abb. 9 C, E). Gleichzeitiger Wasserspiegelanstieg führte zur teilweisen Erosion der dünnen Torfdecken bzw. zu deren lokaler Überflutung. Die weichselspätglaziale Landoberfläche zeichnet heute mit der Verbreitung ihrer Paläoböden die Erosionsmuster nach. Unterschieden werden können vollständig erhaltene Böden mit Humus- und Anmoorhorizonten sowie Böden, bei denen nur noch die initialen Humusanreicherungen erhalten sind (Abb. 9 D, F, G, H). In den Becken ist diese Phase durch Ablagerung limnischer Sande gekennzeichnet, in denen in unterschiedlichen Höhen ansetzende Eiskeilpseudomorphosen auf zeitweiliges Trockenfallen der Gewässer hinweisen (Abb. 9 A, B). Der Wasserspiegel muss in den im Leitungsgraben aufgeschlossenen Becken kurzfristig ein Niveau von etwa 12 m NHN erreicht haben (s. Höhenlage der jungen glazilimnischen Sande in Abb. 9). Noch in der Jüngeren Dryas fiel er wieder stark und nun endgültig ab und ermöglichte die äolische Überprägung des Reliefs. Am Ausgang des Weichsel-Spätglazials stabilisierte die aufkommende Vegetation die Oberfläche. Die ehemals seenreiche Landschaft war von nun an arm an offenen Gewässern. Die holozäne Entwicklung war geprägt durch Vermoorung. Landnutzungsbedingt sind die heutigen Böden seit dem Mittelalter meist gekappt und durch Podsolierung und Moordegradierung gekennzeichnet. Ohne von diesen lokalen Befunden bereits auf großräumige Zusammenhänge schließen zu wollen, deutet sich doch eine Wasserspiegelschwankung in dem von BRAMER (1964) beschriebenen Sinn an.

5. Entdeckung eines neuen Geotops: der Findling bei Tramstow (Karsten Schütze & Karsten Obst)

Auch bei bester Planung und Vorerkundung des Verlaufs der OPAL-Trasse mittels Sondierbohrungen ist man nicht vor Überraschungen im Untergrund gefeit. So wurde bei den Aushubarbeiten für die Erdgaspipeline am 19. Juli 2010 im Bereich südlich Stolpe zwischen der B 110 und der B 199 ein riesiger Findling angefahren. Dieser befindet sich nordöstlich Tramstow (s. Abb. 1) in einem Gebiet mit großflächig verbreitetem Geschiebedecksand über Till (s. Abb. 2). Nur wenige Dezimeter unter der Geländeoberfläche liegend, wurde er zunächst bis zur Grabensohle der Trasse freigelegt (Abb. 10).

Bei einem Vorort-Termin am 28. Juli 2010 wurde der aufgeschlossene Teil des Findlings vermessen und bereits auf Grund der vorläufig berechneten Größe stellte sich heraus, dass dieser nach Landesnaturschutzgesetz M-V (LNatG, §20, 1998) gesetzlich geschützt ist. Zusammen mit Vertretern der WINGAS wurden daher mögliche weitere Vorgehensweisen erörtert. Insgesamt wurden vier Alternativen aufgezeigt, diskutiert und gegeneinander abgewogen:

- Da der verschweißte Rohrstrang in diesem Abschnitt bereits vor der Grabenöffnung auf eine Länge von ca. 200 m vorkonfektioniert war, wurde zunächst seitens der WINGAS erwogen, den Findling zu sprengen und danach die Einzelstücke aus dem Rohrgraben zu entfernen. Diese Möglichkeit wurde jedoch auf Grund des Schutzstatus des Steins verworfen.
- 2. Eine weitere Möglichkeit, die auch seitens des Geologischen Dienstes im LUNG M-V favorisiert wurde, sah die Hebung und Umlagerung des Findlings vor. Der Vorschlag, den Stein zu bergen und unmittelbar neben der Trasse auf dem Feld zu positionieren, konnte jedoch nicht realisiert werden. Diesem Vorhaben stand die Tatsache entgegen, dass auf der landwirtschaftlichen Nutzfläche eine Beregnungsanlage installiert ist, die den Findling aufgrund seiner Höhe nicht überbrücken würde können. Eine alternative Umlagerung des Steins an eine andere, exponierte Stelle, beispielsweise an eine der beiden o.g. Bundesstraßen, schied ebenfalls aus, da auf Grund des geschätzten Gewichtes von über 150 t der Transport des Findlings als sehr problematisch erschien.
- 3. Das Versenken des Findlings unterhalb des Trassenverlaufs stellte für die WINGAS ebenfalls keine realisierbare Lösung des Problems dar.
- 4. Daher blieb als letzte Möglichkeit nur die Verlegung der Trasse um den Findling herum übrig. Diese Variante wurde nach Abwägung aller Möglichkeiten als zielführendste ausgewählt. Dafür musste das bereits fertige Rohrsegment zerlegt werden. Weiterhin waren der Einsatz speziell vorgebogener Segmente sowie die Verlegung des Trassengrabens als "Bypass" in diesem Bereich notwendig. Zusätzlich wurde mit der WINGAS vereinbart, kurzzeitig den gesamten Findling freizulegen, um seine Gesamtgröße bestimmen zu können. Dies erfolgte im Rahmen einer zweiten Befahrung Mitte August. Nach der dort erfolgten Vermessung und einer Probennahme zur Identifizierung der Gesteinsart wurde der Findling an Ort und Stelle wieder "vergraben".

Die Vermessung der drei längsten, senkrecht aufeinander stehenden Achsen des Findlings ergaben a = 5,60 m, b = 5,50 m und c = 3,40 m (Abb. 11). Unter Verwendung des für die Volumenberechnung von größeren Findlingen im



- Abb. 10: Der Findling von Tramstow im Trassengraben Ende Juli 2010. Im Hintergrund ist der vorkonfektionierte Rohrstrang zu sehen (Foto: K. SCHÜTZE).
- Fig. 10: Large erratic boulder of Tramstow in the pipeline trench at the end of July 2010. The prefabricated pipeline element can be seen in the background (photo: K. SCHÜTZE).

- Abb. 11: Der vollständig freigelegte Granitfindling mit dem bereits verlegten neuen Rohrstrang Mitte August 2010 (Foto: K. OBST).
- Fig. 11: The completely exposed granitic boulder with the new pipeline element, which is already laid down, in the middle of August 2010 (photo: K. OBST).



- Abb. 12: Der Findling besteht aus einem rötlichen Granit, der Ähnlichkeiten mit dem etwa 1,8 Ga alten mittelschwedischen Hedesunda-Granit (einem Vertreter der TIB-Granite) aufweist (Foto: K. OBST).
- Fig. 12: The erratic boulder consists of reddish granite that can be compared with the about 1,8 Ga old Hedesunda-Granit (a type of TIB granites) of central Sweden (photo: K. OBST).

LUNG M-V üblicherweise verwendeten Formfaktors f = 0,6ergibt sich somit ein Volumen V = $f \times a \times b \times c = ~63 \text{ m}^3$. Damit ist das Großgeschiebe nicht nur der größte Findling im Landkreis Ostvorpommern, sondern gehört auch zu den größten Findlingen in Mecklenburg-Vorpommern bzw. in Norddeutschland (vgl. OBST 2005). Sein Gewicht kann unter der Annahme einer Dichte von 2,7 g/cm³ auf ca. 170 t geschätzt werden.

Der Findling besteht aus einem rötlichen, mittel- bis grobkörnigen, nicht deformierten Granit. Deutlich treten 1 bis 2 cm große, blassrote Kalifeldspäte hervor. Diese zeigen teilweise idiomorphe Umrisse bzw. sind als Karlsbader Zwillinge auskristallisiert. Die weiteren, durchschnittlich nur 0,5 cm großen Bestandteile umfassen hellgrauen, transparenten Quarz und weißen Plagioklas sowie dazwischen eingesprengte schwarze Biotitschüppchen (Abb. 12). Aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung und des Gefüges ist eine Zuordnung des Granits zu den großenteils undeformierten, spät- bis postorogenen svekofennischen Graniten des Transskandinavischen Magmatitgürtels (TIB = Transscandinavian Igneous Belt; vgl. auch SCHOLZ & OBST 2004) naheliegend. Dieser erstreckt sich von Småland im Südosten Schwedens nordwärts bis nach Värmland und dann weiter über die mittelschwedische Provinz Dalarna bis unter die kaledonischen Decken Norwegens, wo er nur in Deckenfenstern, z. B. im Bereich der Lofoten-Inseln, aufgeschlossen ist. Eine genaue Zuordnung des Granitfindlings zu einem der zahlreichen Vorkommen von TIB-Graniten erweist sich als schwierig, jedoch ist durchaus eine Ähnlichkeit mit dem Hedesunda-Granit vorhanden. Dieser bildet etwa 100 km nordwestlich von Stockholm ein isoliertes, etwa 1 500 km² großes Massiv innerhalb älterer svekofennischer Gesteine, ist aber hinsichtlich seiner Ausbildung und geochemischen Zusammensetzung mit den porphyrischen TIB-Graniten vergleichbar. Auch sein Alter von 1 782 \pm 5 Ma (Persson & PERSSON 1997) unterstützt diese genetische Zuordnung. Der blassrote bis rote Granit ist nicht bzw. nur lokal deformiert. Auffällig sind mehrere Zentimeter große Kalifeldspäte (Mikroklin mit Karlsbader Zwillingen) in einer "Grundmasse" aus grauem Quarz, weißem Plagioklas und schwarzem Biotit mit Hornblende.

Eine mittelschwedische Herkunft vorausgesetzt, wurde der gewaltige Granitblock durch das skandinavische Inlandeis mehrere hundert Kilometer nach Süden transportiert und vermutlich während des jüngsten Eisvorstoßes der Weichsel-Vereisung vor ca. 17 000 bis 15 000 Jahren (W3 = Mecklenburg-Phase, vgl. LITT et al. 2007) bis zu seiner heutigen Position verbracht. Sämtliche Daten und Angaben zum Findling (Geotop-Nr. G2_611) sind im Geotopkataster des Landes Mecklenburg-Vorpommern beim Geologischen Dienst erfasst und über die Internetpräsentation des LUNG M-V abrufbar. Eine Belegprobe des Granits wird in der Geologischen Landessammlung Sternberg aufbewahrt. Weitere mikroskopische und geochemische Untersuchungen sind geplant, um die Herkunft des Findlings genauer zu bestimmen.

6. Aufbau der Grundmoräne südlich der Peene bei Stolpe (Andreas Börner)

Das Gebiet östlich der Ortschaft Stolpe wurde ausgewählt, da hier neben dem "normalen" Grabenaufschluss weitere Untersuchungsergebnisse aus einem Bohrprogramm zur Verfügung standen. Für die OPAL-Trassenquerung des Peenetals wurden 14 Kernbohrungen abgeteuft, die nach den ingenieurgeologischen Untersuchungen (FABER et al. 2007) vom Geologischen Dienst M-V übernommen und für die geologische Landesaufnahme beprobt und entsprechend der TGL 25 232 (1971, 1980) analysiert wurden.

Die lithostratigraphischen Untersuchungen von BÖRNER & MÜLLER (2008) zeigten, dass die weichselglazialen Tills der Stolper Grundmoränenhochfläche insgesamt nicht mächtiger als 10 – 15 m sind und von ca. 15 m mächtigen glazifluviatilen Sedimenten unterlagert werden (vgl.

MENG et al. 2009). Im Liegenden der glazifluviatilen Serie wurden um -20 m NHN saalezeitliche Tills nachgewiesen, die den Drenthe- (S1) und Warthe-Vorstoß (S2) repräsentieren.

Als Besonderheit wurden in einer 40 m tiefen Ponton-Bohrung direkt auf der Peene bei -23 m NHN molluskenführende Sande erbohrt. Die ca. 2 m mächtigen Sande konnten durch litho- und biostratigraphische Untersuchungen eindeutig als fluviatile Ablagerungen der Eem-Warmzeit eingestuft werden und zeigen somit eine ältere (Saale-Kaltzeit bis Eem-Warmzeit?) Anlage des Peenetals an (MENG et al. 2009).

In der ausgehenden Weichsel-Kaltzeit fungierte das untere Peenetal im Bereich des heutigen Odermündungsgebietes als Schmelzwasserabflussbahn des abschmelzenden Inlandeiskörpers nach der Mecklenburg-Phase. Die Schmelzwässer aus dem Gebiet des "Haffstausees" (KEIL-HACK 1899) durchflossen in einem verwilderten Flusssystem (braided river system) das Peenetal in westlicher Richtung. Bei Demmin flossen die Schmelzwässer über das Grenztal (Trebel/Recknitz) in Richtung Nordwesten ab, akkumulierten dort die 20 m-Terrasse (JANKE 1978, 2002) und mündeten schließlich in das Ostseebecken. In der vermoorten Niederung des Peenetals stehen bis max. 8 m mächtige Torfe und Organomudden an, deren Mächtigkeiten zu den Talrändern hin abnehmen. Nach den pollenanalytischen Untersuchungen von STRAHL (2009) liegt der Beginn der Akkumulation von organogenen Feindetritusmudden im Übergang Älteres/Jüngeres Atlantikum und steht vermutlich im Zusammenhang mit der Erhöhung des Abflussniveaus durch die einsetzende Littorina-Transgression im Ostseebecken.

Das Gebiet unmittelbar südlich des von Westen nach Osten verlaufenden Peenetals, ca. 700 m östlich der Ortschaft Stolpe ist nach bisherigen Kartierungen (SCHNEYER 1964) durch die oberflächennahe Grundmoräne der Mecklenburg-Phase geprägt. Bei der Ortschaft Stolpe wird das Peenetal sowohl im Norden als auch im Süden von Grundmoränenhochflächen mit Höhen um 15 m NHN umgrenzt. An der Oberfläche dieser flachwelligen Grundmoränenlandschaft streichen Tills der Weichsel-Kaltzeit am Talrand aus (s. Abb. 2). Der lokale Aufbau dieser Grundmoräne zeichnet sich zumeist nicht durch außergewöhnliche lithologische oder strukturgeologische Inhalte aus. Die hier vorgestellten Profilbeschreibungen sollen deshalb exemplarisch die landesgeologische Erfassung von regional gültigen geologischen Faktoren aufzeigen.

Im OPAL-Grabenaufschluss waren die oberen 3 – 5 m der weichselkaltzeitlichen Folge aufgeschlossen. Der obere Tillhorizont ist bis in ca. 2 m Tiefe durch ein auffälliges orthogonales Kluftsystem strukturiert, wobei vor allem die ungewöhnlich eng angeordneten Horizontalklüfte auffallen (Abb. 13). Die fast horizontal verlaufenden obersten Scherflächen streichen $120^{\circ} \pm 10^{\circ}$ (NW–SE) und fallen am un-



- Abb. 13: Kleindimensionierte Klüftungen im oberen W3-Till (Mecklenburg-Phase) nördlich des Peenetals bei Stolpe (Foto: A. BÖRNER)
- Fig. 13: Small scale joint system in upper till of the W3 sequence (Mecklenburgian phase) north of Peene valley near Stolpe village (photo: A. BÖRNER)

tersuchten Profil mit 7° ± 2° leicht nach NE in Richtung Peenetal ein. Die ungeschichtete Tillmatrix und die subhorizontalen Scherflächen bzw. Vertikalklüftungen sprechen für eine genetische Interpretation als lodgement till. Die hier beobachtete starke Zunahme von horizontalen Scherflächen vom Liegenden zum Hangenden eines Tills könnte nach PETERSS (1985) für eine Entstehung durch isostatische Entspannungsvorgänge und der zusätzlichen Wirkung der exogenen Verwitterung sprechen.

Als eine lokale Besonderheit im liegenden Bereich des oberen Tillhorizontes wurde zwischen 1,5 - 1,8 m Tiefe eine im Durchschnitt ca. 10 bis maximal 20 cm mächtige Lage mit schräggeschichteten Sanden angeschnitten (Abb. 14). Sie war über eine Länge von ca. 20 m sichtbar und wird als Schmelzwasserkanal interpretiert. Im Tillhorizont darunter waren zudem isolierte Feinsandlinsen zu erkennen, deren



Abb. 14: Kleindimensionierter Schmelzwasserkanal mit schräggeschichteten Sanden zwischen unterlagerndem deformation till und lodgement till im Hangenden (Signaturen s. Abb. 13; Foto: A. BÖRNER)

Fig. 14: Small scale meltwater channel filled with angular bedded sands between deformation till and upper lodgement till (signatures see fig. 13; photo: A. BÖRNER)

auskeilenden Enden in Richtung S bis SW geneigt waren. Diese Sandlinsen wurden vom vorrückenden Eiskörper vom Untergrund abgeschert und in die mobile Tillmatrix an der Gletschersohle eingearbeitet. Diese Deformationsstrukturen sprechen für eine genetische Interpretation des unteren Profilbereichs als Deformationstill (deformation till). Im lodgement till oberhalb des Kanals wurden solche eingeschuppten Sandlinsen nicht beobachtet.

Die Basis des Schmelzwasserkanals bestand aus einer 1-3 cm dünnen Feinkieslage, die von schräggeschichteten Mittel- bis Grobsanden überlagert ist (Abb. 14). Die Schrägschichtung dieser, eindeutig in einem glazifluviatilen Milieu abgelagerten Sande wies generell mit $190^{\circ} \pm 10^{\circ}$ in südliche Richtung. An diesen schräggeschichteten Sanden waren keine Deformationen oder Störungen zu verzeichnen. Die Summe der beobachteten Lagerungsverhältnisse

spricht dafür, dass dieser Schmelzwasserkanal erst in der Stagnationsphase des W3-Vorstoßes in Funktion war und somit nicht mehr durch progressive Eisbewegung zerschert wurde.

Der an der Oberfläche verlehmte obere Till geht im weiteren Verlauf des Trassengrabens nach Süden an seiner Basis in eine über mehrere Kilometer sichtbare Vergesellschaftung mit deformierten Sanden und Kiessanden über. Diese befinden sich in 1 - 2 m Tiefe und ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 0, 1 - 2 m. Oft sind sie von zahlreichen Scherflächen durchzogen. Zwischen dem oberen Till und den glazitektonisch beanspruchten Sedimenten wurde lokal erneut eine ca. 10 - 15 cm mächtige, glazitektonisch ungestörte Schicht schräggeschichteter Sande mit generell nach Süden einfallenden Laminen beobachtet (Abb. 15), die in ihrem Habitus dem o. g. Schmelzwasserkanal entspricht. Somit befindet sich der Schmelzwasserkanal auch hier im Übergangsbereich zwischen der subglazialen Deformationszone und dem oberen lodgement till.



Abb. 15: Glazitektonisch gestörte Schmelzwasserablagerungen der Deformationszone des oberen Tills (Signaturen s. Abb. 13; Foto: A. BÖRNER)

Fig. 15: Glaciotectonically deformed sands of deformation zone of upper till (signatures see fig. 13; photo: A. BÖRNER) Lokal treten feinkörnige Beckensande und Schluffe auf, die in der Deformationszone in Vorstoßrichtung durch die Eisbewegung zu schmalen Sandfahnen ausgewalzt wurden. Diese "Sandfahnen" streichen $105^{\circ} \pm 15^{\circ}$ (WNW– ESE) und fallen $30 - 80^{\circ}$ in Richtung NNE ein. Diese Deformationsstrukturen wurden somit durch ein aus Richtung NNE vorstoßendes Eis deformiert. In der Deformationszone wurden neben glazitektonisch verstellten Beckensedimenten auch Schuppen des liegenden Tills nachgewiesen.

Vergesellschaftet mit den deformierten Sanden trat lokal ein weiterer Till im Liegenden auf, der ebenfalls homogen ausgebildet war und mangels Schichtungsmerkmalen auch als lodgement till angesprochen wurde. Er ist von deutlich festerer Konsistenz als der obere Till. Die höhere Lagerungsdichte wurde vermutlich durch Eisauflast hervorgerufen. Eine Vielzahl von mit $335^{\circ} \pm 15^{\circ}$ (NNW– SSE) streichenden Diagonalfugen im unteren Till belegen eine glazitektonische Beanspruchung aus Richtung NE bis ENE.

In den letzten Tagen der OPAL-Grabungsaktivitäten wurde am Übergang zum Tunnel der Peene-Querung ein besonders tiefer Grabenabschnitt bis max. 5,5 m aufgegraben. Dort, unterhalb der deformierten W3-zeitlichen Sand-Till-Schicht, war bei ca. 4,5 m unterhalb der schon beschriebenen Deformationszone eine 0,2-0,5 m mächtige Steinsohle aufgeschlossen, die wiederum von dem unteren Till unterlagert wurde. Die Steinsohle enthielt mehrere Geschiebe mit Durchmessern bis zu 0,5 m und trennte hier deutlich sichtbar den oberen Till mit der basalen Deformationszone von einem unteren Tillhorizont ab. Dieser untere Till war wiederum durch eine Vielzahl von diagonal verlaufenden Klüften gekennzeichnet, die generell NNW–SSE strei-



Abb. 16: Scherfugen im glazitektonisch beanspruchten unteren Tillhorizont (Signaturen s. Abb. 13; Foto: A. Börner)

Fig. 16: Angular shear planes of glaciotectonically deformed lower till (signatures see fig. 13; photo: A. BÖRNER) chen (Abb. 16) und eine gerichtete Eisbewegung anzeigen. Für diese ca. 65° (\pm 5°) nach ENE einfallenden Scherfugen wurde ein gemitteltes Streichen von ca. 345° (\pm 10°) (NNW–SSE) ermittelt. Resultierend aus allen ermittelten Werten zum tektonischen Inventar des unteren Tills und der darüber lagernden glazifluviatilen Sedimentschichten der Deformationszone wurden diese durch Eisdruck und Bewegung aus NE bis ENE glazitektonisch beansprucht und deformiert.

Die Summe der ermittelten Strukturmessungen im Raum Stolpe an den oberflächennahen, jüngsten pleistozänen Ablagerungen sprechen für eine Eisvorstoßrichtung aus NE bis ENE und entsprechen somit der von SCHNEYER (1964) postulierten Vorstoßrichtung während der jüngsten weichselglazialen Mecklenburg-Phase. Diese, auf strukturellen Untersuchungen der geologischen Kartierung basierende Einstufung wurde generell durch modifizierte lithostratigraphische Einstufung der oberen Tills mittels Kleingeschiebeanalysen der Korngröße 4 – 10 mm (TGL 25232, 1980) bestätigt (BÖRNER & MÜLLER 2008). Die an der Oberfläche anstehende Grundmoräne der Mecklenburg-Phase besteht im Gebiet um Stolpe aus einem oberen lodgement till, der durch eine Vielzahl von zumeist horizontal verlaufenden Klüften eines orthogonalen Kluftsystems strukturiert ist. Lokal wurde unterhalb des oberen Tills ein schmaler Schmelzwasserkanal beobachtet, der generell in südliche Richtung entwässerte. Darunter folgt im Übergang zu einem unteren Till eine Deformationszone, deren tektonisches Inventar aus Scherfugen und Störungen eine glazitektonische Überprägung unter dem Eis aus Richtung NE bis ENE belegt. Zur weiteren lithostratigraphischen Einstufung der weichselglazialen Tills wurden im OPAL-Graben im Umkreis von einem Kilometer weitere Kleingeschiebeproben aus dem oberen Till und dem deformierten unteren Till zwischen 2 und 5 m Tiefe entnommen, deren Analyseergebnisse aber noch nicht vorliegen.

7. Die Zieseniederung bei Gustebin (Sebastian Lorenz & Wolfgang Janke)

Das in die Grundmoränenplatte der Mecklenburg-Phase eingesenkte, 20 km lange und 0,6 - 2 km breite Tal der Ziese erstreckt sich zwischen Peenestrom im Osten und Dänischer Wiek (Bucht des Greifswalder Boddens) im Westen. In seiner jüngeren Entwicklung war es nicht mehr in seiner ganzen Länge durchflossen. Der bachartige Ziese-Abschnitt zwischen Stilow und Pritzwald wurde mit der mittelalterlichen Anlage von Grenzgräben künstlich angelegt. Westlich von Gustebin entstand nach der Grabenziehung eine Bifurkation. Es ist heute schwer vorstellbar, dass die Ziese zu herzoglich-pommerschen Zeiten (vor 1637) zwischen Peenestrom und Greifswald mit kleinen Booten befahren werden konnte (Schwedische Matrikelkarte 1694, Arealausrechnung zu Blatt Pritzier) und an der Wende des 18./19. Jahrhunderts sogar dem Torftransport vom Peene-Talmoor bei Pinnow zur Greifswalder Saline auf flachgehenden Ziese-Kähnen diente (BERGHAUS 1866).

Die oberflächenbildenden Talsedimente lassen sich nach den Geologischen Messtischblättern 1947, Hanshagen (WOLFF & ZIMMERMANN 1920) und 1948, Wolgast (KLAUTZSCH & LINSTOW 1915) generalisiert vier sedimentgenetischen Einheiten zuordnen:

- Talsande (zumeist Fein- bis Mittelsande), die leistenförmig beide Talränder begleiten und außerdem zwischen Kemnitz/Rappenhagen und Stilow sowie zwischen Netzeband/Lodmannshagen und Ernsthof den größten Teil der Talbreite einnehmen. Hierzu rechnen auch Schwemmkegelsande größerer Zuflüsse, wie z. B. des Hanshäger und Lodmannshäger Mühlbachs. Das vorwiegend leistenförmige Vorkommen der Talsande entlang des Talrandes lässt den Schluss zu, dass das Talinnere des Ziesetals zur Zeit ihrer Ablagerung größtenteils noch von Resteis der Mecklenburg-Phase plombiert war.
- Schlecht sortierte Sande bis Kiese, zum Teil mit größeren Steinen, die als Residualsediment eines Tills aufgefasst werden. Sie treten vor allem als Durchragungen in den Talsandgebieten von Netzeband-Ernsthof und Rappenhagen-Stilow auf.
- 3. Torfe und Organomudden: JANSEN (1999) verglich die gegenwartsnahe Moorausdehnung im Ziesetal mit den auf den geologischen Messtischblättern aus den Jahren 1915 bzw. 1920 dargestellten Grenzen. JANSEN & SUCcow (2001) zufolge dominieren im mittleren Ziesetal Versumpfungsmoore und im östlichen Teil Durchströmungsmoore. JANSEN (1999) stellte für den ca. 80-jährigen Zeitraum einen Flächenverlust von 44 % der Mooroberfläche als Folge von meliorativen Eingriffen fest. Weiterhin ergab ein Vergleich der Moormächtigkeit Mitte der 1990er Jahre mit jener von KLOSE (1905) ermittelten "Höhenverluste von mindestens 60 cm innerhalb der letzten Jahrzehnte", die gebietsweise sogar bis zu 1 m betragen.
- 4. Schlick- und feinsandreiche, oft muddige Überflutungstorfe über Talsanden eines Küstenüberflutungsmoores, zwischen Neuendorf und Dänischer Wiek am westlichen Talende (vgl. JANSEN & SUCCOW 2001).

Im Verlauf der Talquerung durch die OPAL-Trasse sind großflächig Sedimente der Einheit 3 (Torfe) und der Einheit 1 (Talsande) verbreitet. Während west- und ostwärts der beiden fast die gesamte Talbreite einnehmenden Talsandflächen (Einheit 1) Torfe über Talsand dominieren, ist im Zentralbereich zwischen Stilow und Ernsthof die weichselspätglaziale und holozäne Sedimentabfolge vielfältiger ausgebildet und weist zusätzlich limnische Sedimente auf.

Das Grabenprofil durch das Ziesetal östlich von Gustebin ergab für den nördlichen Talkörper die in Abb. 17 dargestellte, typische Sedimentfolge, wobei die Mächtigkeit der limnisch-telmatischen Schichten Schwankungen unterliegt (siehe Abb. 18). Die palyno- und lithostratigra-



Abb. 17: Typische Sedimentabfolgen im Ziesetal bei Gustebin.
A: Abfolge limnischer und telmatischer Sedimente ca. 200 m nördlich der Ziese,
B: Aufbau des nördlichen Talhangfußes aus Talsanden mit geringer Torfüberdeckung (Höhe der Aufschlüsse jeweils ca. 4 m; Fotos: S. LORENZ)
Fig. 17: Typical sediment sequence in the Ziese valley near Gustebin.

Fig. 17: Typical sediment sequence in the Ziese valley near Gustebin.
A: 4 m thick sequence of limnic and telmatic sediments exposed c. 200 m north of the Ziese creek,
B: Profile showing the stratigraphy of deposits within the lower portion of the valley slope comprising fluvial sand overlain by a thin layer of peat
(each vertical section is about 4 m high; photos: S. LORENZ)

phische Feinuntersuchung der Abfolge von Gewässerund terrestrischen Nass- bis Feuchtstandorten steht noch aus. Nur eine schmale Zone am Nordhang (Altarm oder separates Standgewässer) und eine breitere, talsanddominierte Sequenz im Südteil zeigen einen abweichenden Aufbau.

Der OPAL-Aufschluss des Ziesetals eignet sich aufgrund seiner stark gegliederten Schichtenfolge mit seiner mehrfachen Gewässer- und Nass- bis Feuchtstandortabfolge für eine Analyse der weichselspätglazialen und holozänen Klima- und Vegetationsentwicklung. Auch die von JAN-KE (2002) beschriebenen Talentwicklungsphasen könnten wahrscheinlich weiter verfeinert werden. Für Aussagen zu älteren Talanlagen (älter als Mecklenburg-Phase) und zum Deglaziationsprozess des Ziesetals sowie zu dessen Bedeutung im Rahmen der von KEILHACK (1899) erstmals beschriebenen Haffstauseeabflüsse sind zusätzliche Untersuchungen an weiteren Profilen und Hangaufschlüssen erforderlich.

Zusammenfassung

Durch geologische Kartierungsarbeiten entlang des 3,5 -4 m tiefen OPAL-Trassengrabens in Mecklenburg-Vorpommern war es möglich, den Kenntnisstand über die oberflächennahen geologischen Verhältnisse, insbesondere zur lithologischen Abfolge der jüngsten pleistozänen Sedimente sowie möglicher glazitektonischer Deformation während des Weichsel-Hochglazials zu verbessern. Daneben konnten auch sedimentologische und bodenkundliche Prozesse der holozänen Landschaftsentwicklung dokumentiert und analysiert werden. Detaillierte Untersuchungen ausgewählter Profilabschnitte liefern erste wichtige Ergebnisse zum Ablauf und zur Altersstellung landschaftsprägender Prozesse. Exemplarisch werden die Ausbildung und Genese der W3-Grundmoräne südlich der Peene, den glazifluviatilen Sedimenten des Sanders der Rosenthaler Randlage, den holozänen Ablagerungen im Becken des Haffstausees zwischen Jatznick und Torgelow sowie der Zieseniederung bei Gustebin vorgestellt. Einen außerge-



- Abb. 18: Blick in Richtung Süden vom nördlichen Ziesetalrand. Im Vordergrund sind die leistenförmigen Talsande unter geringmächtigem Torf aufgeschlossen. Im Inneren des Tals liegen die Talsande mehr als 3 m unter Flur und werden von weichselspätglazialen Silikatmudden und holozänen Torfen überlagert. In der Bildmitte ist ein inselartiges Auftauchen der Sande erkennbar (Foto: S. LORENZ).
- *Fig. 18:* View across the Ziese valley from the northern valley side. Units exposed in the foreground comprise fluvial sand covered by a laterally thinning layer of peat. The central portion of the valley is dominated by Holocene peat underlain by late Weichselian silicate mud. The re-emergence of fluvial sand (visible within the middle part) indicates an undulating contact to the lower sand unit (photo: S. LORENZ).

wöhnlichen Fund stellt ein in der W3-Grundmoräne entdecktes Granitgeschiebe bei Tramstow (westlich Anklam) dar, das mit einem Volumen von ca. 63 m³ und einem Gewicht von ca. 170 t zu den größten Findlingen Mecklenburg-Vorpommerns zählt.

Summary

The 3,5 – 4 m deep exposures of the OPAL pipeline trench in Mecklenburg-Western Pomerania gave excellent insights into the uppermost Quaternary sections. Geological mapping of the temporarily visible outcrops helped to improve the knowledge of the near-surface geology, especially the lithological succession and glaciotectonical deformation structures of the late Weichselian. Besides, sedimentological and soil-forming processes during the Holocene could also be observed and analysed. Detailed investigations of selected pipeline sections gave important facts about type and age of processes that determine landscape evolution. Documented examples comprehense the W3 till morainic uplands south of the river Peene, glacio-fluvial sediments of an outwash plain near the Rosenthal terminal moraine, the Holocene deposits of the Haffstausee basin between Jatznick and Torgelow, and the river Ziese valley near Gustebin. A special highlight was the discovery of one of the biggest erratic boulders in Mecklenburg-Western Pomerania. The granite was found in the trench near Tramstow (west of Anklam) and has a volume of 63 m³ and a calculated weight of 170 t.

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 die Autoren dem Unternehmen danken. Der Geologische Dienst möchte auch der Harress-Pickel-Consult AG (Sitz: Kassel, Bitterfeld) und der Nickel GmbH (Sitz: Bad Honnef) für die gute Kooperation während der ingenieurgeologischen Untersuchungen in der Planungsphase danken.

Literatur

- BARTHELMES, A., PRAGER, A. & H. JOOSTEN (2006): Palaeoecological analysis of Alnus wood peats with special attention to non-pollen palynomorphs. – Review of Palaeobotany and Palynology **141**, S. 33 – 51, Amsterdam (Elsevier)
- BERGHAUS, H. (1868): Landbuch des Herzogthums Pommern und des Fürstenthums Rügen IV,2. – 1232 S., Anklam (Dietze)
- BÖRNER, A. & U. MÜLLER (2008): Bericht zur lithostratigraphischen Einstufung von Grundmoränen aus ingenieurgeologischen Bohrungen in der Peeneniederung bei Stolpe. – Bericht LUNG M-V, 60 S., Güstrow (unveröff.)
- BOROWKA, R. K., LATALOWA, M., OSADCZUK, A., SWIETA, J., & A. WITKOWSKI (2002): Palaeogeography and palaeoecology of the Szczecin Lagoon. – Greifswalder Geographische Arbeiten **27**, S. 107 – 113, Greifswald
- BRAMER, H. (1964): Das Haffstausee-Gebiet: Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte im Spät- und Postglazial. – Habilitationsschrift, 167 S., Universität Greifswald (unveröff.)
- BRAMER, H. (1972): Besonderheiten bei der Ausbildung eines Stausees im Bereich der Marginalzonen der letzten Vereisung. Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Greifswald, mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe 21, 1, S. 63 65, Greifswald
- BRAMER, H. (1975): Über ein Vorkommen von Allerödtorf in Sedimenten der Ueckermünder Heide. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Greifswald, mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe 24, 3/4, S. 183 – 187, Greifswald

- BRAMER, H. (1991): Das Jungmoränenland. In: BRAMER, H., HENDL, M., MARCINEK, J., NITZ, B., RUCHHOLZ, K., & S. SLOBODDA: Physische Geographie Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg, Sachsen-Anhalt, Sachsen, Thüringen. - S. 554 - 617, Gotha (Haack)
- BREMER, F. (2000): Geologische Übersichtskarte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 500 000, An der Oberfläche und am angrenzenden Ostseegrund auftretende Bildungen, 2. Auflage. – LUNG M-V (Hrsg.), Güstrow
- BREMER, F. (2004): Glaziale Morphologie. In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. – S. 284 – 291, Stuttgart (E. Schweizerbart)
- Серек, A. G. (1965): Die Stratigraphie der pleistozänen Ablagerungen im Norddeutschen Tiefland. – In: Gellert, J. F. (Hrsg.): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR. – S. 45 – 65, Berlin
- DOBRACKA, E. (1983): Development of the lower Odra valley and the Wkra Forest (Ueckermünder Heide) lowland in the Late-glacial and the Holocene. – Petermanns Geographische Mitteilungen, Erg.-H. 282, S. 108 – 117, Gotha
- DSchG M-V (1998): Gesetz zum Schutz und zur Pflege der Denkmale im Lande Mecklenburg-Vorpommern. – GVO-Bl. M-V, S. 12, zuletzt geändert durch Art. 10 ÄndG vom 12.7.2010, GVOBI. M-V, S. 383, Schwerin
- 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
- Historische Kommission für Pommern in Verbindung mit dem Vorpommerschen Landesarchiv Greifswald (1999): Die schwedische Landesaufnahme von Vorpommern 1692-1709. Ortsbeschreibungen, Bd. 3: Distrikt Wolgast Teil I: Nördlich der Ziese (Land Wusterhusen). – 150 S., Greifswald (Steinbecker Verlag Ulrich Rose)
- HURTIG, T. (1957): Physische Geographie von Mecklenburg. 252 S., Berlin
- JANKE, W. (1978): Schema der spät- und postglazialen Entwicklung der Talungen der spätglazialen Haffstauseeabflüsse. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Greifswald **27**, 1/2, S. 39 – 43, Greifswald
- JANKE, W. (1992): Ausgewählte Aspekte der jungweichselzeitlichen Entwicklung in Vorpommern. – In: BILLWITZ, K., JÄGER, K.-D., & W. JANKE: Jungquartäre Landschaftsräume. – S. 3 – 15, Berlin (Springer Verlag)

- JANKE, W. (2002): Zur Genese der Flusstäler zwischen Uekker und Warnow (Mecklenburg-Vorpommern). – Greifswalder Geographische Arbeiten **26**, S.39 – 44, Greifswald
- JANSEN, F. (1999): Standortsveränderung und Kohlenstoffbilanz der Zieseniederung. – Petermanns Geographische Mitteilungen **143**, 5/6, S. 387 – 400, Gotha
- JANSEN, F. & M. SUCCOW (2001): Ausgewählte Beispiele der "Anthropogenese" von Mooren Nordostdeutschlands – Ziese-Niederung. – In: Succow, M. & H. Joosten (Hrsg.): Landschaftsökologische Moorkunde, Kap. 7.3.2.5. – S. 443 – 452, Stuttgart (Schweizerbart)
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern. – Greifswalder Geographische Arbeiten 24, 208 S., Greifswald
- KATZUNG, G, MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., KRULL, P. & U.
 STRAHL (2004): Glaziale Deformationen. In: KATZUNG,
 G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. S.
 403 409, Stuttgart (E. Schweizerbart)
- 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
- KLAUTZSCH, A. & O.V. LINSTOW (1915): Geologische Specialkarte von Preußen. Blatt: 1948, Wolgast. – Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin
- KLEBS, R. E. (1888): Geologische Specialkarte von Preußen, Blatt: 2549, Nechlin. – Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin
- KLIEWE, H. (2004): Weichsel-Spätglazial. In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. S. 243 251, Stuttgart (E. Schweizerbart)
- KLIEWE, H. & W. JANKE (1972): Verlauf und System der Marginalzonen der letzten Vereisung auf dem Territorium der DDR. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität., Math.-Nat. Reihe 21, 1, S. 31 – 37, Greifswald
- KLOSE, H. (1905): Die alten Stromtäler Vorpommerns, ihre Entstehung, ursprüngliche Gestalt und hydrographische Entwicklung im Zusammenhange mit der Litorinasenkung. – Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald 9, 88 S., Greifswald
- KLOSTERMANN, H. (1968): Die Bedeutung der Terrassen im Randowtal (im Abschnitt Schwedt/O.-Löcknitz) für die Rekonstruktion spätglazialer Abflussverhältnisse des "Notec-Oder-Urstromtales". – Geographische Berichte 49, S. 292 – 309, Gotha/Leipzig

- KRIENKE, H.-D. (2001): Karte der quartären Bildungen
 Oberfläche bis fünf Meter Tiefe, 1 : 200 000, Blatt Neubrandenburg/Torgelow. – Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin
- 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
- LANGER, L. (1963): Geologische Karte 1 : 25 000 für die Karte der an der Oberfläche anstehenden Bildungen im Maßstab 1 : 100 000, Blatt 1847, Wusterhusen und 1947, Hanshagen. – VEB Geologische Erkundung Nord, Schwerin
- LANGER, L. (1964): Geologische Karte 1 : 25 000 für die Karte der an der Oberfläche anstehenden Bildungen im Maßstab 1 : 100 000, Blatt 2549, Nechlin. – VEB Geologische Erkundung Nord, Schwerin
- 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
- LNatG M-V Landesnaturschutzgesetz im Lande Mecklenburg-Vorpommern (1998): Gesetz zum Schutz der Natur und der Landschaft, § 20 Gesetzlich geschützte Biotope und Geotope. – GVOBI. M-V, S. 647, zuletzt geändert 23.2.2010, GVOBI. M-V S. 66, Schwerin
- MENG, S., BÖRNER, A., STRAHL, J. & H-J. THIEKE (2009): Biound lithostratigraphische Untersuchungen an fluviolimnischen Sedimenten aus dem Eem-Interglazial im unteren Peenetal (NO-Deutschland). – Brandenburg. geowiss. Beitr., 16, 1/2, S. 63 – 78, Cottbus
- MULLER, U. (2004): Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. – In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. – S 226 – 242, Stuttgart
- OBST, K. (2005): Der "Buskam" von Göhren/Rügen ein Riesenfindling aus Hammer-Granit. – Geschiebekunde aktuell **21**, S. 33 – 44, 68, Hamburg/Greifswald
- PERSSON, L. & P.-O. PERSSON (1997): U-Pb datings of the Hedesunda and Åkersberga granites of south-central Sweden. – GFF 119, S. 91 – 95, Stockholm
- PETERSS, K. (1985): Zur Spannungsanalyse von Geschiebemergeln. Beitr. Geophysik **94**, 4/6, S. 435 443, Leipzig
- RÜHBERG, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. – Z. geol. Wiss. **15**, 6, S. 759 – 767, Berlin

- 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. 95 – 115, Berlin-Stuttgart (Bornträger)
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. – Berliner Geographische Arbeiten 76, 145 S., Berlin
- SCHNEYER, B. (1964): Aufnahmebericht zur Geologischen Übersichtskartierung 1 : 100 000: Blätter 2248-Ducherow, 2247-Spantekow, 2147-Medow. – VEB Geologische Erkundung Nord, 48 S., 4 Anl., Schwerin (unveröff.)
- SCHOLZ, H. & K. OBST (2004): Einführung in die Geologie Skandinaviens. – Geographische Rundschau 2, S. 43 – 49, Braunschweig
- 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. (1970): Abriß der Quartärstratigraphie Mecklenburgs. – Archiv d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg., N.F. 13, S. 99 – 119, Rostock
- 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
- STRAHL, J. (2009): Bericht zur pollenanalytischen Bearbeitung der Bohrungen Ig StpWo 6/007, 8/007 und 9/007, Peenetalquerung OPAL-Trasse, Land Mecklenburg-Vorpommern. – Bericht LBGR, 21 S., Kleinmachnow (unveröff.)
- Schwedische Matrikelkarte, Arealausrechnungen 1694 der Orte Ernsthof, Schalense, Pritzier und Wolgast. – www. svea-pommern.de
- TGL 25232/01-05 (1971): Fachbereichsstandard 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
- WINGAS GmbH & Co KG (2010): http://www.wingas.de, Zugriff: 15.09.2010

- WOLFF, W. & E. ZIMMERMANN (1920): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Geologisch-agronomische Karte 1 : 25 000, Blatt: 1947, Hanshagen. Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin
- ZIMMERMANN, E. & A. KLAUTZSCH (1920): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Geologisch-agronomische Karte 1 : 25 000, Blatt: 1847, Wusterhusen. – Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin

Anschrift der Autoren:

Dr. Andreas Börner Dr. Karsten Obst Dipl.-Geol. Karsten Schütze Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern Goldberger Str. 12 18273 Güstrow andreas.boerner@lung.mv-regierung.de karsten.obst@lung.mv-regierung.de karsten.schuetze@lung.mv-regierung.de

Prof. Dr. Wolfgang Janke Prof. Dr. Reinhard Lampe Dr. Sebastian Lorenz Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald Institut für Geographie und Geologie Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16a 17487 Greifswald wofajanke@web.de lampe@uni-greifswald.de sebastian.lorenz@uni-greifswald.de

Geologische und bodenkundliche Untersuchungen entlang der Erdgasleitung OPAL in Brandenburg – erste Ergebnisse

Geological and pedological investigations along the OPAL pipeline trench in Brandenburg – preliminary Results

Olaf Juschus, Norbert Schlaak, Albrecht Bauriegel, Slawomir Kowalski & Robert Bussert

Einleitung

Von Ende April 2010 bis Anfang April 2011 fanden in Brandenburg die Verlegearbeiten für die Erdgasfernleitung OPAL (Ostsee-Pipeline-Anbindungs-Leitung; vgl. Beitrag HÖHLSCHEN, dieser Band) statt. Der 272 km lange und im Durchschnitt zwischen 2,5 und 3,5 m tiefe Trassenaufschluss bot einen einmaligen Einblick in den geologischen Bau der oberflächennahen Ablagerungen in Brandenburg (Abb. 1). Darüber hinaus waren auch die Böden exzellent aufgeschlossen, so dass sich eine geowissenschaftliche Begleitung des Baus anbot. Die Trasse wurde dabei von Wissenschaftlern zahlreicher Institutionen besucht. Weitgehend kontinuierlich arbeiteten am Grabenaufschluss Mitarbeiter der Technischen Universität Berlin (Institut für Angewandte Geowissenschaften) und des Landesamtes für Bergbau Geologie und Rohstoffe des Landes Brandenburg (LBGR). Der vorliegende Artikel gibt in zusammenfassender Form die wesentlichen Ergebnisse der Geländearbeiten wieder. Da die Auswertung der zahlreichen entnommenen Proben erst angelaufen ist, erheben die dargelegten Befunde keinesfalls den Anspruch auf Vollständigkeit und Endgültigkeit. Weitere, vertiefende Veröffentlichungen zu bedeutenden Einzelphänomenen entlang der Trasse werden folgen.

1. Der Aufschluss entlang der OPAL-Pipeline in der Uckermark

1.1 Geologischer und geomorphologischer Rahmen

Dieses Kapitel umfasst den Trassenabschnitt von der nördlichen Landesgrenze bei Neuenfeld (Gemeinde Schönfeld) bis nach Oderberg. Damit liegt es nördlich der Pommerschen Eisrandlage (Pommern-Phase, Litt et al. 2007) im jüngeren Jungmoränenland. Bezüglich der Literatur hat die geowissenschaftliche Forschung hier eine lange Tradition (z. B. BERENDT 1888, LOUIS 1934, MARKUSE 1995, LIEBETRAU 1968, SCHROEDER 1994).

Die von der Trasse durchzogene Landschaft wird vor allem durch Grundmoränen unterschiedlicher Ausprägung



- Abb. 1: Geologisch-morphologisches Schema Brandenburgs. Eingetragen sind der Verlauf der OPAL-Trasse (rot) und die in den nachfolgenden Kapiteln beschriebenen Abschnitte
- Fig. 1: Geological and morphological scheme of Brandenburg. The OPAL-Pipeline (red) and the borders of the sections described in the text are marked

charakterisiert. Morphologisch deutliche Eisrandlangen oder Stauchmoränen wurden, wie im Fall des Melzower Forstes oder westlich von Felchow, allenfalls randlich berührt. Neben den typischen, welligen Grundmoränenflächen kreuzt die Trasse mehrere in die Landschaft eingeschnittene glaziale Rinnen. Sie verlaufen größtenteils von Nordost nach Südwest. Die gleiche Orientierung zeigt auch die Welse, deren ca. 2 km breite Talung östlich von Biesenbrow gequert wurde. Während die Niederung sehr wahrscheinlich subglazial angelegt wurde, geht ihre heutige Oberflächengestalt vor allem auf Schmelzwasserformung und jüngere, weichselspätglazial-holozäne Sedimentation zurück.

Außer den glazigenen und glazifluviatilen Sedimenten sind nördlich der Pommerschen Eisrandlage die Beckenbildungen von Bedeutung und bereits seit längerem in der Literatur bekannt. Das betrifft sowohl die weichselhochglazialen Eisstauseeabsätze (zuletzt Schirrmeister 1999) als auch die weichselspätglazialen und holozänen Sollfüllungen (DRE-GER 2002).

1.2. Geologische Ergebnisse im Überblick

Aufgrund des Verlaufs der OPAL-Trasse durch ausgedehnte Grundmoränenflächen überwiegen zwischen der nördlichen Landesgrenze bis in das Rückland der Pommerschen Eisrandlage bei Oderberg Profile, in denen Till (Geschiebemergel), teilweise auch im Kontakt mit Vorschüttsedimenten, angetroffen wurde. Der Till ist über weite Strecken massig ausgebildet, lokal sind Schollen glazifluviatiler Sedimente eingearbeitet. Bei einer durchschnittlichen Grabentiefe von 3,5 m wurde sein Liegendes auf weiten Strecken nicht erreicht. Glazilimnische Sedimente, meist als Warvite ausgeprägt, finden sich in kleineren Becken (< 100 m) im gesamten Trassenverlauf und gliedern die oftmals eintönigen Grundmoränenbildungen. Zu den auffälligsten Strukturen im Grabenanschnitt zählen zweifellos die Sölle, die mit ihren organogenen, weichselspätglazialen bis holozänen Beckenfüllungen deutlich hervortreten. Oft vollständig verlandet und überackert, wurden die kleinen, glazial angelegten Hohlformen im gesamten Gebiet angetroffen.

Stellt man die Anteile der weichselhochglazialen Ablagerungen und deren Ausprägung im betrachteten Trassenverlauf gegenüber, so ist eine Zweiteilung in einen nördlichen und südlichen Abschnitt möglich. Im nördlichen Abschnitt zwischen der Landesgrenze und Polßen überwiegt Till, die mit ihm verzahnten Sedimente kommen nur vereinzelt vor. Im südlichen Teil bis Oderberg treten merklich, wenn auch immer noch flächenmäßig untergeordnet, vermehrt glazilimnische und glazifluviatile Sedimente in Erscheinung.

1.2.1 Der Abschnitt zwischen der Landesgrenze zu Mecklenburg-Vorpommern und Polßen

Im Abschnitt nördlich von Polßen wurde ein für gewöhnlich hellbrauner, schluffiger Till angetroffen. Über weite Strecken ist er massig und ungeschichtet (Abb. 2), auch wenn inhomogene oder gebankte Bereiche wiederholt vorkommen. Klüftungen, sowohl horizontal als auch vertikal, sind eine häufige Erscheinung. Setzungen, die das gesamte aufgeschlossene homogene Schichtpaket durchziehen, sind nur durch sekundäre Kalkausfällungen an den Kluftflächen erkennbar (Abb. 3). In einem etwa 600 m langen Abschnitt



Abb. 2: Homogener Till bei Schönfeld-Karlshof, östlich von Prenzlau. Im Vordergrund fehlt der Bt-Horizont, so dass Parabraunerden anstehen (33 U 0433059, 5915913; in allen Abbildungen Angabe der Koordinaten in UTM ETRS 89) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 2: Homogeneous till in the Schönfeld-Karlsdorf area, east of Prenzlau. In the foreground the uppermost soil horizons are eroded (photo: O. JUSCHUS)



Abb. 3: Sekundäre Kalkausfällungen an Kluftflächen im Till, westnordwestlich von Neuenfeld (33 U 0433615, 5920269) (Foto: N. SCHLAAK)

Fig. 3: Secondary carbonate precipitations along fissures, west-north-west of Neuenfeld (photo: N. SCHLAAK)

nahe der Landesgrenze bei Neuenfeld weisen die glazigenen Sedimente eine deutliche Zweiteilung auf. Im Liegenden des typischen hellbraunen (10YR 6/3), schluffigen Tills lagert, getrennt durch eine Steinanreicherungszone (Spül-/ Aufarbeitungshorizont) ein schwach rötlicher (2.5Y 5/3), etwas toniger Till. Nach dem vorliegenden Habitus handelt es sich hier um einen Ausschmelztill (meltout till) über einem Setztill (lodgement till) desselben, sicher Pommerschen Vorstoßes. In dem ansonsten homogenen Till kommen häufig geringmächtige Schmitzen oder Bänder mit deutlich abweichenden Merkmalen vor. Es handelt sich dabei sowohl um diamiktische Bänder mit wechselnden Eigenschaften (z. B. Färbung, kleinere Korngröße der Matrix) als auch um sortiertes Material. Die Bänder ließen sich in der Regel nur wenige Meter in der Horizontalen verfolgen.

Der Till ist im gesamten Abschnitt meist überkonsolidiert und erreichte bei Messungen mit dem Taschenpenetrometer Eindringwiderstände, die oberhalb des Messbereiches von 4,6 kg/cm² liegen. Die Einregelungsmessungen der Geschiebe ergaben Werte zwischen 10° und 40° (NNE bis NE). Aufgrund der genannten Eigenschaften wird der überwiegende Teil der glazigenen Sedimente im Grabenaufschluss als lodgement till angesprochen.

Zwischen Schönfeld und Gramzow wurden Abschnitte angetroffen, in denen gehäuft Linsen mit sortiertem Material in den Till eingearbeitet sind. Das Material ist stets mehr oder weniger deformiert (Abb. 4). Meist bestehen die eingearbeiteten Linsen aus Sand; sowohl schluffiges als auch kiesiges Material kommen ebenfalls vor. Neben der plastischen Verformung der Sedimente treten regelmäßig nachträgliche Sackungen in Form von Abschiebungen auf, die sowohl den Till als auch die sortierten Sedimente durchziehen. Die Abschiebungsflächen streichen mit Werten um 130° senkrecht zur Geschiebeeinregelung und fallen meist in nordöstliche Richtung ein. Die deformierten Sedimentlinsen werden als glazidynamische Verformungen unter einem sich bewegenden Gletscher gedeutet.

Die Trasse tangierte oder schnitt die Ablagerungen zahlreicher kleinerer Eisstauseen mit einer Ausdehnung von maximal 100 m. Eine Ausnahme bildet das etwas größere Becken direkt an der Station Hohengüstow (Gemeinde Uckerfelde), welches sich im Grabenaufschluss etwa über 200 m erstreckte. Die bis zu 3 m mächtigen glazilimnischen Sedimente sind meist als Warvite ausgebildet (Schluff/Ton-Wechsellagerungen) und sind nach ihrer stratigraphischen Position im Hangenden des Tills als Nachschüttsedimente zu interpretieren. Eingeschaltete Massenbewegungsablagerungen weisen auf instabile Verhältnisse während der Sedimentation hin (Abb. 5). An einigen Stellen belegen Sande und Kiese an der Basis des Beckens eine initiale glazifluviatile Phase, bevor die glazilimnische Sedimentation einsetzte. Zu den häufig beobachteten Strukturen in Randbereichen von kleinräumigen Becken gehören antithetische Abschiebungen in Sand- und Schlufffolgen, die auf Sackungen beim Austauen von Toteis hinweisen (Abb. 6).

Neben den weichselhochglazialen finden sich sehr häufig weichselspätglaziale bis holozäne Beckenfüllungen, deren Sedimentationsräume trotz aller Unterschiede zusammenfassend als Sölle bezeichnet werden (vgl. DREGER 2002). Obwohl bei der Trassenlegung versucht wurde, größere Sölle zu umgehen, wurden dennoch zahlreiche kleinere verfüllte und überackerte Hohlformen in der Grundmoränenlandschaft angeschnitten. Die Sedimente, häufig Ton- und Schluffmudden, wurden in kleinräumigen Sen-



- Abb. 4: Deformierte und in Eisbewegungsrichtung ausgestreckte Schluff-Sandlinse im Till bei Schönfeld-Karlshof. Süden (entspricht der Eisbewegungsrichtung) ist rechts (33 U 0433238, 5916364) (Foto: O. JUSCHUS)
- Fig. 4: Sandy-silty lens in till, deformed and stretched out in direction of ice movement. South, which corresponds to the direction of ice advance, is to the right. Schönfeld-Karlshof area (photo: O. JUSCHUS)



Abb. 5: Rutschungsfalte in Bänderschluffen bei Schenkenberg-Klockow, östlich von Prenzlau (33 U 0433321, 5917032) (Foto: O. JUSCHUS)
Fig. 5: Slump fold in banded silts near Schenkenberg-Klockow, east of Prenzlau (photo: O. JUSCHUS)

ken abgelagert. Die weichselspätglazialen bis holozänen Sedimente der Sollfüllung können dabei sowohl direkt dem Till aufliegen als auch durch ein relativ grobes glazifluviatiles oder durch ein feinkörniges glazilimnisches Zwischenmittel von diesem getrennt sein. Die sandigen bis schluffigen Zwischenmittel zeigten Periglazialerscheinungen in Form von Verwürgungen. In vielen Fällen konnte eine toteisbedingte Anlage der Becken abgeleitet werden, wobei häufig rhythmisch geschichtete Eisstauseeablagerungen das Liegende bilden (Abb. 7). Erfolgte die glazi-



- Abb. 6: Antithetische Abschiebungen in Sand-, Kiesund Schlufffolgen im Randbereich eines Beckens, die auf Sackungen beim Austauen von Toteis hinweisen, nordöstlich von Schönfeld (33 U 0433628, 5919491) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 6: Antithetic faults within a sandy, gravelly and silty series. The faults are interpreted as a result of melting dead ice. Northeast of Schönfeld (photo: N. SCHLAAK)



Abb. 8: Vollständig verfüllte und überackerte Hohlform nordöstlich von Grünow (33 U 0431322, 5909702) (Foto: N. SCHLAAK)

Fig. 8: Completely infilled basin to the northeast of Grünow (photo: N. SCHLAAK)



- Abb. 7: Hochglaziale bis holozäne Beckenfüllung eines Solls südwestlich von Neuenfeld (33 U 0433599, 5919385) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 7: Glacial to Holocene kettle-hole fill, southwest of Neuenfeld (photo: N. SCHLAAK)

limnische Sedimentation über Toteis, bildete sich nach dessen Auflösung eine Hohlform, die zunächst eine Sedimentationsfalle für Solifluktion und Abluation war, später setzte hier, oft mehrphasig, die organische Sedimentation ein. Nicht selten wurden auch bereits vollständig verfüllte und überackerte Hohlformen angeschnitten, für die es keinen morphologischen Hinweis gab (Abb. 8). Sehr gute Aufschlussbedingungen mit limnischen Bildungen lieferte die Trasse bei Uckerfelde-Hohengüstow. Hier wurde ein Soll mit Seekreideablagerungen angeschnitten. Das Soll hat sich direkt auf dem liegenden Till (Abb. 9, links unten,



- Abb. 9: Mehrphasige Sollfüllung bei Uckerfelde-Hohengüstow (33 U 0430581, 5898107) (Foto: O. JUSCHUS)
- *Fig. 9: Multi-phase kettle hole sediment filling in the Uckerfelde-Hohengüstrow area (photo: O. JUSCHUS)*

graublau) entwickelt. Die weichselspätglazialen bis holozänen Ablagerungen setzen mit Seekreide bzw. Seeschluff ein (weiß-grau), unmittelbar darüber folgt schwarzer, sehr stark zersetzter Torf, der eventuell einem Stagnationshorizont entspricht. Die limnisch-telmatische Folge (Profil rechts) besteht an der Basis aus Kalkmudden, die im Hangenden von Braunmoostorf und Kolluvium (oberhalb des geputzten Bereichs) abgelöst werden. Der Torf unmittelbar unterhalb des Kolluviums datiert nach ersten Pollenanalysen in das Ältere Subatlantikum (vorläufige mdl. Mitt. STRAHL 05.2011).
1.2.2 Der Abschnitt zwischen Polßen und Oderberg

Auch im sich südlich anschließenden Abschnitt von Gramzow bis Oderberg dominiert ein hellbrauner (10YR 6/3), schluffiger Till. Im Unterschied zum Abschnitt nördlich von Polßen tritt homogener Till über weite Strecken jedoch deutlich zurück. Eher eine Ausnahme stellt der Abschnitt nördlich von Crussow bei Neuhof dar - mit den Merkmalen eines lodgement tills ist der Till hier erwartungsgemäß überkonsolidiert. Die sporadische Messung der Geschiebeeinregelung ergab Werte um 30° (NNE bis NE). Sehr oft ist der Till inhomogen, mit deutlichen Korngrößenschwankungen der Matrix. Ebenso existieren in den Till eingeschuppte Linsen aus korngrößenmäßig sortierten Sedimenten. Mit welliger Lagerung und eingescherten Kiessandkörpern an seiner Basis dünnt er bei Lüdersdorf bis auf 1 m aus (Abb. 10). Bemerkenswert ist die in diesem Zusammenhang auffallende Anhäufung von größeren Geschieben, die sich im Rückland der Pommerschen Eisrandlage bis nach Oderberg-Neuendorf fortsetzt. Südlich von Schönermark wurde ein sehr sandiger Till vorgefunden, seine Verlehmung reicht in Taschen bis in 2 m Tiefe. Durch seine teilweise geringe Mächtigkeit war der Kontaktbereich zu seinem Liegenden in vielen Grabenabschnitten gut aufgeschlossen (Abb. 11). Neben glazifluviatilen Sedimenten wurden im Liegenden hauptsächlich glazilimnische Bildungen (Feinsand, Schluff) angetroffen, häufig auch in konkordanter Lagerung zum Till. Westlich von Schönermark konnten hier weit verbreitet anstehende glazilimnische Feinsande als Vorschüttsedimente gedeutet werden. Die bis durch den hangenden Till reichenden Abschiebungen belegen eine Sedimentation über Toteis und den genetischen Zusammenhang beider Sedimentkörper. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass sich die ehemaligen Beckenräume der glazilimnischen Sedimentation heute in morphologischer Höhenlage befinden. Der Till setzt dabei oftmals abschnittsweise unvermittelt aus (Abb. 12).

Trotz der Unterschiede zum Abschnitt nördlich von Polßen sprechen sowohl die glazigenen Sedimente, die hier als lodgement till und Deformationstill (deformation till) gedeutet werden, als auch die deformierten Sedimentlinsen für eine Ablagerung des Materials unter einem aktiven Gletscher.

Gut geschichtete Tillsequenzen, die als meltout till aufgefasst werden können, traten auch in diesem Abschnitt nur vereinzelt auf. Der bedeutendste Aufschluss fand sich nordwestlich von Angermünde-Gellmersdorf. Dort quert die Trasse eine kleine, mit Till ausgekleidete glaziale Rinne. Die gut ausgebildete Horizontalschichtung spricht hier für einen meltout till, der an der Grabensohle von einem massigen Till unterlagert wird. Für die Bildung in einem stagnierenden Gletscher spricht ebenfalls das Vorkommen einer 40 cm mächtigen, gradierten Kies- und Sandlage innerhalb des Tills, die nicht glazidynamisch deformiert wurde. Sie wurde wahrscheinlich von einem intra- oder subglazialen Schmelzwasserstrom abgelagert, der mit hoher Fließgeschwindigkeit einsetzte, sich dann aber deutlich verlangsamte. Der Till und die Sandlage sind durch eine Folge postsedimentär gestaffelter synthetischer Abschiebungen zum Rinnenzentrum abgesackt (Abb. 13), was für eine Ablagerung der Sedimente über To-



Abb. 10: Wellige Lagerung des bis auf 1 m ausgedünnten Tills bei Lüdersdorf. An der Basis eingescherte Kiessandkörper (33 U 0436767, 5864073) (Foto: N. SCHLAAK)

Fig.10: Wavy, thin till (1 m). At the base a sandy, gravely lens, incorporated into the till is visible. Near Lüdersdorf (photo: N. SCHLAAK)



Abb. 11: Gebankter Till mit unterlagernden glazilimnischen Feinsanden und Schluffen. Nördlich von Pinnow (33 U 0437646, 5881053) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 11: Glaciolimnic silts and fine sands beneath the uppermost till. The till is heterogeneous and coarse bedded. North of Pinnow (photo: O. JUSCHUS)

teis spricht. Die Anlage der Rinne ist daher wahrscheinlich älter als der jüngste Pommersche Eisvorstoß.

Als Warvite ausgebildete glazilimnische Ablagerungen in Kleinbecken wurden zwischen Polßen und Oderberg mehrfach angeschnitten. Westlich von Crussow erlaubte die Trassenführung den Einblick in ein größeres Becken mit Eisstauseeablagerungen. Die Bänderschluffe und Bändertone lagern direkt dem Till auf und stammen damit aus der Rückschmelzphase des Pommerschen Stadiums. Sowohl massiger als auch geschichteter und inhomogener Till wurde im Liegenden der Beckensedimente angetroffen. Im Beckenzentrum hatte der ungestörte Bänderschluff und -ton eine Mächtigkeit von 3 m



- Abb. 12: Zweiphasig abgelagerte glazilimnische Feinsande im Top-Bereich eines Hügels, westlich von Schönermark (33 U 0436466, 5884097) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 12: Glaciolimnic fine sands accumulated during two phases on top of a hillock to the West of Schönermark (photo: N. SCHLAAK)



Abb. 14: 3 m mächtige Folge von Bänderschluff/-ton über Till im Eisstaubecken, westlich von Crussow (33 U 0437445, 5871712) (Foto: N. SCHLAAK)

Fig. 14: Warved clays and silts (thickness: 3 m) above till to the West of Crussow (photo: N. SCHLAAK)



- Abb. 13: Getreppte Abschiebungen im Till und in einer gradierten Sandlage, nordwestlich von Gellmersdorf (33 U 0437052, 5869661) (Foto: O. Juschus)
- Fig. 13: Stepped normal faults in till and a graded sand layer, northwest of Gellmersdorf (photo: O. JUSCHUS)

und zählte, abgesehen vom kompakten hangenden Abschnitt, ca. 80 Warven (Abb. 14). In den Randbereichen des Beckens konnten zahlreiche Schichtungsphänomene beobachtet werden. Mehrmals keilen die glazilimnischen Bildungen aus, so dass der Till inselartig aus den Schluffen herausragt. An solchen Tillinseln konnten Eiskontaktbildungen nachgewiesen werden. Das Vorkommen von intensiv deformierten Schluffen, die diskordant von ungestörten Bänderschluffen überlagert werden, zeigt eine mehrphasige Entwicklung des Beckens an. Ineinander gleitende Schichtpakete belegen Störungen im Sedimentationsgleichgewicht. Antithetische Ab-



- Abb. 15: Durch einen oszillierenden Gletscher überfahrenes glazilimnisches Sediment mit durchgehenden Abschiebungen im Nordteil des Eisstaubeckens von Crussow (33 U 0437703, 5873503) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 15: Glaciolimnic deposits, partly overridden by the glacier during an oscillation. Near Crussow (photo: N. SCHLAAK)

schiebungen im cm- bis dm-Bereich weisen auch hier auf eine Sedimentation über Toteis hin, wobei sich in den entstehenden Hohlformen lokal kleinere Sölle entwickeln konnten. Das Becken hat insgesamt eine N–S-Ausdehnung von ca. 1,7 km. Interessant ist der Umstand, dass sich die Beckensedimente (hier gebänderte glazilimische Feinsande und Schluffe) auch im Liegenden des Tills noch ca. 400 m weiter nach Norden verfolgen lassen (Abb. 15). Somit kann man davon ausgehen, dass die N–S-Ausdehnung des Beckens ursprünglich mindestens 2,1 km betrug, der Nordteil während einer folgenden Oszillation des Gletschers jedoch überfahren wurde.

1.2.3 Die Querung des Welsetals

Einer der Höhepunkte des Trassenbaus war die Querung des Welsetals östlich von Biesenbrow. Typisch glazilimnische Ablagerungen konnten dabei nur am Nordrand des Tals nachgewiesen werden. Der Hauptteil des Tals ist aus relativ groben, glazifluviatilen Sedimenten aufgebaut (Abb. 16). Sie werden von feinsandig-schluffigen, periglazial-fluviatilen bis periglazial-limnischen Absätzen überlagert. Im Hangenden der vorwiegend ungestörten Feinsand-Schluff-Folge befinden sich intensiv deformierte Sedimente. Schluffe, Mudden, teilweise auch Torfe sind mit Feinsanden intensiv



- Abb. 16: Periglazial verwürgte Feinsand-Schluff-Folge über glazifluviatiler, sandig-kiesiger Basis im Welsetal. Im Hangenden: Abfolge geringmächtiger Torfhorizonte unterschiedlich starker Zersetzung (33 U 0435622, 5885816) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 16: Periglacial disturbed fine sands and silts above glaziofluvial coarse sands and gravels, valley of Welse river. On top there are peats with different mineralisation stages (photo: N. SCHLAAK)



Abb. 17: Eiskeilpseudomorphose, Welsetal (33 U 0435714, 5885633) (Foto: N. SCHLAAK)

Fig. 17: Ice wedge cast within the sandy sediments of Welse valley (photo: N. SCHLAAK)

verwürgt und bilden periglaziale Tropfenböden. Mehrere Eiskeilpseudomorphosen wurden nachgewiesen (Abb. 17). Das ca. 2 km lange Profil durch das Welsetal zeigt wegen der im Durchschnitt geringmächtigen Torfauflage insgesamt ein untypisches Bild für ein Durchströmungsmoor. Untypisch, da zusammenhängende Torfsequenzen mit zwischengeschalteten Muddestraten die Verlandung einzelner, bis 1,5 m tiefer und im NW-SE-Profil maximal 30 m messender Becken sowie die Vertorfung kleinerer Rinnenstrukturen belegen, wobei sich meist zwei Vererdungshorizonte über mehrere Becken miteinander konnektieren ließen. Interesse verdient ein in weiten Teilen des Profilschnitts in den liegenden Sanden und Kiesen ausgebildeter Horizont aus abgestorbenen Seggenrhizomen zwischen 1,8 bis 2,3 m u. F., der zur rezenten Oberfläche keinen Bezug hat und aus einer früheren Phase stammen muss. Insgesamt ergibt sich für das Welsetal eine glazifluviatile Anlage des Talbodens, der im Weichsel-Spätglazial und Holozän als Bildungsraum für Sedimente diente. Man kann davon ausgehen, dass durch meliorative Maßnahmen Torfsubstanz in erheblichem Maße aufgezehrt bzw. weiteres Torfwachstum nachfolgend ausgeschlossen wurde.

1.2.4 Weitere Ergebnisse

Zu den nennenswerten Aufschlüssen im Abschnitt nördlich Oderbergs zählt weiterhin die Aufnahme von Profilen im Bereich der glazifluviatilen Terrasse bei 32 m NHN. Nach Aufgabe der Hauptterrasse im Eberswalder Urstromtal (36 m NHN) fand hier der nach Norden gerichtete Schmelzwasserabfluss statt. In den 3,5 m tiefen Profilen waren mehrere Sequenzen von glazilimnischen Feinsanden mit steigender Rippelschichtung und trennenden Schluffbändern aufgeschlossen, die von äolisch abgelagerten Feinsanden (Flugdecksanden) überlagert wurden. Im Vergleich zum Nordabschnitt wurden im Gebiet zwischen Polßen und Oderberg vermehrt Periglazialerscheinungen registriert. Neben den genannten Verwürgungen und Eiskeilen im Welsetal, sind Eiskeilpseudomorphosen auch im Till z. B. südlich von Crussow ausgebildet, ebenso in glazilimnischen Absätzen bei Polßen und in glazifluviatilen Sedimenten südlich von Neukünkendorf. Die Dimension der Ausprägung einer weiteren Eiskeilfüllung bei Neukünkendorf (Höhe alter Bahndamm) stellt allerdings eine Ausnahme dar. Hierbei liegt die Kluftfläche im Kontaktbereich von Till und Kiessand.

Abschließend sei auf das größte Geschiebe hingewiesen, welches im brandenburgischen Abschnitt der OPAL-Trasse freigelegt wurde (Abb. 18). Etwa einen Kilometer südlich von Pinnow traf der Grabenbagger auf einen ca. $1,8 \times 2,4 \times 2,1 m$ großen Findling. Die Masse wird auf etwa 24 t geschätzt. Es handelt sich nach den Geländebefunden um einen mittel- bis grobkörnigen Granit mit stark vergruster Oberfläche. Blauquarze, blassrote Kalifeldspäte und gelbliche Plagioklase als Hauptgemengteile sprechen für eine Herkunft des Geschiebes aus Småland/Südschweden.



- Abb. 18: Gröβter Findling, der im brandenburgischen Abschnitt der OPAL-Trasse geborgen wurde. Südlich von Pinnow (33 U 0438633, 5877229) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 18: The biggest erratic boulder found along the OPAL-Pipeline in Brandenburg. South of Pinnow (photo: N. SCHLAAK)

1.3 Bodenkundliche Ergebnisse im Überblick

Auf den galzialen Hochflächen zeigte sich das erwartete Bild mit meist kompakten und massig ausgeprägten glazigenen Sedimenten. Auf den Tillflächen dominierten Parabraunerden (Abb. 3), vergesellschaftet mit Pararendzinen (Abb. 2), Kolluvisolen und Pseudogleyen (Abb. 19). Gleichwohl das Inventar der Bodengesellschaften der jüngeren Jungmoränengebiete bekannt ist (JANETZKO & SCHMIDT 1996), fiel auf, dass der Flächenanteil der Pararendzinen/Kolluvisole und insbesondere der pseudovergleyten Böden im Bereich des Trassenverlaufs deutlich höher liegt als bisher angenommen. Hier ergibt sich ein Kartier- und Aktualisierungsbedarf für die Bodenflächendaten.

Die Decksande auf den Grundmoränenflächen sind nur sehr geringmächtig ausgebildet, ohne erkennbare Steinanreicherung und sehr oft bereits erodiert. Die Al-Horizonte der Parabraunerden ähnelten sehr oft dem Farbmuster von Ael-Horizonten (10YR 7/2), was eine Abtrennung zu den Fahlerden erschwerte. Die Bt-Horizonte hatten meist eine sehr deutliche Ausprägung, seltener mit Verzahnungshorizonten aber meist mit Staunässemerkmalen und einer scharfen Entkalkungsgrenze zum anstehenden Till. Die C-Horizonte besitzen sehr oft Merkmale einer sekundären Kalkanreicherung in Form von Tapeten auf Kluftflächen sowie Kalkkonkretionen und seltener als Pseudomycel.

Im Trassenabschnitt 4.12 (Kleptow) konnten weitere Fundpunkte der Uckermärkischen Schwarzerden (vgl. FISCHER-ZUJKOW 2000) aufgenommen werden (Abb. 20). Diese Feuchtschwarzerden haben sich wie andernorts auch auf glazialen Beckenschluffen entwickelt und besitzen nur eine sehr kleinflächige Arealausdehnung (< 1 ha).

Bereits im Vorfeld war mit besonderem Interesse die Querung des Welsetals erwartet worden. In diesem Durchströ-



Abb. 19: Pseudogley aus Decksand über Moränenlehm (geol. Geschiebelehm) (33 U 0433459, 5921025) (Foto: A. BAURIEGEL)

Fig. 19: Stagnosol from periglacial sands over till (photo: A. BAURIEGEL)



Abb. 20: Feuchtschwarzerde aus glazilimmnischem Schluff (33 U 0432327, 5913631) (Foto: A. BAURIEGEL) Fig. 20: Phaeozeme from glaciolimnic silt (photo: A. BAURIEGEL)

mungs- bis Versumpfungsmoor-Komplex bestand die einmalige Möglichkeit, über einen größeren Streckenverlauf einen Vergleich zwischen älteren Moorkartierungen (1961, 2010) und den Auswirkungen von Melioration und Flächennutzung auf die Torfmächtigkeiten und die Degradierungszustände der Torfe zu ziehen. Auch wenn weitflächig, mit scharf auf den fluviatilen Sanden aufsetzenden mäßig bis schwach zersetzten Torfen, der Charakter eines Durchströmungsmoores bestätigt werden konnte, zeigten sich in den angeschnittenen kleineren Rinnen oder Schlenken immer auch Auskleidungen von Torfmudden, die den Verlandungsaspekt belegen.

Eine Besonderheit war das gehäufte Auftreten von periglazialen Verwürgungen und Tropfenböden, auf die bereits unter Kapitel 1.2.3 verwiesen wurde.



Abb. 21: Kolluvisole aus Kolluviallehmsanden über Kryolehmsanden (33 U 0431404, 5909706) (Foto: A. BAURIEGEL)
Fig. 21: Anthrosols from colluvial deposits over periglacial sands (photo: A. BAURIEGEL)

Die an einigen Stellen angeschnittenen Hohlformen (i. w. S. Sölle, DREGER 2002) zeichneten sich sehr häufig durch mehrphasige Verfüllungen aus. Im Trassenbereich 4.19 (Grünow) und 5.36 (Crussow) wurden über solifluidalen Sedimenten und einer Feuchthumusbildung neben einer kolluvialen Decke auch eine anthropogene Verfüllung (Ziegelsteine etc.) angetroffen, die möglicherweise auf meliorative, flurbereinigende Maßnahmen zurückgeführt werden kann (Abb. 21). Die Sedimentübergänge sind meist sehr scharf und kleinräumig. Die Entkalkungstiefen sind auf Grund des oft sehr dicht gelagerten, pseudovergleyten Tills sehr gering und zeigen sehr häufig lateralen Zufluss von Schichtwässern.

2. Die Querung der Neuenhagener Oderinsel und des Oderbruchs

2.1 Geologischer und geomorphologischer Rahmen

Dieses Gebiet umfasst den Trassenabschnitt von Oderberg im Norden bis Altgaul am NE-Rand des Barnims. Damit quert der Grabenaufschluss das ca. 2 km breite und nur bei 2 - 3 m über NHN liegende Niederoderbruch östlich von Oderberg und führt anschließend im "Taillenbereich" der Oderinsel für ca. 3,5 km durch das unmittelbare Rückland der Pommerschen Eisrandlage. Zwischen Alt- und Neuglietzen steigt die Trasse erneut in das Oderbruch hinab. Der wohl zu den schwierigsten Bauetappen der gesamten OPAL-Trasse zählende Abschnitt durch das Oderbruch führte ca. 11 km durch holozäne Auensedimente. Mit dem Barnimrand bei Altgaul nordwestlich von Wriezen erreicht die Trasse das pleistozän geprägte Gebiet außerhalb des Pommerschen Vorstoßes der Weichselvereisung. Der Aufschluss im Oderbruch ist für die OPAL-Trasse in Brandenburg insofern eine Besonderheit, da nur in der Oderaue flächenhaft und in bedeutenden Mächtigkeiten Auenlehme zur

Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge 1/2-2011

Ablagerung kamen. In den anderen Flussniederungen, die von der Pipeline gequert wurden, vor allem die der Spree im Berliner Urstromtal und die der Schwarzen Elster im Lausitzer Urstromtal, kommen Auen- und Hochflutlehme nur geringmächtig und lückenhaft vor.

Das Oderbruch bildet ein großräumiges Sedimentationsbecken für holozäne Fluss- und Auensedimente. An jüngeren Veröffentlichungen zur weichselspätglazialen und holozänen Entwicklung der Talung liegen vor allem die Untersuchungen von BROSE (u. a. 1994, 1998 und 2003) sowie die Arbeiten von SCHLAAK et al. (2003), SCHLAAK (2005) und BÖRNER (2007) vor. Demnach erfolgte seit dem Weichsel-Spätglazial eine phasenhafte Auffüllung des Oderbruchbeckens. Bis zur wirksamen Eindeichung der Oder im 18. Jh. hinterließen Hochwasserereignisse mehrere Sedimentzyklen aus Auensanden und -lehmen. In den durch Laufverlegungen isolierten Altarmen liefen Verlandungsvorgänge mit Bildung von Mudden und Torfen ab. Da die Mächtigkeit der holozänen Sedimente zwischen 5 und 14 m beträgt, ist für den 2,5 – 3 m tiefen Aufschluss entlang der OPAL-Trasse mit meist jungholozänen Absätzen zu rechnen.

Die eigentliche (heutige) Insellage der Neuenhagener Oderinsel entstand erst 1753 unter Friedrich II. nach Anlage eines künstlichen Flussbetts zwischen Güstebiese und Hohenwutzen und der damit verbundenen Verlegung und Eindeichung der Stromoder nach Osten. Bis dahin floss die Oder um den Sporn bei Schiffmühle herum und hinterließ bei Oderberg einen markanten Prallhang.

Die Neuenhagener Oderinsel gehört zu den geologisch gut untersuchten Teilräumen des Gebiets, was nach der ersten Kartierung durch BEHRENDT & SCHRÖDER (1900) vor allem mit der Erkundung der zahlreichen Ton-, Kies- und Sandlagerstätten in Zusammenhang steht (u. a. HELLWIG, LIPPSTREU & ZIERMANN 1977, CEPEK 1994). Bezüglich der Betrachtung und Konnektierung der Terrassierungen liegen von BROSE & PRÄGER (1983) Beiträge zur Flussgeschichte der Oder vor. Der Aufbau der Endmoräne bei Schiffmühle, hier befindet sich der südlichste Ausläufer der Pommerschen Eisrandlage, wurde zuletzt 1994 durch BUSSEMER, GÄRTNER & SCHLAAK untersucht.

2.2 Geologische Ergebnisse im Überblick

Die Bedingungen für die Profilaufnahmen im Oderbruch waren insgesamt deutlich schlechter als im übrigen Trassenverlauf. Zum einen erfolgte die Öffnung des Grabens hier fast ausschließlich mit normalen Schaufelbaggern, was die Aufschlussqualität beeinträchtigte und die Aufnahme der Profile verzögerte. Zum anderen wurden aufgrund des hohen Grundwasserstandes und der feuchten Witterung im Jahr 2010 jeweils nur kleinere Trassensegmente für kurze Zeit aufgegraben und rasch wieder verschlossen.

Die im Oderbruch angeschnittenen Schichtenfolgen widerspiegeln größtenteils die jüngere Flussgeschichte der Oder, wie bearbeitete Hölzer bei Oderberg in Auensanden 2 m u. F. vermuten lassen (Abb. 22). Neben aushaltenden homogenen (monotonen) Profilabschnitten, bestehend aus einer



- Abb. 22: Jungholozänes Auenprofil aus Sanden, Schluffmudden, Torfen und Auenlehmen östlich von Oderberg. Die Sandlage (Bildmitte) enthält Hölzer mit Bearbeitungsspuren (kleines Bild: Holzkeil), (33 U 0437061, 5857960) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 22: Young Holocene series of sands, silty muds, peat and flood loam to the east of Oderberg. The sandy layer contains wooden artefacts (upper right corner: chock) (photo: N. SCHLAAK)

ca. 1 m mächtigen Auenlehmdecke über Auensand, wurden auch kleinräumig wechselnde Schichtfolgen aus Sanden, Auenlehmen und Schluffmudden angetroffen (Abb. 23). Morphologisch kaum auffällige Uferwälle aus Sanden gliedern ebenso wie verlandete Altarme mit Sand- und Schluffmudden sowie Torfen den Profilaufbau der Aue (Abb. 24). Kräftige Eisenausfällungen im Bereich des Oxidationshorizonts waren bis ca. 1 m u. F. häufig ausgeprägt; sie knüpften sich vor allem an Sandlagen innerhalb der Auenlehme. Der bis auf etwa 15 m über NHN reichende Profilschnitt durch die Oderinsel erbrachte neben den zu erwartenden Aufschlüssen mit glazfluviatilen und glazilimnischen Sedimenten auch überraschende Ergebnisse. Über weite Abschnitte wurde oberflächennah ein bis zu 2 m mächtiger graubrauner Till angetroffen. Im Nordteil der Insel waren Reste einer Blockpackung aufgeschlossen. Äolische Sedimente tragen hier zum Reliefausgleich bei.



Abb. 23: Kleinräumig wechselnde Schichtfolge aus Sanden, Auenlehmen und Schluffmudden nördlich von Altranft (33 U 0438587, 5847482) (Foto: N. SCHLAAK)

Fig. 23: Heterogeneous series of sands, flood loams and silty muds. North of Altranft (photo: N. SCHLAAK)



Abb. 24: Kreuzung der OPAL-Trasse mit der Havel-Oder-Wasserstraße östlich von Oderberg, Schrägluftbild, Blick nach Westen (Foto: N. SCHLAAK)
Fig. 24: Aerial view of the OPAL-Pipeline crossing the Havel-Oder-Waterway to the East of Oderberg. View to the West (photo: N. SCHLAAK)

2.2.1 Übergang ins Niederoderbruch

Die Trassenlegung im Übergang von den weichselhochglazialen Abflussterrassen (hier um 25 m NHN) in das Niederoderbruch (2 m NHN) erfolgte östlich von Oderberg im Bereich der Dammschüttung einer alten Bahnlinie. Neben zahlreichen gekappten Profilen mit meist groben glazifluviatilen Sedimenten, waren auch Abschnitte mit begrabenen Bodenhorizonten (holzkohleführend) anzutreffen (Abb. 25). Bei ca. 4,5 m NHN erfolgt im Schichtenwasseranschnitt der Übergang zu einem Quellmoorbereich mit Schilftorf, der im Auenbereich auskeilte.



- Abb. 25: Mehrteiliges holozänes Bodenprofil infolge Massenverlagerung am Talrand des Niederoderbruchs bei Oderberg (33 U 0436833, 5858154) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 25: A complex profile of Holocene colluvial deposits at the northern border of the Oderbruch area close to Oderberg (photo: N. SCHLAAK)

2.2.2 Niederoderbruch und Oderbruch

Aufgrund der genetischen Zusammengehörigkeit von Niederoderbruch und Oderbruch wurden im Trassenverlauf sehr ähnliche Sedimentfolgen angeschnitten.

Ein im nördlichen Abschnitt des Niederoderbruchs bei Oderberg aufgenommenes Profil widerspiegelt den phasenhaften Aufbau der Auenablagerungen und lässt Vermutungen zur Altersstellung des Profils zu (Abb. 22). Über den durch Schlufflagen gegliederten Fein- und Mittelsanden an der Basis lagert ein 0,4 m mächtiger Schluffmuddehorizont mit Schilfrhizomen, der für eine stabile Phase während der Sedimentation steht. Die darüber lagernden Sande belegen ein Flutereignis. Hier eingebettet wurden mehrere Holzstücke gefunden, die in ihrer Keilform Bearbeitungsspuren von Werkzeugen aufwiesen und als anthropogen beansprucht anzusehen sind. Im Hangenden folgt eine 0,4 m mächtige Schicht aus stark verdichtetem und zersetztem Torf, der eine längere Ruhephase anzeigt. Bei einer weiteren Überflutungsphase, die mit der Sedimentation von Sanden eingeleitet wurde, kam es zur Bildung einer 1,3 m mächtigen Auenlehmdecke. Nur 1 km südöstlich zeigte der Trassenaufschluss ein bis zu 6 m mächtiges Profil aus Auenlehmen mit zwischengeschalteten Mudden und einem auffälligen Oxidationshorizont, der in der Regel bis 0,8 m u. F. reicht und hier den Grundwasserflurabstand markiert (Abb. 26). Vivianitbildungen wurden in diesem Bereich häufig beobachtet. Während ein kleinräumiger Sedimentwechsel im gesamten Bruch eher die Regel ist (Abb. 27), existieren im Oderbruch jedoch auch längere Abschnitte mit einer gewissen Konstanz im Schichtenaufbau. So wurde z. B. bei Rathsdorf ein mehrere hundert Meter langes Profil mit Auenlehmen



- Abb. 26: Mächtige Auensedimente bei Oderberg: über fluviatilen Sanden folgen Mudde und ein geringmächtiger Torf (dunkelgrau) und ab 1,8 m u. F. dominiert grauer Auenlehm. Die kräftigen Gley-Horizonte sind an eine Sandlage gebunden (33 U 0437948, 5857513) (Foto: O. JUSCHUS)
- Fig. 26: A series of floodplain sediments close to Oderberg: fluvial sands at the base are overlain by mud and by a thin layer of peat (dark grey) and beyond a height of 1,8 m, the section is dominated by flood loam. The prominent Gley horizons are bonded to a sand layer (photo: O. JUSCHUS)



Abb. 27: Kleinräumige Sedimentwechsel zwischen Flusssanden (Vordergrund) und Altarmfüllungen (Hintergrund) 33 U 0439976, 5852967) (Foto: N. SCHLAAK)

Fig. 27: Border between fluvial sands (foreground) and a completely filled oxbow lake (backround). Both are overlain by flood loam (photo: N. SCHLAAK)

über Auensand aufgenommen (Abb. 28). Dabei zeigt vor allem der liegende Abschnitt der bis 3,5 m aufgeschlossenen Sedimente eine mehrphasige Entwicklung bei variierenden Fließgeschwindigkeiten (Abb. 29). Während im westlichen Oderbruchabschnitt von Altgaul-Wriezen bis zur Alten Oder eher die Flusssande den Grabenaufschluss



Abb. 28: Auenlehm über Auensand bei Rathsdorf (33 U 0439821, 5844838) (Foto: N. SCHLAAK)

Fig. 28: Fluvial sands are overlain by flood loam near Rathsdorf (photo: N. SCHLAAK)



Abb. 30: Mehrphasige Füllung eines Altarms bei Altranft: basal fluviatiler Sand, überlagert von Torf (dunkel), feinsandig-schluffigen Seesedimenten mit zahlreichen Mollusken und Auenlehm (33 U 0439572, 5846089) (Foto: O. JUSCHUS)
Fig. 30: Multi-phase oxbow lake deposits near Altranft:

abundant molluscs and flood loam

(photo: O. JUSCHUS)

fluvial sand at the base is overlain by peat (black), a series of limnic fine sands and silts, that contain



- Abb. 29: Mehrphasige Ablagerung von Auensanden mit gemeinsamer Schüttungsrichtung NW, unterbrochen von Stillwasserphasen mit Schluffmuddebildung, abschließend Auenlehmsedimentation, nördlich von Altranft (33 U 0438562, 5847647) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 29: Multi-phase sedimentation of fluvial sands. Flow direction to the northwest. Fluvial activity phases alternate with limnic phases and deposition of silt. The profile is covered by flood loam. North of Altranft (photo: N. SCHLAAK)



Abb. 31: Überlappende Beprobung für die Pollenanalyse eines Torf-/Schluffmuddeprofils am Nordrand der Neuenhagener Oderinsel (33 U 0437997, 5856275) (Foto: N. SCHLAAK)

Fig. 31: Peat- and mud-sampling using U-channels to collect continuous profiles at the northern border of the morainic upland Neuenhagener Oderinsel (photo: N. SCHLAAK)

unter dem Auenlehm dominieren, treten sie östlich der Alten Oder bis an die Oderinsel gegenüber den Altarmfüllungen deutlich zurück. Dieser Befund spiegelt gut die morphologische Situation an den Prallhängen bei Altglietzen wider. Analog waren die Verhältnisse im Niederoderbruch mit überwiegend sandigen Absätzen zur Neuenhagener Insel hin und mächtigen Auenlehmen, Mudden und Torfen am Oderberger Prallhang. Die Sedimentfüllungen der Altarme zählen zu den aussagekräftigsten in der Oderaue. Die zumeist bei Hochflutereignissen angelegten Nebenarme wurden bei zurückgehenden Pegelständen vom Hauptstrom getrennt und Verlandungsprozesse setzten ein. Wurden Altarme bei folgenden Hochwässern wieder durchströmt, wurde die Verlandung unterbrochen und Sande kamen zur Ablagerung. Eine mehrphasige Altarmfüllung wurde bei Altranft angeschnitten und beprobt (Abb. 30). Dort angetroffene limnische Schluffe enthielten zahlreiche doppelklappige Muschelreste, wahrscheinlich der Großen Teichmuschel (Anodonta cygnea). Mächtige Torfablagerungen, wie sie für den Westteil des Niederoderbruchs bekannt sind, wurden lediglich am Nordrand der Oderinsel angetroffen. Auf der grobsandigkiesigen, glazifluviatilen Basis konnten, getrennt durch zwei Schluffmuddehorizonte, Torfe aufwachsen. Die häufig ausgebildeten Erlenwurzeln beschreiben den früheren Niederungsstandort (Abb. 31). Der untere der drei Torfhorizonte konnte bis an den unmittelbaren Übergang zur Oderinsel verfolgt werden.

2.2.3 Neuenhagener Oderinsel

Nordöstlich von Altglietzen waren bis zur Grabensohle glazifluviatile Sedimente aufgeschlossen. Die Teilbarkeit in einen feinsandigen liegenden und einen grobsandig bis feinkiesigen hangenden Sedimentkörper war in einigen Trassenabschnitten möglich (Abb. 32). Teilweise waren die grobklastischen Sedimente auch nur in eingeschnittenen Rinnen zu finden (Abb. 33). Zu den auffälligen Gemeinsamkeiten der Ablagerungen zählen die Schüttungsrichtung nach NE, mehrere Erosionsdiskordanzen sowie eine Entkalkungstiefe von bis zu 2 m. Die dokumentierten Eiskeilpseudomorphosen reichen bis zur Grabensohle bei 3,5 m (Abb. 34). Überraschend war der Befund eines oberflächennahen blaugrauen (5B 5/1) Tills, der im Grabenaufschluss nördlich von Altglietzen über mehrere 100 m zu Tage trat (Abb. 35) und bisher nicht bekannt war. Der bis zu 2 m mächtige kompakte Till besitzt die Merkmale eines lodgement tills, eingeschertes oder aufgenommenes Basismaterial existiert nicht. Die im Hangenden befindliche Steinanreicherung dokumentiert eine Aufarbeitung durch starke, darüber hinweg strömende Schmelzwässer (Abb. 36). Zu den unerwarteten Befunden gehört außerdem eine auffällige Stein- und Blockanreicherung im Nordteil der Oderinsel (Abb. 37). Die Geschiebeanreicherung ragt hier auf einer Länge von ca. 50 m spornartig bis zur Geländeoberfläche auf und zeigt damit Affinitäten zu der in der Kiesgrube



- Abb. 32: Typischer Sedimentaufbau bei Altglietzen, Neuenhagener Oderinsel. Grobsandig bis feinkiesiger hangender Sedimentkörper über Feinsand, Schüttungsrichtung NE (33 U 0439567, 5854750) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 32: Typical sediment succession on the morainic upland Neuenhagener Oderinsel close to Altglietzen. Coarse sands and gravels are overlying fine sands. Measured flow direction to the northeast (photo: N. SCHLAAK)



Abb. 33: Grobklastische Rinnenfüllung nördlich von Altglietzen (33 U 0438660, 5854832) (Foto: N. SCHLAAK) Fig. 33: Channel filled with coarse gravel north of Altglietzen (photo: N. SCHLAAK)

Bralitz erst vor wenigen Jahren freigelegten Blockpakkung. Daneben bilden Flugsandablagerungen stellenweise den hangenden Profilabschnitt im nördlichsten Teil der Oderinsel und führen hier zu einem weitgehenden Reliefausgleich. Der darin entwickelte Finowboden (SCHLAAK 1993, 1998) datiert die hangenden Feinsandablagerungen in die ausgehende Jüngere Dryas (Abb. 38). Ein weiterer Fundpunkt des weichselspätglazialen begrabenen Bodens, hier als Nassboden ausgeprägt, liegt am südlichen Rand zur Krebssee-Rinne. Mit Querung dieser Rin-



Abb. 34: Eiskeilpseudomorphose in glazifluviatilen Sedimenten bis 3,5 m u. F. (33 U 0439467, 5854709) (Foto: N. SCHLAAK)

Fig. 34: An ice wedge cast developed within glaciofluvial deposits. It is at least 3,5 m long (photo: N. SCHLAAK)



Abb. 36: Sehr grobe Schmelzwassersedimente, zum Teil mit einer basalen Steinlage auf Till. Südlicher Ortsrand von Altglietzen (33 U 0438798, 5854662) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 36: Very coarse-grained glaciofluvial sediments which are overlying till, locally with a basal gravel lag. Southern margin of the village of Altglietzen (photo: O. JUSCHUS)



- Abb. 35: Kompakter Till über Glazifluviatil nördlich von Altglietzen, im Hangenden ein Aufarbeitungshorizont (33 U 0439330, 5854675) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 35: A massive till is overlying glaciofluvial deposits. In the foreground it is overlain by younger glaciofluvial material (photo: N. SCHLAAK)

nenstruktur wurde, abgesehen von den Inselrändern, der morphologisch tiefste Trassenabschnitt auf der Oderinsel aufgeschlossen. Die in der bis zu ca. 50 m breiten vermoorten Rinne anstehenden Bänderschluffe und -tone fallen leicht nach Norden ein, drop stones sprechen für eine eisrandnahe glazilimnische Bildung. Verwürgte Feinsandlagen im oberen Profilabschnitt der Beckenbildungen deuten auf instabile Verhältnisse während der Sedimentation bzw. auf Frostdruck nach dem Trockenfallen des Beckens hin (Abb. 39). Am südlichen Rand der



- Abb. 37: Spornartige Aufragung einer Geschiebeanreicherung, flankiert von Flugsandbildungen nordöstlich von Neuenhagen (33 U 0437897, 5855888) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 37: An accumulation of pebbles and cobbles northeastern of Neuenhagen. Aeolian deposits cover the coarse sediments (photo: N. SCHLAAK)

Oderinsel schneidet die Trasse auf kurze Entfernung ein ca. 10 m mächtiges quartäres Sedimentpaket. Es waren zwei, durch ein glazifluviatiles Zwischenmittel getrennte Tillhorizonte aufgeschlossen. Ein hangender gelblichbrauner (10YR 5/6) Till liegt diskordant über einem ca. 4 m mächtigen Paket aus lagerungsgestörten Mittel- und Feinsanden (Abb. 40). Der massig ausgebildete rötlichbraune (5YR 5/3) und deutlich tonigere liegende Till greift unter die Auenablagerungen im Oderbruch. Sein Liegendes war im Grabenprofil nicht aufgeschlossen.



- Abb. 38: Finowboden (OK bei 1,3 m u. F.), entwickelt auf glazifluviatilen Sedimenten, darüber jungdryaszeitliche Flugsande und ein holozäner begrabener Horizont, holzkohleführend (OK bei 0,7 m u. F.), Nordrand der Oderinsel (33 U 0437898, 5855854) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 38: The Finow-Soil (1,3 m blf. downward) developed in glaciofluvial sediments. It is overlain by aeolian sands of Younger Dryas age and a Holocene fossil soil (photo: N. SCHLAAK)



- Abb. 39: Vermoorter Abschnitt der Krebssee-Rinne östlich von Neuenhagen, im Vordergrund glazilimnische Tone und Schluffe mit verwürgten Feinsandlagen im Hangenden (33 U 0438053, 58 55388) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 39: Glaciolimnic deposits with cryoturbated layers on top east of Neuenhagen. In the background the peaty infill of a small glacial channel is visible (photo: N. SCHLAAK)



Abb. 40: Glazifluviatile Kiessande zwischen stark schluffigem Till im Hangenden und tonigerem Till im unteren Teil, Südrand der Oderinsel bei Altglietzen (33 U 0439824, 5854502) (Foto: N. SCHLAAK)

Fig. 40: Glaciofluvial sands are overlying a clayey till (lower right). Otherwise a younger, silty till is overlying the sands. Southern border of the morainic upland Neuenhagener Oderinsel (photo: N. SCHLAAK)

2.3 Bodenkundliche Ergebnisse im Überblick

In dem relativ kurzen Trassenabschnitt der Querung des Oderbruchs dominierte das erwartete Bodeninventar zwischen Vegen, Gleyen und Pseudogleyen (Abb. 28). Leider ließen die ungünstigen Aufschlussverhältnisse oft nur die Abgrenzung der Sedimentmächtigkeiten zu. Im Bereich des Niederoderbruchs bei Oderberg überraschten weitflächigere Ausbildungen von Raseneisenerden und Vivianit (Abb. 26, Abb. 41). In diesen tiefhumosen Vega-Gleyen konnte das Sedimentationsgeschehen der Auensedimente gut beobachtet werden.

Im Randbereich des Niederoderbruchs (Abb. 25) zeigte sich das immense Ausmaß von holozänen Massenverlagerungen (BORK et al. 1999, DOTTERWEICH et al. 1999). Über allochthonen verbraunten Sedimenten, die schon unter landwirtschaftlicher Nutzung standen, zeigten sich kolluviale, aber humusfreie Sedimente, die Bbt-Horizonten ähneln. Sie lassen sich nur durch extreme Erosionsereignisse erklären (BORK et al. 1999). Dies bedeutet im weiteren, dass die Decksande und deren pedogene diagnostische Horizonte (Bv) im Bereich der benachbarten Hochflächen stark gekappt bzw. vollständig erodiert sein müssen.

Überflutungsmoore konnten innerhalb des Niederoderbruchs nur im Randbereich der Oderinsel aufgenommen werden. Im Schichtenaufbau zeichnete sich der Wechsel zwischen markanten Überflutungsereignissen und ruhigeren Phasen mit Torfwachstum deutlich ab (Abb. 31).



Abb. 41: Vivianit- und Eisen(III)ausfällungen in holozänen Auenablagerungen des Oderbruchs (33 U 0436994, 5857910) (Foto: A. BAURIEGEL)
Fig. 41: Precipitation of vivianite and iron(III)minerals within Holocene floodplain deposits of Oderbruch (photo: A. BAURIEGEL)

3. Der Aufschluss entlang der OPAL-Pipeline auf dem Barnim

3.1 Geologischer und geomorphologischer Rahmen

Der Barnim stellt einen gut abgrenzbaren Landschaftsraum dar, da er sich als pleistozäne Hochfläche deutlich von seinem tiefer gelegenen Umland abhebt. Entlang des Trassenverlaufs sind seine Grenzen sowohl im Norden zum Oderbruch bei Wriezen als auch im Süden zum Berliner Urstromtal bei Rüdersdorf-Lichtenow scharf ausgebildet. Aufgrund seiner Nähe zu Berlin existiert über die Hochfläche eine Vielzahl geowissenschaftlicher Arbeiten sowohl zu geologischen als auch zu geomorphologischen Fragestellungen. An neueren Veröffentlichungen sind hier Schroeder (Hrsg. 1994), Schroeder & BROSE (Hrsg. 2003), GÄRTNER (1993), HANNEMANN (1995, 2005) und BUSSEMER et al. (2007) zu nennen.

Die wesentliche Gliederung auf dem Barnim wird entlang des Trassenverlaufs durch die Frankfurter Eisrandlage (Frankfurt-Phase, LITT et al. 2007) vorgegeben, die hier lokal als Freienwalder oder Wriezener Höhen bezeichnet werden. Allerdings sei darauf hingewiesen, dass sich die Randlage in ihrem Verlauf stark an ältere, saalezeitliche Stauchungsstrukturen anlehnt (HANNEMANN 1995, 2005). Dieser Bereich wird von der Trasse zwischen Wriezen-Frankenfelde im Norden und Oberbarnim-Klosterdorf im Süden zunächst randlich gestreift und dann gequert. Er besitzt eine hohe Reliefenergie bei Absoluthöhen bis 120 m NHN. Nördlich befindet sich das Rückland der Eisrandlage zwischen Wriezen-Altgaul und Frankenfelde. Es handelt sich hier um wellige Grundmoränenflächen zwischen 50 und 90 m NHN. Am Übergang zum Oderbruch befinden sich die Wriezener Terrassen mit Höhen knapp über 30 m NHN (BROSE & PRÄGER 1977). Das südliche Vorland der Frankfurter Eisrandlage reicht von Klosterdorf bis zum Südrand des Barnims bei Lichtenow. Es wird ebenfalls von

Grundmoränen, die hier aber meist flachwellig sind, eingenommen. Das Höhenniveau sinkt tendenziell von rund 110 m NHN bei Klosterdorf bis etwa 60 m NHN am Südrand des Barnims.

Im Trassenverlauf werden mehrere glaziale Rinnen gequert. Auf dem nordöstlichen Barnim haben sich die Rinnen zum Teil in Trockentäler (Biesdorfer Kehlen) weiterentwickelt (LEMBKE 1954). Auf der südlichen Hochfläche sticht besonders die vermoorte und mit Seen besetzte Rinne von Hohenstein bis Garzau hervor, die vom Mühlenfließ benutzt wird. Größere Gewässer wurden auf dem Barnim nicht gequert. Außer dem Mühlenfließ ist als Gewässerquerung nur noch der Oberlauf des Sophienfließes bei Prötzel erwähnenswert.

3.2. Geologische Ergebnisse im Überblick

Die aus der Literatur abgeleitete Dreiteilung des Barnims entlang des Trassenverlaufs wurde durch die Aufschlussverhältnisse eindrucksvoll bestätigt. Im nördlichen und südlichen Abschnitt stand zum größten Teil Till an der Erdoberfläche an, der nach ersten Geländebefunden [hohe Gehalte an Paläozoischen Schiefern (PS) und niedrige an frischen Feuersteinen (Ffr)] als weichselzeitlich einzustufen ist. Da seine Mächtigkeit um 3 m schwankt, war der oftmals komplizierte Kontaktbereich zu den liegenden glazifluviatilen Sedimenten häufig aufgeschlossen. Im Vergleich zu den uckermärkischen Grundmoränenflächen wurden glazilimnische Sedimente nur sporadisch und kleinräumig angetroffen. Im zentralen Teil fehlen sowohl der Till als auch die proglazialen Sande weitgehend, so dass meist älteres Material (häufig Tertiär) oberflächig zu finden ist. Letzteres war stets mehr oder weniger stark deformiert. Allerdings sind die Grenzen zwischen den drei Haupteinheiten fließend, da sowohl im zentralen Abschnitt wiederholt der weichselzeitliche Till ansteht als auch in den anderen Abschnitten stellenweise älteres Material aufgeschlossen wurde.

3.2.1 Der Abschnitt zwischen Wriezen und Frankenfelde

Der Nordostrand des Barnims wird nordwestlich von Wriezen ausschließlich von sandig-kiesigen Absätzen aufgebaut. Zunächst dominieren für ca. 400 m ca. 2 m mächtige Mittel- und Feinsande, die nach ihrer Höhenlage bei 11 – 13 m NHN, den weichselspätglazialen Terrassenablagerungen der Oder zuzurechnen sind. Sie lagern diskordant über grobsandig-feinkiesigen Sedimenten (Abb. 42). Im weiteren Trassenverlauf bestimmen spornartige Aufragungen aus gestauchten Kiessanden das Bild. Der weitgehende Reliefausgleich wird durch äolische Sedimente vollzogen, wobei mehrere begrabene Bodenhorizonte die feinsandigen Muldenfüllungen zeitlich gliedern (Abb. 43). Bemerkenswert ist hier ein zusammenhängender Flugsandkörper, der auf einer Länge von ca. 60 m im Top-Bereich der Trasse angeschnitten wurde und angesichts der Frostrisse und des



- Abb. 42: Weichselspätglaziale Terrassenablagerungen der Oder am Barnimrand bei 11 – 13 m NHN, diskordant über grobsandig-feinkiesigen Sedimenten lagernd (33 U 0439594, 5843702) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 42: Late Weichselian terrace deposits of Oder river at the edge of the morainic upland Barnim (11 – 13 m asl.). The series is overlying coarse sands and gravels (photo: N. SCHLAAK)



- Abb. 43: Spornartige Aufragungen von gestauchten Kiessanden; Muldenfüllungen aus äolischen Sedimenten gegliedert durch Paläoböden. Im Hintergrund Übergang zum Oderbruch (33 U 0439311, 5843284) (Foto: N. SCHLAAK)
- Fig. 43: Upwelling spots of deformed sands. The basins between are filled with aeolian deposits containing fossil soils (photo: N. SCHLAAK)

hangenden Geschiebedecksandes zu den ältesten Flugsandablagerungen im gesamten Trassenverlauf zählen dürfte. In etwa 1,1 km Entfernung vom Oderbruch stehen bei ca. 30 - 32 m NHN die sehr groben Sedimente der Wriezener Terrasse an der Erdoberfläche an. Für etwa 0,5 km stellen die steinigen Kiessande den aufgearbeiteten Rest des weichselzeitlichen Tills dar. In den liegenden Sanden belegen nur die Deformationen die Gletscherüberfahrung. Nach Süden keilen die groben Sedimente auf den weichselzeitlichen Till aus (Abb. 44), der für die folgenden Kilometer das dominierende Sediment wird. Er ist braun (10YR 5/3), schluffig bis sandig und für gewöhnlich normalkonsolidiert. Die Penetrometermessungen zeigten schwankende Lagerungsdichten zwischen 2,4 und 4,3 kg/m². Direkt an der Station Wriezen bei Biesdorf konnte überkonsolidierter Till mit > 4,6 kg/m² nachgewiesen werden. Es liegt aus diesem Abschnitt nur eine Geschiebeeinregelungsmessung vor, die nördlich von Lüdersdorf mit 14° eine Eisbewegungsrichtung aus N bis NNE ergab. Typisch für den Till auf dem nordöstlichen Barnim ist seine Variabilität. Relativ kleinräumige Bereiche, in denen er kompakt und homogen wirkt, wechseln mit solchen, in denen er inhomogen oder geschichtet ist. Als ein auffälliges Merkmal des Tills im Trassenabschnitt bei Biesdorf und Lüdersdorf gilt seine deutliche Zweiteilung. Einerseits wurde geschichteter Till, der als meltout till gedeutet wird, direkt über homogenem lodgement till angetroffen. Andererseits schalten sich regelmäßig ausgedehnte Lagen sortierter Schmelzwassersande und -kiese ein, die wenig bis nicht deformiert sind (Abb. 45). Sie sprechen für eine Ablagerung der Sande unter einem sich nicht oder sich nur wenig bewegenden Gletscher. Eine häufige Erscheinung im Till sind auch hier Linsen sortierten Materials, die im Durchschnitt deutlich kleiner sind als in der Uckermark. Im



Abb. 44: Übergang von den Kiessanden der Wriezener Terrasse (links) zum Till des Barnim-Plateaus (rechts). Südlich von Wriezen-Altgaul (33 U 0438809, 5842577) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 44: Gravel sands of the Wriezen-Terrace (left hand side of the picture) in contact with till (right hand side of the picture). South of Wriezen-Altgaul (photo: O. JUSCHUS)



- Abb. 45: Sande und Kieseinschaltungen im Till bei Wriezen-Biesdorf. Der untere Till ist massig, der obere geschichtet. Rechts treten proglaziale Sande hervor (33 U 0437960, 5840809) (Foto: O. JUSCHUS)
- Fig. 45: Sand and gravel intercalated into till in the Wriezen-Biesdorf area. The lower till is massive, while the upper till is bedded. On the right hand side, proglacial sands crop out below the till (photo: O. JUSCHUS)



- Abb. 46: Eiskeilpseudomorphosen im Liegenden des weichselzeitlichen Tills bei Wriezen-Lüdersdorf (33 U 0437328, 5838994) (Foto: A. BAURIEGEL)
- Fig. 46: Ice wedge casts beneath the Weichselian till close to Wriezen-Lüdersdorf (photo: A. BAURIEGEL)



Abb. 47: Till, der ungestörte, proglaziale Sande überlagert. Diese überlagern gestörte, wahrscheinlich tertiäre Sande. Nördlich von Wriezen-Biesdorf (33 U 0437659, 5841812) (Foto: R. BUSSERT)

Fig. 47: Till which is overlying undeformed proglacial sands. The sands rest on deformed sands, most likely of Tertiary age. North of Wriezen-Biesdorf (photo: R. BUSSERT)



- Abb. 48: Aufschluss östlich von Wriezen-Biesdorf. Roter Pfeil - Grenze vom Till zu den unterlagernden Vorschüttsanden; blauer Pfeil - Grenze proglaziale Sande zu periglazialen Sanden; grüner Pfeil fossile Bodenbildung; gelber Pfeil - saalezeitliche glazilimnische Ablagerungen im Liegenden (33 U 0438029, 5840572) (Foto: O. JUSCHUS)
- Fig. 48: Outcrop east of Wriezen-Biesdorf. Red arrow contact of till to proglacial meltwater-sands; blue arrow - contact of proglacial sands to periglacial sands; green arrow - palaeosoil; yellow arrow glaciolimnic sediments at the base of outcrop (photo: O. JUSCHUS)

Liegenden des relativ geringmächtigen Tills treten im 3,5 m tiefen Leitungsgraben die unterlagernden, proglazialen Sande, zum Teil Kiese, immer wieder hervor; nördlich von Biesdorf befindet sich an der Basis des Tills eine Steinsohle. Die proglaziale Natur der Sande wird durch Eiskeilpseudomorphosen belegt, die sich in den Sanden entwickelt haben (Abb. 46). Die Sande selbst sind durch den Eisdruck nicht bis moderat gestört worden. Ihre Mächtigkeit unterliegt starken Schwankungen, so dass wiederholt noch ältere, intensiv gestauchte Sedimente aufgeschlossen wurden (Abb. 47). Diese Aufschlüsse sind für den weiter südlich folgenden Stauchungskomplex von großer Bedeutung, da hier belegt wird, dass die intensiven Störungen nicht vom weichselzeitlichen Inlandeis herrühren können, sondern älter sind.

Einen Einblick in eine ungewöhnliche Schichtenfolge gewährte die Querung des Trockentals östlich von Biesdorf (Abb. 48). Zwischen den hochweichselzeitlichen Sedimenten im Hangenden und den wahrscheinlich saalezeitlichen, glazilimnischen Bildungen im Liegenden schaltet sich eine Serie von Sanden ein, die als periglazial gedeutet wird. In den Sanden sind Reste einer Bodenbildung vorhanden. Da die periglazialen Bildungen nur an der Süd- und nicht an der Nordseite des Tals nachgewiesen wurden, handelt es sich wahrscheinlich nur um ein kleinräumiges Vorkommen weichselfrüh- bis weichselhochglazialer Sedimente.

3.2.2 Der Abschnitt zwischen Frankenfelde und Klosterdorf

Zwischen Frankenfelde im Norden und Klosterdorf im Süden quert die Trasse den Stauchungskomplex der Freienwalder-Wriezener Höhen. Nach den Geländebefunden kann der Komplex grob zweigeteilt und die Grenze zwischen den beiden Unterabschnitten dementsprechend etwa 1 km südlich des Sophienfließes bei Prötzel gezogen werden.

Wesentliches Merkmal des nördlichen Unterabschnitts ist das gehäufte Vorkommen intensiv deformierter tertiärer (paläogener und neogener) Sedimente im Grabenaufschluss. In den meisten Fällen werden die tertiären Ablagerungen aber noch von geringmächtigen jungquartären Sedimenten überlagert, so dass sie nur selten direkt an der Erdoberfläche anstehen. Der Till ist in diesem Abschnitt deutlich geringmächtiger als weiter nördlich. Die liegenden Vorschüttsedimente sind ebenfalls geringmächtig aber auffallend grob ausgebildet. Oft fehlten sie vollständig, so dass der Till direkt dem Tertiär aufliegt und hier auch für die Lagerungsstörungen verantwortlich zeichnet (Abb. 49).

Die Deformationsstrukturen der liegenden Sedimente sind im Aufschluss sehr variabel und reichen von moderaten Schrägstellungen über saiger einfallende Schichten bis hin zu komplex aufgebauten Falten. Weiterhin treten tertiäre Sedimente nahezu ungestört oder als Scholle bzw. Linse innerhalb quartärer Ablagerungen auf. Während nördlich von Prötzel immer wieder vorkommende Braunkohle und Braunkohlenschluffe ein miozänes Alter der Sedimente wahrscheinlich machen (Abb. 50), befinden sich südlich des Sophienfließes tertiäre Sedimente, die aufgrund ihrer petro-



Abb. 49: Weichselzeitlicher kompakter Till über angefalteten tertiären Quarzsanden nordwestlich von Frankenfelde (33 U 0435085, 5837931) (Foto: N. SCHLAAK)

Fig. 49: Weichselian till directly overlies slightly folded Tertiary sands northwest of Frankenfelde (photo: N. SCHLAAK)



- Abb. 50: Deformierte tertiäre Sande und Braunkohle unterhalb von Vorschüttkiesen und Till. Zwischen Herzhorn und Sternebeck (33 U 0433689, 5835288) (Foto: R. BUSSERT)
- Fig. 50: Deformed Tertiary sands and brown coal are underlying coarse-grained proglacial outwash sands as well as till. Between the villages of Herzhorn and Sternebeck (photo: R. BUSSERT)

graphischen Eigenschaften in das Oligozän gestellt werden. Dabei handelt es sich um stark glaukonitische Grünsande der Unteren Cottbus-Folge (Stettiner Sand) und grauweiße Glimmersande, wahrscheinlich aus der Oberen Cottbus-Folge (Abb. 51).

Im südlichen Teil des Stauchungsgebiets bis Klosterdorf treten die tertiären Ablagerungen zugunsten intensiv deformierter quartärer Sedimente deutlich zurück. Während im Waldgebiet zwischen Prötzel und Klosterdorf, östlich von Kähnsdorf, vor allem Sande und Kiese eingestaucht



Abb. 51: Deformierte oligozäne Grünsande (Vordergrund) und Glimmersande (Hintergrund) südlich des Sophienfließes bei Prötzel (33 U 0432109, 5831110) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 51: Deformed Oligocene greensands (foreground) and mica-rich sands (background), south of Prötzel (photo: O. JUSCHUS)



- Abb. 52: Intensiv deformiertes Quartär (Till, Sand und Schluff) nördlich von Klosterdorf (33 U 0430498, 5828759) (Foto: O. JUSCHUS)
- Fig. 52: Intensely deformed Quaternary till, sands and silts north of Klosterdorf (photo: O. JUSCHUS)

wurden, fand sich weiter südlich eine intensiv gefaltete Serie aus eher feineren Sanden, Schluffen und älterem Till (Abb. 52). Im gesamten südlichen Abschnitt fehlt weiterhin die Decke des oberen, weichselzeitlichen Tills und seiner Vorschüttsedimente großflächig; lediglich in kleinräumigen Muldensituationen ist sie vorhanden. Der Till ist in diesem Abschnitt weitgehend verlehmt. Es wurden sowohl Vorkommen beobachtet, die direkt dem gestauchten Material auflagern als auch solche, unter denen sich noch geringmächtige Vorschüttbildungen befinden. Letztere waren mittelsandig ausgebildet und wenig bis nicht deformiert. Die intensiven Störungen wurden auch hier nicht vom jüngsten Eisvorstoß erzeugt; sie sind älter.

3.2.3 Der Abschnitt zwischen Klosterdorf und dem Südrand des Barnims

Südlich des Stauchungskomplexes bei Klosterdorf stehen wieder zunehmend der geringmächtige weichselzeitliche Till (Oberer Geschiebemergel im Sinne der preußischen geologischen Kartierung) und die zugehörigen proglazialen Kiessande im Grabenaufschluss an. Sie werden schnell wieder zu den vorherrschenden Sedimenten (Abb. 53), auch wenn, wie z. B. südlich von Hohenstein, tertiäres Material im Graben vorkam. Der Till ist meist graubraun (10YR 5/2), seine Matrix schluffig bis sandig und häufig normal konsolidiert. Die Penetrometermessungen erbrachten Werte von 2,1 bis 4,1 kg/cm². Er gleicht damit in seinen Eigenschaften weitgehend dem Till auf dem nördlichen Barnim. Allerdings lässt sich von Klosterdorf bis Hohenstein ein Einfluss des Stauchungskomplexes auch auf die Zusammensetzung des Tills nachweisen. Vor allem dort sind eingearbeitete Sedimentlinsen mit deformiertem Material weit verbreitet. Neben bunten, quartären Sanden und Kiesen wurden auch Linsen mit weißen, tertiären Quarzsanden nachgewiesen (Abb. 54). Die Aufnahme von Braunkohle und Braunkohlenschluffen aus dem nördlich anschließenden Stauchungskomplex bedingt wahrscheinlich auch die auffällig graue Farbe des Tills (10YR 5/1-6/1), die bei Hohenstein beobachtet wurde. Dadurch tritt auch eine deutliche Zweiteilung hervor.

Neben den als lodgement till gedeuteten Abschnitten und den glazidynamischen Strukturen der eingeschuppten Sandlinsen wurde häufig auch gut geschichteter Till im Grabenaufschluss festgestellt, der als meltout till gedeutet wird. Es handelt sich nach den Geländebefunden und der Literaturlage um verschiedene Ausprägungen des gleichen Eisvorstoßes der Brandenburg-Phase (LITT et al. 2007).

Insgesamt war die Wirkung des jüngsten Eisvorstoßes auf den Untergrund auch in diesem Abschnitt gering bis moderat. Wiederholt fanden sich proglaziale Sande im Liegenden



Abb. 53: Till über Vorschüttsedimenten mit Abschiebungen südöstlich von Werder (33 U 0429438, 5818957) (Foto: N. SCHLAAK)

Fig. 53: Proglacial sands are overlain by till. The sands are weakly disrupted by normal faults (photo: N. SCHLAAK)



Abb. 54: Tertiäres Material (graue Matrixfarbe und Quarz-sandbänder) im Till bei Strausberg-Hohenstein (33 U 0429416, 5825130) (Foto: O. JUSCHUS)
Fig. 54: Tertiary material (grey matrix and lenses and streaks of quartz sand) in till. Strausberg-





Abb. 56: Kiessande im Hangenden des Tills bei Strausberg-Hohenstein (33 U 0429519, 5824186) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 56: Weichselian till overlain by gravely sand in the area of Strausberg-Hohenstein (photo: O. JUSCHUS)



- Abb. 55: Till bei Strausberg-Werder: ca. 20 cm mächtige Deformationszone unterhalb des Tills, im Liegenden undeformierte Schmelzwassersande (33 U 0429434, 5818836) (Foto: O. JUSCHUS)
- Fig. 55: Weichselian till near Strausberg-Werder. The underlying sands are widely undeformed (photo: O. JUSCHUS)

des Tills, die keine bis fast keine Stauchungsstrukturen aufwiesen (Abb. 55).

Ein deutlicher Unterschied zu den Verhältnissen auf dem nördlichen Barnim besteht im wiederholten Vorkommen glazifluviatiler Sedimente im Hangenden des weichselzeitlichen Tills. Sie waren im gesamten Abschnitt regelmäßig aufgeschlossen. Zwischen Klosterdorf und der Mühlenfließrinne bei Garzau war dies häufig der Fall, auf dem südlichsten Barnim nur vereinzelt. Meist handelt es sich dabei um Grobsande und Kiese (Abb. 56). Das Vorkommen von Tilllinsen in den Kiessanden spricht für einen engen genetischen Zusammenhang der Rückschmelzsedimente mit dem unterlagernden, weichselzeitlichen Till.



Abb. 57: Entkalkungstaschen im Till bei Rehfelde-Werder (33 U 0428672, 5816563) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 57: Pockets of decalcified diamictite, in the area of Rehfelde-Werder (photo: O. JUSCHUS)

3.2.4 Periglazialerscheinungen auf dem Barnim

Neben den beschriebenen Eiskeilpseudomorphosen in den tillbedeckten Vorschüttsanden, wurden vereinzelt, z. B. bei Biesdorf, auch bis 3,5 m tief reichende Strukturen angeschnitten. Brodelböden o. ä. wurden auf dem Barnim nicht beobachtet. Jedoch sind vor allem auf dem südlichen Barnim auffallende Entkalkungstaschen ausgebildet, so dass die Verlehmungstiefe des Tills dort kleinräumig extrem schwankt (Abb. 57). Bei einer tropfenförmigen Ausbildung der Taschen kann als Extremfall Geschiebelehm unter Till anstehen. Das Vorkommen periglazialer Flugsande beschränkt sich auf den nördlichen Abschnitt der Trasse (siehe 3.2.1).



Abb. 58: Mulmniedermoor aus Torf über Kalkmudde, Wechsel von Verlandungs- und Torfbildungsphasen (33 U 0429255, 5821301) (Foto: A. BAURIEGEL)
Fig. 58: Sapric Histosol from peat over calcic limnic deposits (photo: A. BAURIEGEL)

3.2.5 Die Querung der Mühlenfließrinne bei Garzau

Die Kreuzung der ca. 400 m breiten Rinnenstruktur zwischen Garzau und Garzin zählte zu den interessantesten Bauabschnitten auf dem Barnim, da im Rinnenzentrum Verlandungssedimente in großer Mächtigkeit angeschnitten wurden. Die zur Rinne hin mächtiger werdenden glazifluviatilen Sedimente über dem Till am Nordrand der Rinne zeigen die Bedeutung der Rinnenstruktur für den gebündelten Schmelzwasserabfluss. Lagerungsstörungen (Abschiebungen) sprechen für das Vorhandensein von Toteis während der Ablagerung. Am Südrand der Rinne war eine mächtige Serie aus Feinsand und Schluff aufgeschlossen, die durch eine Kies-/Steinlage überdeckt war. Abschiebungen durchziehen den gesamten Sedimentkörper. Im Rinnenzentrum belegen limnische Sedimente die einsetzende Verlandung der Hohlform, die sicher bereits im Weichsel-Spätglazial begann. Dahingehende pollenanalytische Untersuchungen blieben aufgrund der Fossilleere der Proben ohne Ergebnis (mdl. Mitt. STRAHL 05/2011). Die Kalkmudden sprechen für den Zustrom stark karbonatischer Grundwässer. Mehrere Torflagen, die pollenanalytisch in das Subboreal bis in das Jüngere Subatlantikum datieren (mdl. Mitt. STRAHL 05/2011) und jeweils das Ende der Verlandung anzeigen, gliedern das mindestens 5 m mächtige Sedimentpaket und deuten die wechselvolle Geschichte des Moores bei tendenziell ansteigenden Grundwasserständen an (Abb. 58).

3.2.6 Die Querung der Sophienfließrinne bei Prötzel

Im Vergleich zur Mühlenfließrinne bei Garzau waren die Befunde in der Sophienfließrinne vergleichsweise unspektakulär. Die Nordflanke wurde von einem massigen Till beherrscht, der im unmittelbaren Kontakt zu Tertiär-



Abb. 59: Durch Stauwasser grünlich gefärbtes, rhythmisch geschichtetes Schluff-/Feinsandpaket über Till, nördliche Sophienfließrinne östlich von Prötzel (33 U 0432332, 5831940) (Foto: N. SCHLAAK)
Fig. 59: Greenish silts and fine sands on top of reddish brown till. The greenish colour is due to a stagnic horizon (photo: N. SCHLAAK)

sedimenten aufgeschlossen war. Im Rinnenbereich selbst setzen die glazigenen Sedimente aus und werden durch Feinsand ersetzt. Erst am Südrand steht der Till wieder über Quarzsanden und Braunkohlenschmitzen an. Über den weißgrauen Feinsanden im Zentrum lagert ein unter Stauwassereinfluss grünlich gefärbtes, rhythmisch geschichtetes Schluff-/Feinsandpaket, das an der nördlichen Talflanke bereits über dem Till einsetzt (Abb. 59). Über einer weiteren Schluff-/Feinsandfolge befindet sich im angeschnittenen schmalen Rinnenzentrum ein kleinräumiger, maximal ca. 1 m mächtiger Torfkörper. Abschiebungen, die auf Toteiseinfluss im Rinnenbereich hinweisen könnten, wurden nicht beobachtet.

3.3 Bodenkundliche Ergebnisse im Überblick

Die weitflächigen Grundmoränenablagerungen des Barnims bestimmen auch das Inventar der Bodenformengesellschaften. Im Unterschied zur Uckermark kommen aber zwei abweichende Aspekte hinzu. Durch die weniger massig und oft mit geringerer Mächtigkeit auftretenden Tillpakete nimmt der Anteil der pseudovergleyten Böden ab und die Entkalkungstiefen nehmen zu. Oft konnten neben Eiskeilpseudomorphosen auch Eiskeile aufgenommen werden, die einen periglazialen Eingriff von weit über 2 m dokumentieren (Abb. 46). Die Lessives sind deutlicher als Fahlerden ausgeprägt und weisen die typischen Ael+Bt-Verzahnungshorizonte auf. In den vergesellschafteten periglazialen deluvialen Sanden haben sich meist lessivierte Braunerden entwickelt (Abb. 60).

Im Weiteren nimmt die kleinräumige Heterogenität im Bodenmosaik deutlich zu (Abb. 52). Auch wenn der Stauchungsaspekt für den Raum bekannt ist (Tertiärscholle Prötzel), hat das räumliche Ausmaß dennoch überrascht. Eine



- Abb. 60: Braunerde-Fahlerde aus Decksand über Moränenlehm (links, 33 U 0429513, 5824366) und lessivierte Braunerde aus Decksand über deluvialen Sanden (rechts, 33 U 0429329, 582142) (Foto: A. BAURIEGEL)
- Fig. 60: Arenic Luvisol from periglacial sands over till (left) and Luvic Arenosol from periglacial sands (right) (photo: A. BAURIEGEL)



Abb. 61: Gestauchte tertiäre Sande (33 U 0422236, 5803542) (Foto: A. BAURIEGEL) Fig. 61: Intensely ice-pushed Tertiary sediments (photo: A. BAURIEGEL)

geomorphologisch orientierte Abgrenzung von Bodengesellschaften ist für die durch Stauchung beeinflussten Bereiche nicht möglich. In den aufgestauchten tertiären Substraten (Abb. 61) konnten nicht so massiv ausgeprägte Podsole aufgenommen werden wie in Sternebeck (Kopp 1970).

Hervorzuheben ist der Bauabschnitt mit der Querung der Mühlenfließrinne bei Garzau. Hier zeigte sich eine eindrucksvolle Abfolge von wechselnden Verlandungs- und Überstauungsphasen. Während der Rinnenrand noch aus relativ kompakten zusammenhängenden und nur in den oberen 3 dm stärker zersetzten Seggen- und Schilftorfen besteht, teilt sich der Torfkörper zum Rinnenzentrum hin in eine Reihe von einzelnen Torfschichten auf (Abb. 58). Bei den eingeschalteten limnischen Bildungen handelt es sich um Kalkmudden. Während für die Verlandung ein weichselspätglaziales Einsetzen vermutet wird, scheint ein größerer Teil der Mudden durch Mühlenstaue (Namensgebung) verursacht und damit jüngeren Datums (s. 3.2.5) zu sein.

4. Der Aufschluss entlang der OPAL-Pipeline zwischen dem Südrand des Barnims und dem Südrand des Baruther Urstromtals

4.1 Geologischer und geomorphologischer Rahmen

Wesentliches Merkmal des in diesem Kapitel behandelten Bauabschnitts ist die flächenmäßige Dominanz der Urstromtalungen gegenüber den vergleichsweise kleinen und nur inselartig daraus aufragenden Platten (SCHOLZ 1962, STACKEBRANDT 2002, JUSCHUS 2003). Der Abschnitt beginnt im Norden mit dem Berliner Urstromtal, welches hier, westlich des Teltows und der Niederlehmer Platte, sehr weit nach Süden ausgreift. Während im Nordabschnitt um Kienbaum der Talboden bei ca. 44 m NHN liegt, dacht er in Richtung Hangelsberg rasch auf 40 m NHN ab, um am Südrand des Tals Höhen um 36 m NHN zu erreichen. Das Urstromtal wird in diesem Abschnitt von der Spree benutzt. Sie hat sich ca. 4 - 5 m in den Talboden eingetieft. Zum Spreetal existieren die Untersuchungen von CARLS (1997) sowie Schulz & Strahl (1997, 2001), die vor allem auf die Genese der Großmäander eingehen. Jene, verglichen mit den heutigen Mäanderradien (ca. 150 m) deutlich größeren Mäander (ca. 400 m) werden dabei in das Weichsel-Spätglazial gestellt. Im Süden geht das Berliner Urstromtal ohne scharfe Grenze in dort einmündende Urstromtalungen über, die aus Richtung des heutigen Unterspreewalds Schmelzwasser vom Baruther Urstromtal in das Berliner Urstromtal überführten. Ihre Entwicklung wurde zuletzt von Juschus (2003) beschrieben. Ihr Höhenniveau steigt von 36 m am Berliner Urstromtal bis auf knapp 40 m NHN westlich von Groß Köris an. Die aus den Urstromtalungen aufragenden Platten nehmen nur einen relativ kleinen Anteil an der Gesamtstrecke ein. Die größten Platten, die von der Pipeline gequert wurden, sind von Nord nach Süd die Senziger Platten, die Pätzer Platte und die Teupitzer Platten (Benennung der Platten nach Juschus 2003). Über die letzteren verlaufen sowohl die Brandenburger Eisrandlage (Brandenburg-Phase, LITT et al. 2007) mit dem Baruther Sander (MARCINEK 1961) als auch die Linie des Weichselmaximalvorstoßes (JUSCHUS 2003). Anders als bei der Pommerschen Eisrandlage ist die Brandenburger Eisrandlage auf den Teupitzer Platten im Bereich des Trassenaufschlusses morphologisch gut ausgebildet. Sie setzt ca. 1,5 km südwestlich von Teupitz-Neuendorf mit einer sehr welligen Endmoränenlandschaft ein und erreicht an den Peterbergen die Fläche des Baruther Sanders. Südlich des Sanders schließt sich das Baruther Urstromtal an, welches hier, östlich der Baruther Pforte, beckenartig erweitert ist und weitflächig in einem Höhenniveau um 55 m NHN liegt. Lediglich im Südteil, südöstlich von Golßen, steigt das Niveau bis auf 60 m NHN an. Der morphologische Übergang vom Baruther Urstromtal in das

südlich sich anschließende Altmoränenland ist entlang der Trasse sehr sanft, d. h., ohne eine deutliche morphologische Grenze ausgebildet. Allen Talsandflächen gemein ist das Vorkommen von Dünen, die wiederholt von der Trasse gequert wurden.

Bedeutende Gewässerquerungen in diesem Abschnitt waren außer der Spree im Berliner Urstromtal noch die der Dahme im Baruther Urstromtal. Deren Flussgeschichte wurde in diesem Abschnitt von Schlager & OPEL (2002) beleuchtet. Die Dahme bei Bindow, im Übergangsbereich vom Berliner Urstromtal zu den südlichen Urstromtalungen gelegen, wurde mit Hilfe einer gerichteten Horizontalbohrung gequert, so dass dort keine Aufschlüsse entstanden.

4.2. Geologische Ergebnisse im Überblick

Die Urstromtalungen boten, von einigen Ausnahmen abgesehen, ein recht einheitliches Bild. Das betraf sowohl den Aufbau durch Schmelzwassersande, das Vorhandensein äolischer Decken bzw. Dünen als auch das sehr häufige Vorkommen periglazialer Strukturen. Die vier Platten, die in diesem Abschnitt von der Trasse gequert wurden, besaßen einen unterschiedlichen Charakter. Er wird im Wesentlichen vom Vorhandensein bzw. vom Fehlen des weichselzeitlichen Tills (Oberer Geschiebemergel) geprägt. Die Teupitzer Platten besitzen aufgrund der mit der Brandenburger Eisrandlage verbundenen Ablagerungen einen deutlich abweichenden Aufbau der oberflächennahen Sedimente.

Während das Spreetal bei Fürstenwalde großflächig und zum Teil bis unterhalb der Grabensohle aus holozänen Flusssanden und Füllungen von Altläufen aufgebaut ist, konnten an der Dahme im Baruther Urstromtal nur ganz vereinzelt geringmächtige fluviatile Sedimente nachgewiesen werden.

4.2.1 Die Urstromtalungen

Der größte Teil des Aufschlussprofils innerhalb der Urstromtalungen wurde von fein- und mittelkörnigen Sanden gebildet. Gröberes Material fand sich nur kleinräumig. Eine Ausnahme hiervon stellt der nördlichste Abschnitt des Berliner Urstromtals zwischen Kienbaum und Hangelsberg (Abb. 62) dar. Die dort vorgefundenen Grobsande und Kiese weichen in ihrer Lithologie deutlich von den sonst vorherrschenden feineren Talsanden ab. Das betrifft nicht nur die Korngröße, sondern auch die Schüttungsrichtungen, die hier mehrheitlich von N nach S verlaufen, während sonst die typischen E-W-Richtungen auftreten. Der nördlichste Abschnitt des Berliner Urstromals entspricht damit sedimentologisch einer Fortsetzung der nördlich gelegenen Sanderflächen, die zur Frankfurter Eisrandlage gerechnet werden. In Richtung Hangelsberg werden die glazifluviatilen Ablagerungen rasch feiner und gehen ohne eine scharfe Grenze in die eigentlichen Talsande des Berliner Urstromals über. Allerdings sind die Talsande um Hangelsberg und Mönchmühle, die von Mittelsanden beherrscht werden, ten-



Abb. 62: Horizontal geschichtete Mittel- bis Feinsande überlagern Kiessande mit groβdimensionierter Schrägschichtung. Südwestlich von Grünheide-Kienbaum (33 U 0428190, 5811240) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 62: Large-scale cross-bedded gravel sands, overlain by horizontally bedded medium- to fine-grained sands. Southwest of Grünheide-Kienbaum (photo: O. JUSCHUS)



 Abb. 63: Planare Schrägschichtung in der Talsandfläche von Märkisch-Buchholz, westlich von Groβ Köris (33 U 0405328, 5781645) (Foto: O. JUSCHUS)
 Fig. 63: Subaquatic sand dunes exposed in the valley sand

plain of Märkisch-Buchholz, west of Groß Köris (photo: O. JUSCHUS)

denziell gröber als die feinsanddominierten Ablagerungen im südlichen Berliner Urstromtal und in der unmittelbar angrenzenden Talsandfläche von Gräbendorf. Eine vergleichbare Gliederung nach der Korngröße wurde in der südlich gelegenen Talsandfläche von Märkisch-Buchholz und im Baruther Urstromtal nicht beobachtet.

Die Talsande zeigen im Profil eine große Bandbreite an Schichtungsstrukturen. Planare und trogförmige Schrägschichtung dominieren vor allem im erwähnten Abschnitt zwischen Kienbaum und Hangelsberg; sie treten aber auch



 Abb. 64: Horizontalgeschichtete Sande in der Talsandfläche von Märkisch-Buchholz, westlich von Groβ Köris (33 U 0405317, 5781588) (Foto: O. Juschus)

Fig. 64: Horizontally bedded sands in the valley sand plain of Märkisch-Buchholz, west of Groß Köris (photo: O. JUSCHUS)

südlich davon immer wieder auf (Abb. 63). Die am häufigsten vorgefundenen Schichtungsstrukturen in den Talsanden waren jedoch Horizontalschichtung (Abb. 64) und Rippelmarken. Neben den normalen Rippelmarken vom Typ A (nach ALLEN 1973) fanden sich wiederholt Rippelmarken vom superkritischen Typ B, bei denen der Steigungswinkel der Rippeln größer ist als der Anstiegswinkel der Luvseite. Die an den Rippeln und an den planaren Schrägschichtungskörpern gemessenen Schüttungsrichtungen gehen mit der Abdachung der Urstromtalungen konform und belegen einen Abfluss in westliche bis nördliche Richtungen, wobei je nach lokaler Situation auch südwestliche Richtungen vorkommen. Davon deutlich abweichende Schüttungsrichtungen wurden, außer der bereits erwähnten Situation bei Kienbaum, nicht gefunden.

Da der Trassenverlauf den größeren, meist vermoorten Becken in den Urstromtalungen ausweicht, konnten postsedimentäre Störungen, die auf das Ausschmelzen von begrabenen Toteisblöcken zurückgeführt werden können, nur vereinzelt beobachtet werden. Eine der seltenen Ausnahmen war ein kleines Becken zwischen Kienbaum und Hangelsberg.

Als schwierig erwies sich die genaue genetische Zuordnung der häufig vorgefundenen Verwürgungen. Eindeutig synsedimentäre Deformationen, die auf den hohen Wassergehalt der Sedimente während und kurz nach der Ablagerung zurückzuführen sind, wurden selten festgestellt (Abb. 65). Es muss allerdings darauf hingewiesen werden, dass sie nur in den liegenden Bereichen des Grabenaufschlusses zweifelsfrei bestimmt werden konnten, da sie im Hangenden von den nachfolgend beschriebenen Erscheinungen des Dauerfrostbodens überprägt wurden.

Neben den glazifluviatilen Prozessen wurden die oberflächennahen Ablagerungen innerhalb der Urstromtalungen



Abb. 65: Synsedimentäre Deformationen in Urstromtalsanden nördlich von Gräbendorf (33 U 0411769, 5789539) (Foto: O. Juschus)

Fig. 65: Synsedimentary deformation structures in ice marginal valley sands north of Gräbendorf (photo: O. JUSCHUS)



Abb. 66: Braunerde aus Decksand über Talsand mit Eiskeilpseudomorphose (33 U 0422236, 5803542) (Foto: A. BAURIEGEL)
Fig. 66: Brunic Arenosol from periglacial sands with ice wedge cast (photo: A. BAURIEGEL)

wesentlich von periglazialen Prozessen geprägt. Abgesehen vom nahezu flächendeckend vorkommenden Geschiebedecksand betrifft dies sowohl Periglazialstrukturen in den älteren, glazifluviatilen Sedimenten als auch eigenständige periglaziale Sedimentkörper. Zu ersteren gehören die in den Talsanden sehr häufig beobachteten Eiskeilpseudomorphosen (Abb. 66) und die ebenfalls häufigen Würge- und Tropfenböden. Die meisten Eiskeile haben sich zwar in reinen Sanden entwickelt; jedoch kommen sie auch in kiesigen bzw. schluffigen Lagen innerhalb der Talsande vor. Die Würge- und Tropfenböden waren hingegen fast immer an Bereiche mit grobschluffigen Lagen innerhalb der Talsande gekoppelt (Abb. 67). Zu den Dünen siehe Kapitel 4.2.4.



Abb. 67: Tropfenböden im Baruther Urstromtal bei Golßen-Gersdorf (33 U 0407929, 5758017) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 67: Drop soils in the Baruth ice marginal valley close to Golßen-Gersdorf (photo: O. JUSCHUS)



- Abb. 68: Die Grenze der Senziger Platten zum Berliner Urstromtal bei Heidesee-Bindow: Till taucht unter die Talsande ab (33 U 0413434, 5791868) (Foto: O. JUSCHUS)
- Fig. 68: Contact of the morainic upland to the southern Berlin ice marginal valley at Heidesee-Bindow. Till is overlain by glaciofluvial sands (photo: O. JUSCHUS)

Wichtige Erkenntnisse zur Talgenese konnten an den Rändern der Platten zu den Urstromtalungen hin gewonnen werden. Ein echter Erosionsrand wurde nur am Südrand des Barnims angetroffen. Alle anderen Plattengrenzen erwiesen sich als sanfte Übergänge, bei denen die Hochflächenablagerungen unter die Talsande abtauchen (Abb. 68). Trotz des Vorkommens geringmächtiger Steinsohlen auf den liegenden Sedimenten wirkten die Schmelzwässer der Urstromtalungen verschüttend und weniger erodierend. Dafür spricht auch das Vorkommen einer völlig verschütteten Platte innerhalb der Talsandfläche von Märkisch Buchholz.



Abb. 69:	Horizontalgeschichtete Urstromtalsande, die
	kryoturbat deformierte Sande, Schluffe und
	Diamikte überlagern. Östlich von Jetsch,
	Gemeinde Kasel-Golzig (33 U 0408217,
	5753533) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 69: Cryoturbated sands, silts and diamictites are overlain by horizontally bedded fine- to coarsegrained sands of the Baruth ice marginal valley. East of Jetsch, municipality of Kasel-Golzig (photo: O. JUSCHUS)

Ähnliche Aufschlussverhältnisse boten sich am Übergang vom Baruther Urstromtal zum südlich sich anschließenden Altmoränenland. Der unscharfe morphologische Charakter der Grenze spiegelt sich dabei auch in den geologischen Verhältnissen wider. Zwischen Golßen-Zützen und ca. 1 km nördlich von Luckau-Rüdingsdorf wurden im Liegenden der Talsande regelmäßig stark kryoturbate, oft angewitterte Sedimente angetroffen (Abb. 69). Vor allem südlich von Zützen setzte die Decke der überlagernden Urstromtalsande komplett aus. Erosionsstrukturen, wie zum Beispiel Steinsohlen, wurden im Liegenden der Talsande nicht angetroffen. Der Südrand des Baruther Urstromals zeigt hier eindeutig Akkumulationscharakter.

4.2.2 Die Platten

Von den inselartig aus den ausgedehnten Urstromtalungen aufragenden Platten wurden von Nord nach Süd ein kleiner Plattenrest bei Bindow-Süd, der Ostteil der Senziger Platten, die Pätzer Platte sowie die Teupitzer Platten gequert. Im Aufbau der oberflächennahen Sedimente ähneln sich jeweils die beiden erst- und die beiden letztgenannten Platten, wohingegen es zwischen den nördlichen und den südlichen Platten deutliche Unterschiede gibt.

Sowohl am Plattenrest bei Bindow-Süd als auch auf der Senziger Platte steht großflächig Till an. Seine Eigenschaften (hellbraun, sandig, meist weniger als 3 m mächtig, hohe PS-, niedrige Ffr-Gehalte) sprechen, auch im Vergleich mit der Literatur (HERMSDORF 1995, JUSCHUS 2003), für ein weichselzeitliches Alter (Oberer Geschie-



Abb. 70: Till, der ungestörte, proglaziale Sande überlagert. Nordwestlich von Heidesee-Gussow (33 U 0412717, 5791046) (Foto: O. JUSCHUS)
Fig. 70: Undeformed proglacial sands are overlain by a

thin till cover. Northwest of Heidesee-Gussow (photo: O. Juschus)

bemergel). Der Till ist normal konsolidiert; die Lagerungsdichte wurde mit 2,2 kg/cm² bestimmt. Es wurden etwa zu gleichen Teilen Aufschlüsse mit homogenem und mit gut geschichtetem Till beobachtet. Deformierte Linsen sortierten Materials innerhalb des Tills sind selten. Beides spricht dafür, dass der Till hier zu einem hohen Prozentsatz aus meltout till besteht. Aufgrund seiner geringen Mächtigkeit und der sandigen Matrix ist er über weite Strecken bereits verlehmt. Auch sind, sehr ähnlich dem südlichen Barnim, Entkalkungstaschen recht häufig. Der Till überlagert weitflächig liegende Sande, die als weichselzeitliche Vorschüttsande gedeutet werden (Abb. 70). Die proglazialen Sande waren im Aufschluss weitgehend ungestört.

Die Verhältnisse auf der Pätzer Platte und im nördlichen Teil der Teupitzer Platten, den Egsdorfer Bergen, unterscheiden sich von den weiter nördlich gelegenen Platten durch das großflächige Fehlen der weichselzeitlichen Tilldecke. Während der Till auf den Egsdorfer Bergen noch des öfteren angetroffen wurde, steht er auf der Pätzer Platte nur kleinräumig und vollständig verlehmt an. Stattdessen befinden sich über weite Strecken die liegenden proglazialen Sande an der Erdoberfläche. Sie sind zwar meist ungestört; anders als auf den weiter nördlich gelegenen Platten konnten hier aber auch glazigene Störungen in den Sanden nachgewiesen werden (Abb. 71). Die Mächtigkeit der Vorschüttsande schwankt stark. Vor allem auf den Egsdorfer Bergen aber auch auf der Pätzer Platte wurden wiederholt die Sedimente im Liegenden der Vorschüttsande aufgeschlossen. Oft handelte es sich um Till (Unterer Geschiebemergel im Sinne der preußischen geologischen Kartierung); es wurden aber auch glazilimnische und glazifluviatile Ablagerungen angetroffen. Auffällig waren die zum Teil kräftigen Lagerungsstörungen dieser Absätze. Da die überlagernden Vorschüttsande über weite Strecken ungestört sind, sind die Stauchungen



Abb. 71: Gestauchte Vorschüttsande auf der Pätzer Platte (33 U 0407988, 5785616) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 71: Ice-pushed proglacial sands of the Plätzer Platte (photo: O. JUSCHUS)



- Abb. 72: Weichselzeitlicher Till, der deformierte Beckensedimente und älteren Till direkt überlagert. Egsdorfer Berge (33 U 0402631, 5777504) (Foto: O. JUSCHUS)
- Fig. 72: Deformed glaciolimnic sediments and older till are directly overlain by Weichselian till. Egsdorfer Berge, west of Teupitz-Egsdorf (photo: O. JUSCHUS)

in den meisten Fällen nicht durch den jüngsten, weichselzeitlichen Eisvorstoß verursacht worden. Dennoch überlagerte lokal, z. B. westlich von Egsdorf der obere, weichselzeitliche Till intensiv deformierte Sedimente (Abb. 72). Ob die Deformationen auch vom jüngsten Eisvorstoß erzeugt wurden, kann aus den Aufschlussverhältnissen allerdings nicht abgeleitet werden.

Die Brandenburger Eisrandlage besteht im Trassenverlauf aus einem kleinräumigen Wechsel von gestauchtem Material mit recht groben Schmelzwasserabsätzen. Beides wird von deutlich feinerem Material überlagert (Abb. 73). Meistens handelt es sich um Feinsande; es wurden aber



- Abb. 73: Die Brandenburger Eisrandlage südlich von Teupitz-Egsdorf. Gestauchtes, angewittertes Material wird vor allem in den Senken von Kamessanden überlagert (33 U 0401589, 5774505) (Foto: O. JUSCHUS)
- Fig. 73: The Brandenburg ice stage south of Teupitz-Egsdorf. Weathered and pushed sediments are overlain by kame-deposits (photo: O. JUSCHUS)



- Abb. 74: Grenze der Brandenburger Eisrandlage zum Baruther Sander. Gestauchte und angewitterte Ablagerungen (Vordergrund) werden von jüngeren Schmelzwassersanden und -kiesen überlagert. Südlich von Teupitz-Egsdorf (33 U 0401454, 5773742) (Foto: O. JUSCHUS)
- Fig. 74: Border of the Brandenburg ice stage to the outwash plain. The pushed and weathered ice marginal sediments (foreground) are overlain by younger sands and gravels. South of Teupitz-Egsdorf (photo: O. JUSCHUS)

auch Mittelsande und Grobschluffe beobachtet. Die gestauchten Ablagerungen sind tiefgründig angewittert, was für ein präweichselzeitliches Alter spricht. Es kann aus den Aufschlussverhältnissen heraus nicht entschieden werden, ob die Deformationen in den älteren Sedimenten weichselzeitlich oder älteren Ursprungs sind. Die überlagernden Feinsande wirken im Aufschluss frisch und sind meist auch karbonathaltig. Zahlreiche Abschiebungen in den Sanden sprechen für ihre Ablagerung über und neben Toteisblöcken. Sie werden als Kamessedimente, die mit dem beginnenden Rückschmelzen des Gletschers abgelagert wurden, gedeutet. Der Übergang zum südlich sich anschließenden Baruther Sander ist im Trassenverlauf sedimentologisch deutlich ausgebildet: Die Schmelzwassersande des Sanders lagern dem gestauchten älteren Material auf (Abb. 74). Obwohl der Sander überwiegend aus horizontalgeschichteten Sanden aufgebaut ist, kamen vor allem trogförmige Kreuzschichtungen immer wieder vor, Rippelmarken hingegen traten zurück.

Aufgrund des Vorherrschens sandiger Sedimente an der Erdoberfläche sind periglaziale Erscheinungen auf der Pätzer Platte und den Teupitzer Platten relativ häufig. Insbesondere betrifft das außer dem Geschiebedecksand das Vorkommen von Eiskeilpseudomorphosen und von äolischen Sedimenten.

4.2.3 Die Querung von Spree und Dahme

Das Spreetal im Gebiet der Gemeinden Grünheide und Spreenhagen wurde zunächst bei Grünheide-Hangelsberg im Bereich eines Großmäanders gestreift, bevor die eigentliche Flussaue der Spree zwischen Grünheide-Spreeau/Freienbrink und Spreenhagen-Stäbchen gequert wurde.

Beim Großmäander Hangelsberg bestand der Grabenaufschluss an der Basis aus groben Sanden und Kiesen (Abb. 75). An Sedimentationsstrukturen wurden trogförmige und planare Schrägschichtung sowie Horizontalschichtung vorgefunden. Sie enthielten häufig Braunkohlengerölle aber ansonsten kein organisches Material. Vereinzelt gefundene Eiskeilpseudomorphosen in den Sedimenten belegen zumindest postsedimentär herrschende kaltklimatische Bedingungen. Die liegenden Kiessande entsprechen damit den glazifluviatilen Ablagerungen des umgebenden Urstromtals. Die Kiessande werden diskordant von deutlich feineren Sanden überlagert, zum Teil mit einer geringmächtigen Stein- und Kiessohle an der Basis. Im Zentrum des Mäanders liegen sie in trogförmiger Schrägschichtung vor, während sie zu den Rändern schräg einfallende Schichtflächen bilden, die die lateralen Anlagerungsflächen am Gleithang des Mäanders abbilden. Die Mächtigkeit der hangenden Sande beträgt im Zentrum, nahe an der ehemaligen Gleitstelle, meist weniger als 2 m, reichte aber an beiden Prallstellen bis unter die Grabensohle (ca. 3,5 m). Die hangenden Sande, sicher Flusssande der Spree, enthalten sowohl fein verteilte organische Substanz als auch größere, vertorfte Holzstücke bis hin zu Baumstämmen (Abb. 76). Alle bisher bestimmten Stämme stammten von der Erle (Alnus sp., mdl. Mitt. K. U. HÄUSSNER, DAI); aufgrund der Größe der Stämme käme nur die Schwarz-Erle (Alnus glutinosa) als Lieferant in Betracht. Sie taucht in Mitteleuropa bestandsbildend erst im Atlantikum auf und gibt so einen Hinweis auf das Maximalalter der fluviatilen Sedimente. Dies steht im Gegensatz zum bisher postulierten weichselspätglazialen Alter



Abb. 75: Aufbau des Spreemäanders Grünheide-Hangelsberg. Grobe, glazifluviatile Kiessande an der Basis, Feinsande im Hangenden (33 U 0424076, 5806289) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 75: Section of a palaeo-meander of the Spree in the Grünheide-Hangelsberg area. Coarse sands and gravel at the base, fine sands above (photo: O. JUSCHUS)



Abb. 76: Erlenstamm in den fluviatilen Sedimenten des Spreemäanders Hangelsberg (33 U 0423944, 5806254) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 76: Tree trunk of alder in fluvial sediments of a palaeo-meander of the Spree, at Hangelsberg (photo: O. JUSCHUS)

der Mäander (CARLS 1997). Vorbehaltlich weiterer Altersbestimmungen, die an den Sedimenten durchgeführt werden, ergibt sich zumindest, dass die Geschichte der Großmäander deutlich komplexer ist als bisher angenommen. Möglich ist sowohl eine holozäne Anlage der Großmäander als auch ein Weiterbenutzen bzw. Reaktivieren der weichselspätglazialen Abflusswege im Holozän. Die Füllung des Mäanders selbst bestand aus bis zu 2 m mächtigen Torfen, die von ca. 5 dm mächtigen, lehmigen Auensedimenten überdeckt werden. Bei den Torfen handelte es sich um stark zersetzte amorphe Torfe, in denen sich wiederum weitge-



Abb. 77: Erdniedermoor aus Bruchwaldtorf (links) und Vega-Gley aus Auenschluff über Auensand mit Vivianit (rechts) (33 U 0423970, 5806245) (Foto: A. BAURIEGEL)

hend unzersetzte Großreste von Erlenwurzeln bzw. Reste von Baumstämmen befanden. Dies entspricht einem nicht untypischen Erscheinungsbild von Holz- bzw. Bruchwaldtorfen (Abb. 77, links). Nach den Pollenanalysen setzte die Torfbildung erst im ausgehenden Jüngeren Atlantikum ein und brach bereits innerhalb des Älteren Subatlantikums ab (STRAHL 2011).

Im Bereich der Spreetalquerung zwischen Spreeau und Stäbchen ergab sich ebenfalls eine deutliche Zweiteilung der vorkommenden Sande in liegende glazifluviatile und hangende fluviatile Sandkörper. Die Zuordnung im Gelände erfolgte nach den gleichen Kriterien wie am Spreemäander Hangelsberg (Korngröße, Schichtung, Braunkohlengehalt, jüngere organische Substanz). Allerdings waren hier die fluviatilen Sedimente zum Teil recht grob. Weiterhin war nur in Ausnahmefällen, vor allem an den Unterschneidungskanten zur Urstromtalterrasse, die Zuordnung der fluviatilen Sedimentstrukturen zu morphologisch sichtbaren Strukturen möglich.

Auffällig an der Querung des Spreetals war die stark schwankende Mächtigkeit der fluviatilen Sedimente in der Spreeaue. Im Extremfall standen glazifluviatile Sande direkt oder lediglich mit geringer fluviatiler Überdeckung oberflächig an. Andererseits erreichten die fluviatilen Absätze der Spree regelmäßig die Grabensohle und damit mehr als 3,5 m Mächtigkeit. In den fluviatilen Sedimenten sind mindestens 5 Altläufe der Spree vorhanden, die meist mit Torf aber auch mit fluviatilen Sanden gefüllt waren (Abb. 78). Mudden wurden als Altarmfüllung nur im südlichsten Altarm am Übergang zur Urstromtalterrasse westlich von Stäbchen nachgewiesen.

Anders als an der Spree konnten an der Dahme im Baruther Urstromtal nur vereinzelt fluviatile Sedimente innerhalb der Talsande nachgewiesen werden. Die fluviatile

Fig. 77: Histosol from peat (left) and Fluvisols from floodplain deposits (right) (photo: A. BAURIEGEL)



Abb. 78: Altlauf der Spree nördlich von Spreenhagen-Stäbchen (33 U 0418589, 5802176) (Foto: O. JUSCHUS) Fig. 78: Palaeo-channel of the Spree river north of

Fig. 78: Palaeo-channel of the Spree river, north of Spreenhagen-Stäbchen (photo: O. JUSCHUS)



Abb. 79: Altlauf der Dahme östlich von Golßen-Zützen. Die Abschiebungen sind Baggerartefakte (33 U 0408323, 5756323) (Foto: O. JUSCHUS)
Fig. 79: Palaeo-channel of the Dahme river, east of Golßen-Zützen. Normal faults represent artefacts induced by the excavator (photo: O. JUSCHUS)

Überformung des Talbodens erweist sich damit als gering. Die interessanteste Position ergab sich im Zützener Busch, östlich von Golßen-Zützen. Dort wurde in den Talsanden eine mit stark humosen Sanden und Schluffen gefüllte fluviatile Struktur angeschnitten, die aufgrund der lokalen Situation nur der Dahme zugeordnet werden kann (Abb. 79). Vorbehaltlich der Ergebnisse der Pollen- und Radiokarbondatierungen kann dieser Altlauf mit den von SCHLAGER & OPEL (2002) beschriebenen Altläufen der Dahme weiter westlich verbunden werden. Es verdichtet sich damit das Bild einer im Weichsel-Spätglazial in Richtung Berste (und damit in Richtung Spreewald) abfließenden Urdahme, die erst später in ihren heutigen, nördlichen Verlauf umschwenkte.



Abb. 80: Podsol über Gley-Braunerde (links), Regosol über Podsol aus Flugsand (rechts) (33 U 0426602, 5782749) (Foto: A. BAURIEGEL)
Fig. 80: Podsol over Gleyic Brunic Arenosol (left), Regosol over Podsol from Aeolian sands (right) (photo: A. BAURIEGEL)

4.2.4 Dünen innerhalb der Urstromtalungen

Äolische Sedimente sind in Form von holozänen Flugsanddecken in den Urstromtalungen weit verbreitet. Sie ließen sich oftmals schwer von den periglaziären Decksanden abtrennen, da sie sich in Mächtigkeit und in der Kornverteilung der Sedimente stark ähneln. Größere Dünenkomplexe wurden bei Hangelsberg, Groß Köris, Dornswalde und Prierow durchschnitten. In allen Fällen waren es jüngere und geringmächtigere Dünen, die sich meist aus sehr schwach humosen oder schon pedogen vorgeprägten Flugsanden aufbauten. Mächtigere und schon weichselspätglazial angelegte Dünen wie sie von DE BOER (1995) und HILGERS et al. (2001) im Baruther Urstromtal untersucht wurden, waren durch den Trassenverlauf nicht angeschnitten. Der markanteste, offene Dünenkomplex war im Bereich Groß Köris aufgeschlossen (Abb. 80). Mehrere Überwehungsphasen sind über begrabenen Bodenhorizonten dokumentiert (Kap. 4.3).

4.3 Bodenkundliche Ergebnisse im Überblick

Im Bereich der Urstromtalungen nimmt das Maß der räumlichen Bodenheterogenität im Vergleich zum Barnim und zur Uckermark deutlich ab. Der Grundwassereinfluss und die Flächennutzung bestimmen die Ausprägung der Bodengesellschaften. In den Urstromtälern dominieren Braunerde-Gley-Gesellschaften, wobei die Gleye durch die abgesenkten Grundwasserstände oft nur noch den Charakter von Reliktgleyen haben. Markant für die etwas höher gelegenen Talsande ist die Ausprägung eines verbraunten Decksandes, der sich als entschichtetes Paket deutlich über den geschichteten Talsanden abbildet (Abb. 66). Auf die Abgrenzungsprobleme zu den Flugdecksanden wurde bereits eingegangen. In den etwas tiefer gelegenen Arealen haben sich in den Talsanden Gleye



Abb. 81: Vega-Gley aus Auenschluff über Auensand mit Vivianit (33 U 0419561, 5802438) (Foto: A. BAURIEGEL)
Fig. 81: Fluvisols from silty floodplain deposits (photo: A. BAURIEGEL)

mit massiven Go-Horizonten entwickelt, die oft Eisenkonkretionen bis hin zu Raseneisenbildungen beinhalten (Abb. 77, rechts). In den Flussauen sind die Gleye meist als Humusgleye ausgebildet und zum Teil mit stark degradierten Niedermooren vergesellschaftet. Mächtigere Moore waren meist nur in den Altarmen ausgebildet (Abb. 78). Im Bereich der Altarme wurden einige Auensedimente (Auenlehme) angetroffen, die in ihrer Mächtigkeit zwischen 3 – 10 dm schwanken (Abb. 81) und im Kontaktbereich zu den überdeckten Torfen oft Vivianit- und Raseneisenbildungen aufweisen.

Bei den auf den Urstromtalungen vorgefundenen äolischen Bildungen handelt es sich im Bereich der Trassenabschnitte um junge Flugsande, in denen die Bodenbildung noch nicht über das Podsol-Regosol-Stadium hinausging. Ein interessanter Aufschluss konnte bei Groß Köris aufgenommen werden. Eine mehrphasige Flugsanddecke begräbt eine alte Oberfläche, die Merkmale einer alten Ackernutzung aufweist, die offenbar infolge der Übersandung aufgegeben wurde. Ein weiterer interessanter Aspekt zeigt sich in dem durch den Bodenwasserhaushalt bedingten Wechsel in der Art der Flächennutzung. Während die Bereiche mit einer guten Wasserversorgung (Grundwasseranschluss) unter Ackernutzung standen, blieben die höher gelegenen Bereiche ohne einen direkten Grundwasseranschluss bezogen auf den effektiven Wurzelraum unter Waldbestockung, was sich in dem scharfen Übergang von Gley-Braunerden zu Podsolen dokumentiert (Abb. 80).

Der Aufschluss entlang der OPAL-Pipeline im Altmoränenland südlich des Baruther Urstromtals Geologischer und geomorphologischer Rahmen

Das in diesem Kapitel betrachtete Gebiet umfasst den Trassenaufschluss im Altmoränenland südlich des Baruther Urstromtals bis an die brandenburgisch-sächsische Grenze, eine Region, die letztmalig während der Saale-Kaltzeit von Eis bedeckt war und damit sicher zum periglazial stark überformten Altmoränenland gehört. Während sich ganz im Süden das Breslau-Magdeburg-Bremer Urstromtal befindet (der hier betrachtete Abschnitt wird kurz als Lausitzer Urstromtal bezeichnet), wird die Landschaft nördlich von pleistozänen Hochlagen und Beckenräumen geprägt. Der Lausitzer Grenzwall, über den die Eisrandlage des Warthe-Hauptvorstoßes verläuft, gibt den Rahmen für die grobe Zweigliederung des Trassenverlaufs auf den Hochflächen vor. Der nördliche, vom warthezeitlichen Vorstoß geprägte Raum, umfasst das meist zwischen 60 und 70 m NHN gelegene Luckauer Becken, die Haupthöhen des Lausitzer Grenzwalls (im Trassenverlauf bis zu 130 m NHN) mit den warthezeitlichen Endmoränen und die Vorlandzone mit den zugehörigen Sanderschüttungen. Der Übergang zum nördlich sich anschließenden Baruther Urstromtal bei Golßen ist, wie im vorigen Kapitel beschrieben, morphologisch undeutlich. Auch zum südlich gelegenen, nur noch vom Drenthe-Vorstoß beeinflussten Gebiet, das etwa ab Sonnenwalde-Dabern beginnt, existiert keine morphologisch zu fixierende Grenze. Im Drenthe-Verbreitungsgebiet wird die Landschaft vor allem von großen Beckenräumen mit Höhen um 100 m NHN geprägt, die von vergleichsweise niedrigen Schwellen bis maximal 120 m NHN getrennt werden (Lausitzer Beckenund Heidelandschaft, vgl. LIPPSTREU & SONNTAG 2004). So werden im Trassenverlauf zunächst der nordöstliche Teil des Kirchhainer Beckens und dann das große, in kleinere Becken- und Schwellenräume untergliederte Finsterwalder Becken gequert. Die Niederlausitzer Randhügel am Übergang zum Lausitzer Urstromtal werden lediglich randlich gestreift, so dass auch der Übergang in das Urstromtal im Trassenverlauf unscharf ausgebildet ist.

Der Aufschluss im Lausitzer Urstromtal unterscheidet sich aufgrund seiner Genese deutlich von den umgebenden Altmoränenhochflächen. Einerseits hat das Urstromtal, in Analogie zu den weichselzeitlichen Urstromtälern, eine rein glazifluviatile Anlage. Andererseits war es auch nach Aufgabe durch die Schmelzwässer weiterhin Sedimentationsraum für jüngere Sedimente, während auf den umgebenden Hochflächen die Abtragung überwog. Insbesondere die Aufschlüsse in den Tagebauen weiter östlich gaben Anlass für eine Reihe von Untersuchungen zu den dort vorgefundenen Sedimentserien (CEPEK 1965, Mol 1997, Bos et al. 2001, HILLER et al. 2005 u. a.). Die periglazial-fluviatile Obere Talsandfolge, die früh- bis hochweichselzeitlichen Alters ist, erreicht im östlichen Lausitzer Urstromtal oft mehr als 10 m Mächtigkeit. So konnte auch für den Aufschluss entlang der OPAL-Trasse mit dem Vorherrschen fluviatiler Sedimente gerechnet werden.

Die Leitung quert das Urstromtal im Bereich der Schradenniederung, die aktuell von den bescheidenen Flüssen Schwarze Elster und Pulsnitz benutzt wird. Beide Flüsse sind in ihrem heutigen Verlauf kanalisiert; der Unterlauf der Pulsnitz wurde neu angelegt und weicht vom ursprünglichen Verlauf zum Teil mehrere Kilometer ab. Zusätzlich gibt es zahlreiche angelegte Entwässerungsgräben. Abschließend wird der kurze brandenburgische Abschnitt südlich des Lausitzer Urstromtals beschrieben. Er ist durch den verhältnismäßig kräftigen Anstieg vom Urstromtalboden um 90 m bis auf 140 m NHN an der Landesgrenze gekennzeichnet (Ortrander Endmoräne).

5.2. Geologische Ergebnisse im Überblick5.2.1 Das Luckauer Becken, der Lausitzer Grenzwall und sein unmittelbares Vorland

Der Trassenaufschluss im Luckauer Becken kann zweigeteilt werden. Der nördliche Abschnitt, der wie o. a., mit unscharfer Grenze zum Baruther Urstromtal bei Golßen-Jetsch einsetzt, kann fast bis an die Station Waltersdorf, ca. 3 km südwestlich von Luckau, gezogen werden. Dieser Trassenabschnitt, der geomorphologisch in Schwellen und periglaziäre Muldentäler gegliedert ist, ist durch die Dominanz quartärer Ablagerungen gekennzeichnet. Tertiäre, meist miozäne Absätze kommen nur untergeordnet vor. Prägend ist weiterhin, dass der Großteil der Ablagerungen in diesem Gebiet glazigene Lagerungsstörungen aufweist (Abb. 82).

Aber auch weitgehend ungestörte Ablagerungen wurden vorgefunden. Während in den stark deformierten Bereichen alle Arten quartärer Absätze beobachtet wurden, bestanden die gering bis nicht verformten Aufschlussabschnitte fast immer aus Schmelzwassersanden. Die meisten Tillvorkommen im Luckauer Becken waren entkalkt und verwittert; vereinzelt fand sich aber noch karbonathaltiges Material an der Grabensohle. Um Luckau-Zöllmersdorf fiel in den quartären Kiessanden der sehr hohe Anteil resedimentierten tertiären Materials auf. Das betraf sowohl den hohen Quarzgehalt der Schmelzwassersande als auch umgelagerte Braunkohle. Vereinzelte Feuersteine und nordisches Material belegen jedoch das quartäre Alter der Ablagerungen (Abb. 83).

Die letztgenannten Ablagerungen leiten über zum Profil im südlichen Abschnitt des Luckauer Beckens, welches ganz überwiegend von tertiären Ablagerungen aufgebaut wird. Das Vorkommen miozäner Sedimente im Trassenaufschluss zwischen Luckau-Waltersdorf und Heideblick-Bornsdorf auf ca. 7 km Aufschlusslänge war beeindruckend und in dieser Dominanz unerwartet. Quartäre Ablagerungen – von den Decksanden abgesehen – fanden sich auf dieser Strecke nur vereinzelt und beinhalteten meist auch resedimentiertes Tertiär. Auffällig war aber die Streu windgeschliffener Geschiebe auf der Erdoberfläche. Miozän stand innerhalb des Grabenaufschlusses sowohl weitgehend ungestört als auch deformiert an, wobei die Stauchungen eher moderat als intensiv waren (Abb. 84).

Mit der Querung der B 96 in der Ortslage Bornsdorf beginnt in Richtung Süden der vergleichsweise kräftige Anstieg auf den eigentlichen Lausitzer Grenzwall, geologisch ein Stauchungsgebiet mit nun meist intensiven Lagerungsstörungen und kleinräumig wechselnden Sedimenten. Einzige Ausnahme hiervon ist ein kleiner Abschnitt zwischen



Abb. 82: Intensiv gestauchte glazifluviatile Sande und Till bei Luckau-Zöllmersdorf mit für Altmoränen typischer intensiver Farbgebung (33 U 0408491, 5745468) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 82: Intensely deformed glaciofluvial sands and till, near to Luckau-Zöllmersdorf containing intense colouration typical for older moraines (photo: O. JUSCHUS)



- Abb. 83: Mit Tertiärmaterial angereicherte quartäre Sande und Schluffe bei Luckau-Zöllmersdorf. Im Hangenden sind Tropfenböden entwickelt (33 U 0408744, 5746637) (Foto: O. JUSCHUS)
- Fig. 83: Quaternary sands and silts enriched in Tertiary material in the Luckau-Zöllmersdorf area. In the upper part of the section, drop soils are developed (photo: O. JUSCHUS)

Bornsdorf und Heideblick-Weißack, in dem Schmelzwassersande und -kiese mit trogförmiger Schrägschichtung und weitgehend ungestörter Lagerung vorgefunden wurden. Ansonsten dominieren gestörte Staubeckensedimente, Till, Schmelzwassersande und tertiäre Sedimente. Auch hier enthalten die quartären Ablagerungen mehr oder weniger deutlich aufgearbeitetes Tertiär. Hauptstörungsmuster in den Ablagerungen sind Schrägstellungen



Abb. 84: Schräggestellte Wechsellagerung von Sand und Braunkohleschluffen bei Heideblick-Bornsdorf (33 U 0409339, 5736623) (Foto: O. JUSCHUS)
Fig. 84: Tilted beds of sand and brown coal, at Heideblick-Bornsdorf (photo: O. JUSCHUS)



Abb. 85: Intensiv gestauchte tertiäre und quartäre Ablagerungen südlich von Weißack (33 U 0409371, 5733689) (Foto: O. JUSCHUS)
Fig. 85: Intensely ice-pushed Tertiary and Quaternary sediments, south of Weißack (photo: O. JUSCHUS)

sowie Verfaltungen der Sedimente (Abb. 85). In den deformierten Sanden konnten auch Überschiebungen als Zeugnis von Einengungstektonik nachgewiesen werden (Abb. 86).

Angesichts der Intensität der Lagerungsstörungen im Rückland der Warthe-Eisrandlage wirkt die zugehörige Endmoräne auf dem Top des Lausitzer Grenzwalls bescheiden. Im Aufschluss zeigte sich eine geringmächtige Blockpackung von maximal 2 m Mächtigkeit (Abb. 87). Trotz der benachbarten Kalkgruben war die Blockpackung sowohl frei von Kalkgeschieben als auch frei von Karbonat in der Matrix. Die nach Süden ansetzenden ungestörten Sandersande belegen hier eindeutig eine Eisrandlagensituation.



Abb. 86: Durch Überschiebungen gestörte Schmelzwassersande und -kiese südlich von Bornsdorf (33 U 0409295, 5734944) (Foto: O. JUSCHUS)
Fig. 86: Thrust-faulted outwash sands and pebbles, south of Bornsdorf (photo: O. JUSCHUS)



Abb. 87: Geringmächtige, angewitterte Blockpackung der Warthe-Eisrandlage südlich von Weißack (33 U 0409322, 5732459) (Foto: O. JUSCHUS)
Fig. 87: Thin, surficially weathered bouldery deposit of the Warthe ice margin, south of Weißack (photo: O. JUSCHUS)

5.2.2 Der Aufschluss zwischen Sonnenwalde-Dabern und dem Lausitzer Urstromtal

Anders als im nördlichen, vom Warthe-Vorstoß geprägten Lausitzer Grenzwall, konnten intensive Lagerungsstörungen im Bauabschnitt durch die Lausitzer Becken- und Heidelandschaft nicht beobachtet werden. Glazigen wurden die Sedimente im Grabenaufschluss allenfalls durch moderate Schrägstellungen deformiert. Die morphologische Gliederung in Becken- und Schwellenräume spiegelte sich auch in der räumlichen Verteilung der Ablagerungen wider. So wurden Ablagerungen der Grundmoräne ganz überwiegend in den Beckenräumen nachgewiesen. Der dazugehörige geringmächtige und auch in den Becken nur lückenhaft anste-



Abb. 88: Bänderton im Liegenden des drenthezeitlichen Tills bei Finsterwalde-Drößig (33 U 0408456, 5717279) (Foto: O. JUSCHUS)
Fig. 88: Varved clays below a Drenthian till at Finsterwalde-Drößig (photo: O. JUSCHUS)



- Abb. 89: Auskeilen des drenthezeitlichen Tills und der liegenden Bändertone südlich von Finsterwalde-Drößig (33 U 0408442, 5717145) (Foto: O. JUSCHUS)
- Fig. 89: Drenthian till and laminated clays that wedge towards the sandy ridge Drößiger Heide (photo: O. JUSCHUS)

hende Till ist weitgehend entkalkt. Bei noch vorhandenem Karbonat ist er meist tonig bis schluffig und normalkonsolidiert. Penetrometermessungen an zwei Positionen erbrachten Werte zwischen 3,9 im Liegenden und 1,85 kg/cm² im Hangenden. Der Till war für gewöhnlich massig und enthielt auffällig wenig Linsen sortierten Materials. Seine stratigraphische Position im Gelände spricht für ein drenthezeitliches Alter. Bemerkenswert ist seine Vergesellschaftung mit Beckensedimenten. So wurden nördlich von Finsterwalde um Sonnenwalde-Pießig glazilimnische Ablagerungen sowohl im Hangenden als auch im Liegenden des Tills beobachtet. Südwestlich der Stadt bei Heideland-Drößig wurden gut ausgebildete Bändertone über eine Strecke von mindestens



Abb. 90: Bändertone am östlichen Ortsrand von Staupitz (33 U 0408695, 5709639) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 90: Laminated clays at the eastern outskirts of the village of Staupitz (photo: O. JUSCHUS)

2 km in seinem Liegenden nachgewiesen (Abb. 88). Zählungen an fünf Positionen ergaben dort zwischen 18 und maximal 35 Warven. Zum Teil innerhalb der Becken, stets aber am Fuß der Schwellen keilen sowohl der Till als auch die Beckensedimente aus (Abb. 89). Es stehen dann über weite Strecken quartäre Kiessande an. Die Sande enthalten auffällig wenig nordisches Material. Deutlich erhöht sind hingegen die Anteile von Quarz und von schwarzen Lyditen, die eine deutliche südliche Komponente belegen. Südlich von Finsterwalde-Drößig wurde in den Sanden eine windkanterführende Steinsohle beobachtet, was auf einen komplexen stratigraphischen Aufbau der Kiessande hindeutet. Auf den Schwellen wurde nur ein Tillvorkommen östlich von Finsterwalde-Sorno erfasst. Der Till stand dort kleinräumig an und war zudem vollständig verwittert. Ebenso blieb das Vorkommen von sehenswerten Bändertonen auf der Schwelle am östlichen Ortsausgang von Staupitz (Gemeinde Gorden-Staupitz) eine Ausnahme im Trassenverlauf (Abb. 90). Es konnten dort 36 Warven ausgezählt werden. Der als Akkumulationsraum zugrunde liegende Eisstausee bestand aber sicher länger, da die Warven zum Hangenden zunehmend periglazial gestört sind. Außerdem ist die Erosion einzelner Warven durch Massenbewegungen möglich. Letztere machen sich mit ihren massiven Sandlagen und Rutschungsstrukturen innerhalb der glazilimnischen Absätze bemerkbar.

Neben den quartären Kiessanden haben die tertiären Ablagerungen einen großen Anteil an den oberflächennahen Sedimenten der Schwellen und traten wiederholt und für längere Strecken im Grabenaufschluss auf. Einen beispielhaften Einblick in die miozänen Folgen gewährte ein Profil südlich der Bahntrasse von Finsterwalde nach Doberlug-Kirchhain (Abb. 91). Aufgrund der Schrägstellung der Ablagerungen um ca. 25° nach N (zwischen 20 und 35° wurden gemessen) war dort auf einer Strecke von mehreren hundert Metern ein Profil tertiärer Sedimente im Liegenden quartärer Kiessande aufgeschlossen.



Abb. 91: Miozäne Ablagerungen im Liegenden von quartären Kiessanden südlich der Bahnstrecke Finsterwalde – Doberlug-Kirchhain (33 U 0407632, 5720432) (Foto: O. JUSCHUS)
Fig. 91: Miocene sediments below Quaternary gravel

sand, south of the railway line Finsterwalde – Doberlug-Kirchhain (photo: O. JUSCHUS)

Während das Tertiär sonst in den Niederungsräumen prozentual zurücktritt, wird der südlichste Beckenabschnitt an den Grünewalder Läuchen bei Lauchhammer-Grünewalde ganz überwiegend von Braunkohle und tertiären Sanden geprägt. Lediglich im Bereich des Seewalds, direkt am Übergang zum Lausitzer Urstromtal gelegen, treten jüngere Torfe im Hangenden des Tertiärs auf. Es scheint, dass die Mineralisierung und der damit verbundene Volumenverlust der Braunkohle in Oberflächennähe zur Bildung dieser neuen Beckenräume beigetragen haben könnte.

5.2.3 Periglazialerscheinungen im Grabenaufschluss nördlich des Lausitzer Urstromtals

Der Trassenaufschluss wird im Abschnitt zwischen dem Baruther und dem Lausitzer Urstromtal ganz wesentlich durch den Altmoränencharakter der Landschaft geprägt. Verglichen mit dem Jungmoränenland macht er sich vor allem durch seine höhere Verwitterungsintensität bemerkbar (siehe Abb. 82). Weiterhin sind periglaziale Erscheinungen und Sedimente erheblich intensiver bzw. mächtiger ausgebildet. Tropfen- und Würgeböden (Abb. 83, Abb. 92) sowie Eiskeilpseudomorphosen (Abb. 93, links) traten regelmäßig auf.

Nördlich von Luckau fand sich zwischen den Ortsteilen Rüdingsdorf und Gießmannsdorf eine geringmächtige Flugsanddecke, die sowohl glazigen als auch periglazial deformierte Sedimente überlagert. Mächtigere periglaziale Sedimente konnten in einigen Niederungsgebieten nachgewiesen werden. Die besten Aufschlussverhältnisse boten sich nördlich von Zöllmersdorf und nördlich von Rüdingsdorf bei Luckau. Vor allem die mindestens 5 m mächtige



Abb. 92: Tropfenboden in miozänen Sedimenten südlich der Bahnstrecke Finsterwalde – Doberlug-Kirchhain (33 U 0407617, 5720336) (Foto: O. Juschus)

Fig. 92: Drop soil in Miocene sediments, south of the railway line Finsterwalde – Doberlug-Kirchhain (photo: O. JUSCHUS)



Abb. 93: Eiskeilpseudomorphosen und Tropfenböden in tertiären Sedimenten (33 U 0409352, 5735697) (Foto: A. BAURIEGEL)
Fig. 93: Ice wedge casts and involutions in Tertiary

Fig. 95: Ice weage casts and involutions in Tertiary sediments (photo: A. BAURIEGEL)

periglazial-fluviatile Talfüllung bei Rüdingsdorf verspricht weitere interessante Ergebnisse, da sich unterhalb des holozänen Bodens zwei ältere, periglazial verwürgte Bodenhorizonte befinden, die relative Stabilitätsphasen, vermutlich weichselzeitliche Interstadiale, widerspiegeln. Die Böden werden durch sandig-kiesige Ablagerungen voneinander getrennt (Abb. 94), in denen sich Tropfenböden und Eiskeilpseudomorphosen gebildet haben. Die Periglazialfolge von Zöllmersdorf ist intensiv verwürgt, so dass außer der stark humosen Basislage keine weiteren Aussagen über fossile Bodenhorizonte getroffen werden können. Im Unterschied zu Rüdingsdorf hat sich hier aber ein geringmächtiger Torf im Hangenden der Periglazialfolge gebildet (Ergebnisse der Pollenanalyse noch nicht vorliegend).



Abb. 94: Periglazial-fluviatile Kiessande mit fossilem Bodenhorizont nördlich von Luckau-Rüdingsdorf (33 U 0408490, 5751070) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 94: Periglacial-fluvial gravel sands containing a fossil soil horizon, north of Luckau-Rüdingsdorf (photo: O. JUSCHUS)

5.2.4 Die Querung des Lausitzer Urstromtals

Der Aufschluss innerhalb des Lausitzer Urstromtals wurde von periglazial-fluviatilen bis periglazial-limnischen Ablagerungen der Oberen Talsandfolge (vgl. CEPEK 1965) dominiert. Glazifluviatile Ablagerungen im Sinne der Unteren Talsandfolge waren nicht aufgeschlossen.

Die vorgefundenen fluviatilen Ablagerungen bestehen aus Sanden mit vereinzelten Kiesen. Sie lagen meist in Horizontalschichtung oder trogförmiger Schrägschichtung vor. Bei den kiesigen Komponenten waren ein hoher Quarzanteil sowie ein geringer Anteil sicher nordischen Materials augenfällig.

In die Sandserien schalten sich immer wieder feinere, meist schluffige Lagen ein. Zum Teil enthalten sie sichtbares organisches Material und können als Mudden bezeichnet werden. Anreicherungen von vertorften Hölzern aber auch von Braunkohlegeröllen wurden ebenfalls beobachtet. Die Schluffe und Mudden können lokal als Füllung von Rinnenstrukturen vorkommen: in den meisten Fällen stehen sie aber über weite Strecken an und keilen nur allmählich seitlich aus, sofern die starke periglaziale Überprägung eine Rekonstruktion erlaubt. An die feinkörnigen Schichten knüpfen sich zum Teil intensive Tropfen- und Würgeböden, die im Lausitzer Urstromtal großflächig vorkommen und bereits mit den ersten Untersuchungen von KEILHACK (1927) beschrieben wurden. Eine Eigenart der Verwürgungen ist ihre auf kurze Distanz wechselnde Intensität, so dass sich Bereiche mit weitgehend intakten Schichtverbänden und solche mit extrem verwürgtem Material kleinräumig abwechseln (Abb. 95). Weiterhin können trotz der zum Teil intensiven Verwürgung zwei Schluffhorizonte innerhalb der fluviatilen Sandserien unterschieden werden. Die feinkörnigen Absätze spiegeln relative Ruhephasen innerhalb der Talung wider. Dies wird durch erste Pollenanalysen konkretisiert, wonach die Schluffmudden in-



Abb. 95: Tropfenböden in der Oberen Talsandfolge des Lausitzer Urstromtals nördlich von Großthiemig mit zwei Schluffhorizonten (33 U 0404722, 5695679) (photo: O. JUSCHUS)

Fig. 95: Involutions in the Upper Valley sand Member (Oberer Talsand) of the Lausitz ice marginal valley, north of Großthiemig. Two separate silt horizons are discernible (photo: O. JUSCHUS)



Abb. 96: Mit humosen Sanden gefüllter Altlauf der Schwarzen Elster bei Plessa-Süd (33 U 0405286, 5697970; Foto: CH.-B. ROETTIG)

Fig. 96: Palaeo-channel of the Schwarze Elster River filled with humic sands, near to Plessa-Süd (photo: CH.-B. ROETTIG)

terstadiale Pollenspektren erbrachten (frdl. mdl. Mitt. STRAHL 05/2011). Nordöstlich von Großthiemig fand sich statt der oberen Schlufflage in den Sanden eine fossile Bodenbildung (Verbraunung), die ebenfalls verwürgt war.

Im Gegensatz zu den meist sandigen Ablagerungen im Hauptteil des Urstromtals wurde der Übergang zur südlich anschließenden Hochfläche bereits merklich von Sedimentverlagerungsprozessen von der Hochfläche in die Niederung beeinflusst. Bis zu 300 m nördlich der morphologischen Grenze Hochfläche-Urstromtal wurden stark angewitterte Lehme aufgeschlossen. Gegenüber den periglazialen pleistozänen Ablagerungen treten holozäne Sedimente im Aufschluss überraschend zurück. Altläufe der Schwarzen Elster wurden nur vereinzelt freigelegt (Abb. 96). Neben Auenlehmen (Hochflutlehm) wurde zwar auch Torf immer wieder nachgewiesen, allerdings erreichen beide nur sehr selten mehr als 50 cm Mächtigkeit. Eine der wenigen Ausnahmen wurde nördlich von Großthiemig dokumentiert, wo der Torf 1,8 m Mächtigkeit erreicht. Im Liegenden des Torfs befinden sich verwürgte periglazialfluviatile Sande, in die die oben erwähnte Verbraunung sowie eine Schlufflage eingeschaltet sind. Der Torf enthält einen fühlbaren Anteil feinklastischer, meist toniger Substanz, der auf fluviatilen Eintrag zurückgeführt wird.

5.2.5 Der Aufschluss südlich des Lausitzer Urstromtals

Südlich des Lausitzer Urstromtals stehen auf einer Strecke von knapp 2 km vor allem Grobsande und Kiese an. Der Anteil von Quarz und eindeutig südlichem Material dominiert einmal mehr gegenüber nördlichen Komponenten. Daneben wurden auch Diamikte aufgeschlossen. Ihre starke Verwitterung und teilweise Umlagerung erwies sich als so stark, dass sie nicht mehr als Till s. str. angesprochen werden können. Die vorgefundenen Ablagerungen zeigten im Grabenaufschluss kleinräumig wechselnd sowohl ungestörte Abschnitte als auch dazwischen liegende Bereiche mit glazigenen Deformationen.

Das vergleichsweise hohe Alter der quartären Ablagerungen südlich des Lausitzer Urstromtals spiegelt sich zum einen in der starken Verwitterung des Materials und zum anderen in ausgeprägten periglazialen Erscheinungen wider. Neben den bereits erwähnten Diamikten macht sich dies durch eine abschnittsweise extreme Rotbraunfärbung des Grabenaufschlusses bemerkbar, die in dieser Intensität nördlich des



Abb. 97: Ungestörte glazifluviatile Kiessande südlich von Hirschfeld mit extremer Rotfärbung (33 U 0404580, 5692562) (Foto: O. JUSCHUS)
Fig. 97: Largely undeformed glaciofluvial gravel sands with prominent red colouration. South of

Hirschfeld (photo: O. Juschus)



Abb. 98: Ein mit Sanden und Kiesen gefülltes Becken mit einer fossilen Bodenbildung an der Basis. Südlich von Hirschfeld (33 U 0404651, 5692889) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 98: A Basin filled with sand, gravel and a palaeosoil at the base. South of Hirschfeld (photo: O. JUSCHUS)

Lausitzer Urstromtals nicht beobachtet wurde (Abb. 97). Auch Eiskeilpseudomorphosen wurden mehrfach nachgewiesen. Aufgrund des weitgehenden Fehlens schluffiger und toniger Ablagerungen in den Kiessanden wurden Tropfenböden nicht beobachtet. Besondere Erwähnung verdienen mehrere kleine, vollständig mit Grobsanden und Kiesen verfüllte Becken. An der Basis der Beckenfüllung wurden Reste einer Bodenbildung nachgewiesen, so dass man hier von alten, vermutlich saalezeitlichen Söllen sprechen kann (Abb. 98).

5.3 Bodenkundlicher Überblick

Der Trassenverlauf durch das Altmöränengebiet war mit Spannung erwartet worden, da für diesen Raum die verfügbare bodenkundliche Datengrundlage sehr begrenzt ist. In den Aufschlüssen zeigte sich einerseits die erwartbare Zunahme von periglazialen Sedimenten, bezogen auf ihre flächige Ausbreitung und Mächtigkeit. Andererseits überraschten die flächenhafte Relevanz der bis direkt an die Geländeoberfläche durchragenden glazigenen Stauchungen und der hohe Anteil oberflächig anstehender tertiärer Substrate. Beide Aspekte führen sowohl zu einem höheren Ausmaß kleinräumiger Bodenheterogenität als auch zu einer Reihe interessanter pedogenetischer Erscheinungen, die noch weitergehende Untersuchungen erfordern.

Prägend für weite Bereiche des Trassenverlaufs nördlich von Luckau, waren Profile mit mächtigen, mehrphasigen periglazialen Sedimenten (Abb. 99). In diesen Stockwerksprofilen dokumentieren sich teils ältere Bodenbildungen, die von Substraten mit deluvialer oder kryoturbater Genese überdeckt werden. Teils sind alte Oberflächen über Steinsohlen (bzw. Deflationspflaster) markiert. Südlich von Luckau nimmt der Anteil von Böden aus präquartären Substraten



Abb. 99: Lessivierte Braunerden über älteren Bänderparabraunerden aus deluvialen Sanden über Kryolehmsanden (33 U 0417866, 5761690) (Foto: A. BAURIEGEL)

Fig. 99: Luvic Brunic Arenosols over Lamellic Luvisols from periglacial sands (photo: A. BAURIEGEL)

deutlich zu. In einem engräumigen Wechsel haben sich in den tertiären, oft kohleführenden Schluffen meist massive Pseudogleye entwickelt, in denen sich Böden mit Eiskeilpseudomorphosen und in den sandigeren Abschnitten Tropfenböden einschalten (Abb. 93). Bei Finsterwalde haben sich in Substraten aus tertiären Bodenausgangsgesteinen für den Raum extrem ausgebildete Podsole entwickelt, die mit dieser Intensität nur punktuell und selten angetroffen werden (z. B. Podsol Sternebeck/Barnim oder Luchsee an den Krausnikker Bergen im Unterspreewald). In direkter Nachbarschaft wurden in eisen- und manganreichen Substraten Bereiche mit extremen Bleichungsflecken festgestellt, die in ihrer Flächenkonfiguration an Fraßhöfe von Mikroorganismen erinnern, die aber auf Grund der reduktiven Verhältnisse und der Profiltiefe nicht rezenter Natur sein können (Abb. 100).

Innerhalb des Lausitzer Urstromtals zeigten sich die weitflächigsten und die imposantesten Tropfenböden für den brandenburgischen Trassenverlauf insgesamt (Abb. 95). An mehreren Stellen waren zwei Generationen von Periglazialböden übereinander ausgebildet. Wie im Abschnitt 5.2.4 bereits beschrieben, war die Verbreitung und die Mächtigkeit holozäner Sedimente im Bereich des Urstromtals überraschend gering. Bei den mit Auenlehm ausgewiesenen Arealen liegt die Vermutung nahe, dass es sich bei diesen Sedimenten eher um präholozäne Hochflutlehme handelt, da die Sedimente weitgehend humusfrei sind und sich ihre Verbreitung auf die höhergelegenen Niederungsbereiche konzentriert. Beide Aspekte sprechen daher weniger für Auenlehme, zumal weiter westlich (Mühlberg) größere Areale mit Hochflutlehmen bekannt sind. Südlich des Lausitzer Urstromtals konnte die einsetzende Verbreitung von Sandlössen (NEUHOF 1971) bestätigt werden. Die Sandlösse sind allerdings als sehr geringmächtige Decke ausgebildet und erreichen lediglich in kleineren Hohlformen Mächtigkeiten von > 5 dm (Abb. 101).



Abb. 100: Podsol aus tertiären Sanden (links), Bleichflecken in eisen-manganreichen tertiären Sanden (rechts) (33 U 0407760, 5720360) (Foto: A. BAURIEGEL)

Fig. 100: Podsol from Tertiary sediments (left), plain areas in tertiary sands (right) (photo: A. BAURIEGEL)



Abb. 101: Fahlerden aus Schluffsanden (Sandlöss) über glazifluviatilen Sanden (33 U 0404657, 5692261) (Foto: A. BAURIEGEL)

Zusammenfassung:

Die 272 km lange Erdgasfernleitung OPAL (Ostsee-Pipeline-Anbindungs-Leitung), die Brandenburg von Nord nach Süd durchquert, bot mit ihrem 3 – 4 m tiefen Aufschlussgraben einen nahezu lückenlosen Einblick in die obersten Sedimente und Bodenformen wichtiger Brandenburgischer Großlandschaften. In zusammengefasster Form werden die wichtigsten Ergebnisse der ca. einjährigen geologischen und bodenkundlichen Begleitung des Aufschlusses vorgestellt. Neben der eindrucksvollen Bestätigung bereits bekannter geologischer und bodenkundlicher Sachverhalte konnten durch den Grabenaufschluss sowohl tiefere als auch neue Einblicke in den oberflächennahen Aufbau Brandenburgs gewonnen werden.

Fig. 101: Luvisols from sandy loess over glaciofluvial sands (photo: A. BAURIEGEL)

Die ebenen bis kuppigen Grundmoränenflächen der Uckermark werden entlang der Trasse vor allem von Till aufgebaut. Er weist Deformationsstrukturen auf, die auf glazidynamische Beeinflussung hinweisen. Becken, die mit glazilimnischen Sedimenten oder mit jungholozänen kolluvialen Absätzen gefüllt waren, wurden durch den Pipelinebau regelmäßig angeschnitten. Ein neuer Aspekt ist das Vorkommen relativ kräftiger, periglazialer Strukturen nördlich der Pommerschen Eisrandlage.

Trotz des Vorherrschens von Parabraunerden ist der Anteil an Kolluvisolen/Pararendzinen und insbesondere von Pseudogleyen höher als bisher angenommen.

Unter dem im Oderbruch nahezu flächendeckend vorkommenden Auenlehm fanden sich im Grabenaufschluss kleinräumige Wechsel von Flusssanden mit limnisch-telmatischen Altarmfüllungen.

Junge Auenböden, vor allem Vegen, Gleye und Pseudogleye, waren die vorherrschenden Böden in diesem Abschnitt.

Der Barnim wird zwar an der Oberfläche überwiegend vom hier nur noch geringmächtigen weichselzeitlichen Till aufgebaut; sowohl die liegenden Vorschüttsande als auch ältere quartäre und tertiäre Sedimente wurden aber regelmäßig aufgeschlossen. Vor allem die älteren Ablagerungen zeigten intensive glazigene Deformationen, die präweichselzeitlichen Alters sind.

Während auf den Grundmoränenflächen des Barnims vor allem Fahlerden ausgebildet sind, besitzen die Stauchungsgebiete ein extrem heterogenes Bodenmosaik, bei dem eine Abgrenzung von Bodengesellschaften nicht sinnvoll erscheint.

Die Zone der großen Urstromtalungen mit inselartig daraus aufragenden Platten wird von fein- bis mittelkörnigen Talsanden dominiert. Periglazialerscheinungen sind häufig. Auf den Platten stehen neben dem zunehmend lückenhaften weichselzeitlichen Till vor allem Vorschüttsedimente und älteres quartäres Material an. Die Brandenburger Eisrandlage besteht im Trassenverlauf aus Stauchmoränen und angelagerten Kamessedimenten. Vor allem an der Spree wurden großflächig holozäne Flusssande und Altarmfüllungen aufgeschlossen; die Flussgeschichte von Spree und Dahme scheint komplexer zu sein, als bisher angenommen.

Je nach Grundwasserstand stellen Gleye und Braunerden das Hauptbodeninventar der Talsandniederungen. Interessant sind vor allem einige Dünenkomplexe mit mehreren verschütteten, z. T. anthropogen beeinflussten Bodenhorizonten. In den Flussniederungen wurden neben den Gleyen auch kleinräumige Moore dokumentiert.

Im gesamten Altmoränenland überraschte vor allem der hohe Anteil tertiärer Ablagerungen im Grabenaufschluss. Daneben wurden im warthezeitlich geprägten Luckauer Becken intensive Stauchungen dokumentiert, während sich im südlichen drenthezeitlichen Gebiet Till, Staubeckensedimente und Schmelzwassersande mit allenfalls moderaten Störungen fanden. Die Mächtigkeit und die Intensität periglazialer Ablagerungen und Prozesse erreicht hier ihre höchsten Werte; vor allem der Aufschluss im Lausitzer Urstromtal besteht fast ausschließlich aus periglazial-fluviatilen Ablagerungen.

Die Böden des Altmoränenlandes bilden in Beziehung zum Ausgangsgestein ein heterogenes Geflecht von Braunerden, Gleyen und Pseudogleyen. Auf tertiären Substraten haben sich zum Teil extrem kräftige Podsole entwickelt. Interessant war das Vorkommen von geringmächtigen Sandlössen nahe der brandenburgisch-sächsischen Grenze.

Summary:

The 272 km long OPAL-Pipeline crosses the federal state of Brandenburg from North to South. Its construction trench presented a more or less continuous outcrop 3 - 4 m deep that traverses all major Quaternary landscapes of Brandenburg. The main goal of this article is a first overview about the main geological and pedological findings along the pipeline. Besides the known geological and pedological structures of Brandenburg, a number of detailed and partly unexpected insights were documented along the outcrop.

Within the gentle rolling Weichselian till plains of the Uckermark, the investigated Weichselian tills reveal abundant deformation structures that can be primarily related to shear deformation. Basins filled with glaciolimnic or anthropogenic colluvial sediments were repeatedly documented. A new finding is the comparably common occurrence of periglacial structures to the north of the Pomeranian Ice Stage. Although Luvisols represent the most common soils of this region, the proportion of Stagnosols as well as of anthropogenic soils (Regosols and Regic Anthrosols) are higher than expected.

The Oderbruch area, the Holocene floodplain of the river Oder, is built up of flood loam and underlying series of fluvial sands or limnic-peaty infill of former ox-bow lakes. The typical soils in this region are young Fluvisols, Fluvic Cambisols, Gleysols and Stagnosols.

A comparably thin Weichselian till covers the Barnim morainic upland. The till-cover is almost absent in the central part of the upland. Beneath the till, proglacial sands and older Quaternary and Tertiary deposits were visible. The older material is glaciotectonically deformed.

While the morainic plateaus are mostly covered by Albeluvisols, the areas with deformed deposits reveal an extremely heterogeneous patchwork of different soils which is difficult to categorise.

The belt of the huge ice marginal valleys is dominated by fine to medium grained sand. The uppermost parts of older ground moraines form island-like plateaus within the sandy deposits. Periglacial features were commonly observed. The uplands are built up of the patchy and thin till, proglacial sands and older Quaternary material. The Brandenburg Ice Stage consists of push moraines and associated Kame-deposits. Especially along the Spree River valley, Holocene fluvial sands and peats were observed. The history of the rivers Spree and Dahme seems to be more complex than expected. In relation to the ground water table, Cambisols or Gleysols form the most common soils of this region. Of special interest are some dune ridges containing a series of fossil soil horizons. They are partly influenced by human activity. Mainly Gleysols and Histosols were documented within the floodplain of the river Spree.

The outcrop in the southern part of Brandenburg, an old moraine landscape, exhibits an unexpectedly high amount of Tertiary deposits. Further on, the Luckau Basin, formed by the ice advance during Saalian-Warthe times, is composed of highly deformed sediment beds. Contrastingly, the adjacent area to the south, formed during the older Drenthe-Stage, revealed non- to moderately deformed tills, glaciolimnic and glaciofluvial deposits. Thickness and intensity of periglacial sediments and features culminates. In particular the outcrop along the Lusatian Ice Marginal Valley consists almost completely of periglacial-fluvial deposits.

The soils of this region form a heterogenous patchwork of Cambisols, Gleysols and Stagnosols. This is in relation to the underlaying sediments. A new finding is the occurrence of sandy loess close to the southern border of Brandenburg.

Danksagung

Die Autoren möchten sich auf diese Weise bei allen beteiligten Personen und Institutionen bedanken, die mit wissenschaftlichem Rat und technischer Hilfe zum Gelingen des Projektes beitrugen. Das betrifft insbesondere die WINGAS GmbH & Co. KG, die die Arbeiten am Trassenaufschluss unterstützte und im Falle der TU Berlin auch finanziell förderte. Gedankt sei weiterhin den Bauleitern und ihren Mitarbeitern entlang der OPAL, die telefonisch die für uns wichtigen Informationen zum aktuellen Baugeschehen lieferten. Stellvertretend für alle Baggerführer und Bauarbeiter entlang der Trasse sei Herrn Harald Jeschke für seine exzellente Arbeit beim Ausheben des Grabens gedankt. Für die kritische Durchsicht des Manuskripts sowie für fachliche und redaktionelle Hilfe bedanken wir uns bei Frau Dr. Jaqueline Strahl und Herrn Dr. Hans-Ulrich Thieke.

Literatur:

- ALLEN, J. R. L. (1973): A classification of climbing-ripple cross-lamination. Jl. geol. Soc. Lond. **129**, S. 537 541, London
- BERENDT, G. (1888): Die südliche baltische Endmoräne in der Gegend von Joachimsthal. – Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1887, S. 301 – 310, Berlin

- BEHRENDT, G. & H. SCHRÖDER (1900): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Hohenfinow. 114 S., Berlin
- BÖRNER, A. (2007): Das Eberswalder Urstromtal Untersuchungen zur pleistozänen Landschaftsgenese zwischen Niederem Oderbruch und Werbellinseerinne (Nordost-Brandenburg). Schriftenreihe für Geowissenschaften 17, 118 S., Usedom
- BORK, H.-R., SCHMIDTCHEN, G., DOTTERWEICH, M., ERBER, A., LI, Y.& M. FRIELINGHAUS (1999): Zerschluchtung und Bodenbildung seit 1949 in den Biesdorfer Kehlen bei Wriezen in Ostbrandenburg. – ZALF-Bericht, S. 112 – 117, Müncheberg
- Bos, J. A. A., BOHNCKE, S. J. P., KASSE, C. & J. VANDEN-BERGHE (2001): Vegetation and Climate during the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial in the Niederlausitz, eastern Germany – macrofossil and pollen evidence. – Journal of Quaternary Science **16**, S. 269 – 289, London
- BROSE, F. & F. PRÄGER (1977): Beitrag zur Flussgeschichte von Neiße und Oder. – Z. Geol. Wiss. **5**, **6**, S. 777 – 790, Berlin
- BROSE, F. & F. PRÄGER (1983): Regionale Zusammenhänge und Differenzierungen der holozänen Flußgenese im nordmitteleuropäischen Vergletscherungsgebiet. – In: Das Jungquartär und seine Nutzung im Küsten- und Binnentiefland der DDR und der VR Polen. – Petermanns geogr. Mitt., Ergänzungsheft **282**, S. 164 – 175, Gotha
- BROSE, F. (1994): Das untere Odertal. In: SCHROEDER, J. H. (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 2: Bad Freienwalde – Parsteiner See. – S. 152 – 157, Berlin
- BROSE, F. (1994): Genese holozäner Flußauen, dargestellt am Beispiel des unteren Odertales. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **7**, 1, S. 7 – 14, Kleinmachnow
- BROSE, F. (2003): Entwicklung des Oderbruchs: Neue Daten zur Sedimentfüllung der Oderbruchdepression. – In: SCHROEDER, J. H. & F. BROSE (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg No. 9: Oderbruch – Märkische Schweiz – Östlicher Barnim. – S. 57 – 65, Berlin
- BUSSEMER, S., GÄRTNER, P. & N. SCHLAAK (1994): Endmoräne Schiffmühle. – In: SCHROEDER, J. H. (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 2: Bad Freienwalde – Parsteiner See. – S. 82 – 91, Berlin
- BUSSEMER, S., MICHEL, J., SCHLAAK, N. & J. LUCKERT (2007):
 Geologisch-morphologisches Profil durch den nordöstlichen Barnim (Brandenburg). Brandenburg. geowiss.
 Beitr. 14, 1, S. 37 49, Kleinmachnow
- CARLS, R. (1997): Zur weichselspätglazialen und holozänen Entwicklung des Spreetales im Berliner Urstromtal südwestlich von Hangelsberg. – Berliner Geographische Arbeiten **84**, S. 75 – 88, Berlin
- CEPEK, A. G. (1965): Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. – Geologie **14**, S. 625 – 657, Berlin
- CEPEK, A. G. (1994): Der quartäre Rahmen: Stratigraphie und Lithofazies. – In: SCHROEDER, J. H., (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 2: Bad Freienwalde – Parsteiner See. – S. 26 – 39, Berlin
- DE BOER, W. M. (1995): Äolische Prozesse und Landschaftsformen im mittleren Baruther Urstromtal seit dem Hochglazial der Weichseleiszeit. – Berliner Geographische Arbeiten, **84**, 215 S., Berlin
- DOTTERWEICH, M., SCHMIDTCHEN, G. & H.-R. BORK (1999): Alluvial Fan Development - The Example Wolfsschlucht Brandenburg, Germany. – In: HOPPE, A. & H. ABEL (Hrsg.): Geotope – Lesbare Archive der Erdgeschichte. – Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 7, S. 32 – 33, Hannover
- DREGER, F. (2002): Geo- und bioökologische Analyse und Bewertung von Söllen in der Agrarlandschaft Nordostdeutschlands am Beispiel des Biosphärenreservates Schorfheide-Chorin. – Diss. Geographisches Institut Humboldt Universität zu Berlin, 222 S., Berlin (unveröff.)
- FISCHER-ZUJKOV, U. (2000): Die Schwarzerden Nordostdeutschlands – ihre Stellung und Entwicklung im holozänen Landschaftswandel. – Diss. Humboldt-Universität zu Berlin, 173 S., Berlin (unveröff.)
- GÄRTNER, P. (1993): Beiträge zur Landschaftsgeschichte des Westlichen Barnim. – Berliner Geographische Arbeiten **77**, 89 S., Berlin
- HANNEMANN, M. (1995): Über Intensität und Verbreitung glazigener Lagerungsstörungen im tieferen Quartär und im Tertiär Brandenburgs. – Brandenburg. geowiss. Beitr.
 2, 1, S. 51 – 59, Kleinmachnow
- HANNEMANN, M. (2005): Der Bad Freienwalde–Frankfurter Stauchungszug und die Entstehung der Oderbruchdepression. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **12**, 1/2, S. 143 – 152, Kleinmachnow
- HELLWIG, D., LIPPSTREU, L. & H. ZIERMANN (1977): Blatt Bad Freienwalde, Lithofazieskarten Quartär 1 : 50 000. – ZGI Berlin
- HERMSDORF, N. (1995): Zur quartären Schichtenfolge des Teltow-Plateaus. – Brandenburg. geowiss. Beitr. 2, 1, S. 27 – 38, Kleinmachnow

- HILGERS, A., MURRAY, A. S., SCHLAAK, N. & U. RADTKE (2001): Comparison of Quartz OSL Protocols using Late Glacial and Holocene dune sands from Brandenburg, Germany. Quaternary Science Reviews 20, S. 731 736, Amsterdam
- HILLER, A., JUNGE, F. W., GEYH, M. A., KRBETSCHEK, M. & C. KREMENETSKI (2004): Characterising and dating Weichselian organogenic sediments: a case study from the Lusatian ice marginal valley (Scheibe opencast mine, eastern Germany). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 205, S. 273 294, Amsterdam
- JANETZKO, P. & R. SCHMIDT (1996): Norddeutsche Jungmoränenlandschaften. – In: BLUME, H. P.: Handbuch der Bodenkunde. S. 1 – 35, Landsberg am Lech
- JUSCHUS, O. (2003): Das Jungmoränenland südlich von Berlin – Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung zwischen Unterspreewald und Nuthe. – Berliner Geographische Arbeiten 95, 152 S., Berlin
- KEILHACK, K. (1927): Über Brodelböden im Taldiluvium bei Senftenberg. – Z. deutsch. Geol. Ges. **79**, Monatsber. 11/12, S. 360 – 369, Berlin
- KOPP, D. (1970): Kryogene Perstruktion und ihre Beziehung zur Bodenbildung im Moränengebiet. – In: Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR. – Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft, 274, S. 269 – 279, Gotha.
- LEMBKE, H (1954): Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet westlich des Oder-Bruchs bei Freienwalde. – In: Poser, H. (Hrsg.): Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. – Göttinger Geographische Abhandlungen **16**, S. 1 – 40, Göttingen
- LIEBETRAU, U. (1968): Untersuchungen über Eisrandlagen zwischen Pommerscher und Gerswalder Endmoräne nordöstlich Templin. – Berliner Geographische Arbeiten 43, 87 S., Berlin
- LIPPSTREU, L. & A. SONNTAG (2004): Geologische Übersichtskarte 1 : 100 000 Landkreise Elbe-Elster und Oberspreewald Lausitz, Beiheft. – S. 9 – 35, Kleinmachnow
- 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
- LOUIS, H. (1934): Neuere Forschungen über die Urstromtäler besonders im mittleren Norddeutschland. – Congres intern. de Geogr., S. 15 – 24, Warschau

- MARKUSE, G. (1995): Das uckermärkische Rückland der Angermünder Staffel – Quartärmorphologisches Nord-Südprofil durch Brandenburg. – Ber. Z. dt. Landeskunde **69**, S. 255 – 258, Trier
- Mol, J. (1997): Fluvial response to Weichselian climate changes in the Niederlausitz (Germany). – Journal of Quaternary Science **12**, S. 43 – 60, London
- MARCINEK, J. (1961): Über die Entwicklung des Baruther Urstromtals zwischen Neiße und Fiener Bruch (ein Beitrag zur Urstromtaltheorie). – Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität zu Berlin, Math.-nat. wiss. Reihe **10**, S. 13 – 46, Berlin
- NEUHOF, H. (1971): Bodengeologische Übersichtskarte des Kreises Bad Liebenwerda. – VEB GFE Halle Betriebsteil Freiberg
- SCHIRRMEISTER, L. (1999): Glazilimnische Sedimente in Nordost-Brandenburg – Dokumente der pleistozänen Landschaftsgeschichte. – In: BÖRNER, A. & H. LÜPFERT (Hrsg.): Festschrift für Prof. B. Nitz zum 65. Geburtstag.
 – Arbeitsberichte des Geographischen Instituts der Humboldt-Universität zu Berlin 38, S. 23 – 34, Berlin
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. – Berliner Geographische Arbeiten 76, S. 1 – 145, Berlin
- SCHLAAK, N. (1998): Der Finowboden Zeugnis einer begrabenen weichselspätglazialen Oberfläche in den Dünengebieten Nordostbrandenburgs. – Münchner Geograph. Abh. A49, S. 143 – 148, München
- SCHLAAK, N., KAHL, J. & J. STRAHL (2003): Sedimentologische und stratigraphische Befunde aus Uferwall und Aue. – In: SCHROEDER, J. H. & F. BROSE (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 9: Oderbruch – Märkische Schweiz – Östlicher Barnim. – S. 71 – 77, Berlin
- SCHLAAK, N. (2005): Holozäne Sedimentstrukturen im Oderbruch und ihre Erkennbarkeit in flugzeuggestützten Radaraufnahmen. – Brandenburg. geowiss. Beitr. 12, 1/2, S. 13 – 24, Kleinmachnow
- SCHLAGER, E. & T. OPEL (2002): Untersuchungen zur spätglazialen Flussgeschichte der Dahme im Baruther Urstromtal. – Arbeitsberichte Geographisches Institut Humboldt-Universität zu Berlin **75**, S. 34 – 48, Berlin
- SCHOLZ, E. (1962): Die naturräumliche Gliederung Brandenburgs. – 93 S., Potsdam
- STACKEBRANDT, W. (2002): Brandenburg Landescharakter und geologischer Bau. – In: STACKEBRANDT W. & V. MANHENKE (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – 142 S., Kleinmachnow

- Schroeder, J. H. (Hrsg.) (1994): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 2: Bad Freienwalde – Parsteiner See. – 188 S., Berlin
- Schroeder, J. H. & F. BROSE (Hrsg.) (2003): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 9: Oderbruch - Märkische Schweiz - Östlicher Barnim. – 359 S., Berlin
- SCHULZ, I. & J. STRAHL (1997): Geomorphologische und pollenanalytische Untersuchungen im Raum Drahendorf südöstlich Fürstenwalde – Ein Beitrag zur Klärung der spät- und postglazialen Entwicklung des Gerinnebettmusters der Spree. – Brandenburg. geowiss. Beitr. 4, 2, S. 53 – 63, Kleinmachnow
- SCHULZ, I. & J. STRAHL (2001): Die Kersdorfer Rinne als Beispiel subglazialer Rinnenbildung im Bereich der Frankfurter Eisrandlage – Ergebnisse geomorphologischer und pollenanalytischer Untersuchungen in Ostbrandenburg. – Z. geol. Wiss., Berlin 29, 1/2, S. 99 – 107, Berlin
- STRAHL, J. (2011): Bericht zur pollenanalytischen Untersuchung des Aufschlusses OPAL 8-11 Spreemäander Hangelsberg Mönchwinkel, Profil 2420670, Land Brandenburg. – Bericht LBGR vom 21.03.2011, 7 S., Cottbus (unveröff.)

Anschriften der Autoren:

Dr. Albrecht Bauriegel Slawomir Kowalski Dr. Norbert Schlaak Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Inselstr. 26 03036 Cottbus albrecht.bauriegel@lbgr.brandenburg.de slawomir.kowalski@lbgr.brandenburg.de norbert.schlaak@lbgr.brandenburg.de

Dr. Robert Bussert Dr. Olaf Juschus Technische Universität Berlin Institut für Angewandte Geowissenschaften, Fachgebiet Explorationsgeologie Ackerstraße 76, Sek. ACK 1-1 13355 Berlin robert.bussert@tu-berlin.de olaf.juschus@tu-berlin.de

S. 71 - 76

Erdgas-Trasse OPAL – ein 100 km langer geologischer Aufschluss durch Sachsen

Natural gas pipeline OPAL – 100 kilometres of a geological outcrop throughout Saxony

WOLFGANG ALEXOWSKY, FRANK HORNA & OTTOMAR KRENTZ

Nachdem die Vorbereitungen für die OPAL-Trasse in Sachsen, wie das Anlegen von Rohrlagerplätzen, die Weiterführung schon vorher begonnener archäologischer Untersuchungen und die Räumung des Mutterbodens auf der Trasse, bereits seit Mitte 2009 im Gelände sichtbar wurden, begannen die ersten tieferen Ausschachtungen an ausgewählten Punkten wie Straßen- und Flussquerungen erst im Oktober 2009. Im November wurde die Elbe von Coswig nach Gauernitz mit einem Stahl-Beton-Rohr durchquert. Der größte Teil der 3 – 4 m tiefen Leitungsgräben wurde zwischen Mai und November 2010 geöffnet; oft wurden schon sehr kurze Zeit später die Rohre verlegt und die Gräben wieder geschlossen, sodass nicht in allen Teilabschnitten eine geologische Dokumentation möglich war.

In Sachsen verläuft die OPAL-Trasse (Abb. 1) von Hirschfeld in Brandenburg kommend zunächst ausschließlich im Quartär, wobei die elster- und saalezeitlichen Sedimente bis zur Grabensohle nicht durchteuft wurden (Beispiel 1 und 2). Nach der Querung der Röder-Aue östlich von Großenhain (Beispiel 3) wird die Quartärbedeckung nach Süden lückenhafter und in zahlreichen Kuppen treten Grundgebirgseinheiten wie Grauwacke, Gneis, Monzonit und Granodiorit zutage. Nach der Lausitzer Überschiebung (Beispiel 4) -Meißener Monzonit und Granodiorit liegt hier auf Pläner der Elbe-Kreidesenke - verläuft die Trasse durch den Nordwestteil der Dresdener Elbtalweitung, zunächst sind es Aufschlüsse von Pläner, dann Elbschotter. Am südwestlichen Rand des Elbtals folgen auf kurzer Strecke, durch von teilweise mächtigem Löss verdeckten Störungen voneinander getrennt, Pläner, Gneis und schließlich wieder Granodiorit/Monzonit, ebenfalls meist mit Lössüberdeckung. Westlich von Wilsdruff schließen sich nach Süden unter wechselnd mächtigen quartären Sedimenten Einheiten des Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirges an (Beispiel 5). Bei Mohorn folgen nach Südwesten die proterozoischen Paragneise des Erzgebirges, die nördlich von Niederschöna von Oberkreide-Sedimenten überlagert werden (Beispiel 6). Im südlichen Anschluss verbleibt die Trasse über eine längere Strecke überwiegend im Inneren Freiberger Gneis, einem Metagranodiorit, nur östlich von Freiberg wird der variszische Granit von Niederbobritzsch angeschnitten. Südlich von Lichtenberg bis in die Umgebung südlich von Mulda sind wieder überwiegend Paragneise anzutreffen. Von dort aus nach Süden, über das Gebiet westlich von Sayda bis zur tschechischen Grenze bei Olbernhau, sind zunehmend komplizierte Lagerungsverhältnisse verschiedener Gneise, sowohl Ortho- als auch Paragesteine, zu beobachten (Beispiel 7).

1. Trasse zwischen Hirschfeld und Großenhain

An der brandenburgischen Grenze bei Hirschfeld verläuft die OPAL-Trasse über die von Aufragungen proterozoischer Grauwacke durchbrochene Elster-2-zeitliche Stauchungszone von Hirschfeld-Ortrand. Hier sind Kiese und Sande, z. T. auch Geschiebelehm weit verbreitet, eingeschuppte Schollen von Tertiär- und älterem Quartärmaterial sind nicht selten. Schon auf sächsischem Gebiet sind im südlichen Anschluss auf Blatt Großenhain der LKQ (Lithofazieskarte Quartär; STEDING 1985) und der größtenteils daraus abgeleiteten GK50 (Geologische Karte der eiszeitlich bedeckten Gebiete von Sachsen 1: 50 000; STEDING 1995) in Oberflächennähe mächtigere elster- und saalezeitliche Sedimente, vor allem Schmelzwasserbildungen und Grundmoränen verzeichnet. Auch lokal ausstreichende Flussterrassensedimente sowie die kleineren Vorkommen von holsteinwarmzeitlicher Kieselgur sind von Bedeutung. In den Aufschlüssen wurden häufig unter bis zu 1 m mächtigen Umlagerungs-, z. T. auch unter bis über 2 m mächtigen Kryoturbationshorizonten, meist glazifluviatile Sande und Kiese angetroffen. In einigen Teilabschnitten verläuft die Trasse neben einer Gasleitung aus dem Jahr 1974 (aufgenommen von D. STEDING). Der Vergleich zeigt neben häufiger Übereinstimmung auch Beispiele von offenbar raschem Wechsel auf kurze Entfernung.

2. Aufschluss alter Fluss Großenhain

Am Nordrand der Aue der Großen Röder östlich von Großenhain zwischen Folbern und Quersa zeigt das Profil



Abb. 1:Übersichtskarte mit Verlauf der OPAL-Trasse in SachsenFig. 1:Geological map with OPAL-pipeline route in Saxony

unter dem Mutterboden in 0,5 – 1,3 m Tiefe teilweise umgelagerten Mittelsand. Unter einer Steinsohle und Resten einer Grundmoräne (nach GK50: Elster-2-Stadium, d. h. Markranstädt-Glaziär-Formation) folgt Fein- bis Grobkies. Unterhalb der Steinsohle greifen Eiskeile bis mehr als 3 m tief in den Kies ein (Abb. 2). Das Geröllspektrum des unteren Schotters setzt sich wie folgt zusammen: 76,8 % Quarz, 9,0 % Gneisgruppe (verwittert), 2,1 % Granitgruppe (verwittert), 2,5 % Rhyolith, 0,4 % basisches Kristallin, 2,4 % Quarzit, 1,2 % Elbsandstein, 1,4 % Tonschiefer und Grauwacke, 3,5 % Kieselschiefer. Feuerstein und Basalte fehlen. In der LKQ und GK 50 war an dieser Stelle eine Einstufung als glazifluviatilfluviatile Mischschotter der Elster-Kaltzeit vorgenommenen worden. Wahrscheinlich handelt es sich hier aber um einen sehr alten Flussschotter (starke Verwitterung, viel Quarz und Kieselschiefer) des sog. Vereinigten Osterzgebirgsflusses (Gneis, Porphyr, Elbsandstein; WoLF & ALEXOWSKY 2008). Solche Schotter treten südöstlich von Großenhain als verschiedene menap- bzw. eburonzeitlich eingestufte Hochterrassen zutage. Dort wurde ein vergleichbares Vorkommen in einem Trassenaufschluss südlich von Reinersdorf unter Löss- und Geschiebelehmbedeckung angetroffen.

3. Trassenabschnitt südöstlich von Großenhain

Im gesamten Streckenabschnitt südöstlich von Großenhain zeigte sich im Quartär (Löss, Solifluktionsbildungen,



Abb. 2: Glazifluviatiler, teilweise umgelagerter Sand über einer Steinsohle. Darunter Eiskeilpseudomorphosen, die in den liegenden unterpleistozänen Schotter des Vereinigten Osterzgebirgsflusses reichen (Foto: F. HORNA).

Fig. 2: Glaziofluvial, partly redeposited sands overlaying a pebble layer. There under an ice wedge pseudomorph extending into early Pleistocene fluvial gravel of "Vereinigter Osterzgebirgsfluss" river (photo: F. HORNA).

Schmelzwasserbildungen, Grundmoräne, lokal Beckenschluff, örtlich alte Flussschotter, holozäne Bachsedimente) ein sehr kleinräumiger Wechsel der verschiedenen Bildungen. In den Grundgebirgseinheiten (Lausitzer Grauwacke, Großenhainer Gneise, Granitgänge, Meißener Granodiorit und Monzonit) wurde bei Reinersdorf die regionale Großenhainer Störungszone erwartet. Diese Störungszone trennt in ihrem nördlichen Zweig die Lausitzer Grauwacke von den Großenhainer Gneisen und in ihrem südlichen Zweig den Großenhainer Gneis von den Granitoiden des Meißener Massivs. Während die Störung im Bereich von Klotzsche als ca. 200 m breite duktile Störungszone auftritt, zeigt sie im Gebiet von Reinersdorf nur eine erhöhte Klüftigkeit und keine duktile oder spröde Deformation. Die Kontakte der beschriebenen Einheiten sind durch quartäre Rinnen maskiert, so dass Störungen nur vermutet werden können (STANEK 2010).

4. Lausitzer Überschiebung

Nordöstlich von Meißen, zwischen Gohlis und Oberau (Blatt 4847, Coswig) war durch die Arbeiten an der südlichen Hangschulter des Gohlisberges, unmittelbar vor dem Geländeabfall zur Dresdener Elbtalweitung, die Lausitzer Überschiebung aufgeschlossen. Von Norden kommend, war zunächst unter einer zusammen 1 - 2 m mächtigen Decke von Solifluktionslösslehm und Schutt aus Granit/Granodioritzersatz der anstehende Meißener Hornblende-Biotit-Granit bis Granodiorit ("Hauptgranit") ungestört, jedoch meist durch Verwitterung stückig zerfallend, aufgeschlossen.

Bei R ⁵³99 780, H ⁵⁶73 967 (Gauß-Krüger-Koordinaten, bezogen auf Potsdam-Datum) ist der Hornblende-Biotit-Granit bis Granodiorit auf flach lagernde Pläner (Schluff-



Abb. 3: Die Lausitzer Überschiebung im Graben der Erdgastrasse OPAL (Granodiorit – braun, Pläner – grau) (Foto: O. KRENTZ)

mergelstein) aufgeschoben (Abb. 3). Die Störungsfläche streicht hier mit ca. $350 - 10^{\circ}$ in N–S-Richtung und fällt mit $35 - 60^{\circ}$ nach E ein. Im Hangenden des unmittelbaren Störungsbereiches ist der Granit kataklastisch als feinkörniger gelblich gebleichter Grus ausgebildet. Im liegenden, südwestlichen Teil ist der Pläner unmittelbar unter der Störungsfläche zu Störungsletten umgewandelt. Er besteht aus 5 cm hellgrau gebleichtem, danach 15 cm dunkelgrauem, vollkommen entfestigtem Ton. Daran schließt sich stark zerruschelter grauer Pläner an. Nach ca. 70 cm steht bereits fester grauer Schluffmergelstein an, der eine etwa 30 m mächtige Engkluftzone mit störungsparallel verlaufenden steilen Klüften in Abständen von wenigen Zentimetern



Abb. 4: Steil nach NE einfallende enge Klüftung, die bis etwa 30 m ins Liegende der Lausitzer Überschiebung reicht. Der Kluftabstand nimmt mit der Entfernung zur Störung ab (Foto: O. KRENTZ).

Fig. 4: Narrow joints dipping steep to NE as far as 30 m into the footwall of Lusatian Thrust. The density of joints decreases with distance from the thrust (photo: O. KRENTZ).

Fig. 3: Lusatian Thrust outcropping in the trench of the pipeline (granodiorite – brown, silty marlstone – grey) (photo: O. KRENTZ)



- Abb. 5: Subhorizontale Scherzonen im Pläner. Die Scherzonen umschließen phakoide Körper (Foto: O. KRENTZ).
- Fig. 5: Subhorizontal shear zones within the silty marlstones, phacoliths are surrounded by shear surfaces (photo: O. KRENTZ).



bildet (Abb. 4). Danach folgen subhorizontale Scherzonen im Pläner bis etwa 70 m Entfernung von der Störung. Die Scherzonen umschließen phakoide Körper (Abb. 5 und 6). Etwa 100 m westsüdwestlich der Störung sind störungsbedingte Beeinflussungen nicht mehr vorhanden. Die Harnische in den Letten belegen eine Aufschiebung nach WSW. Dieser tektonischen Richtung sind im Granodiorit NE-streichende Blattverschiebungen zuzuordnen.

5. Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge

Etwa 3 km westlich der Ortslage Wilsdruff querte die Erdgastrasse das Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge. Auf dem neu kartierten Blatt 4947, Wilsdruff (ALEXOWSKY et al. 2005) war der Schiefergebirgsanteil von M. KURZE bearbeitet worden. Nach dieser Neukartierung stehen südlich der Autobahn A4 unter einer bis zu 2 m mächtigen Lössdecke phyllitische Tonschiefer und Quarzite des Ordoviziums, silurische Alaunschiefer und devonische Knotenschiefer mit Einlagerungen von Metabasiten, Tuffen und Hornsteinen an, die durch eine mehrfache Wiederholung charakterisiert sind und die sogenannte Wilsdruffer Schuppenzone bilden. Trotz der schwierigen Kartierungsbedingungen durch Lössbedeckung und komplizierter Schuppen-Falten-Tektonik bestätigten die lang aushaltenden Aufschlüsse der Gastrasse



- Abb. 7: Kontaktbereich zwischen transversal-geschiefertem hellgrauem Tonschiefer und dunklem Alaunschiefer (Foto: O. KRENTZ)
- Fig. 7: Contact between transversal foliated, light grey argillaceous schist and dark alum schist (photo: O. KRENTZ)



- Abb. 8: Bodenfließen von hellgrauem verwittertem Tonschiefer über geschieferte Hornsteine unter einer 1 – 2 m mächtigen gelbbraunen Lössschicht (Foto: O. KRENTZ)
- Fig. 8: Solifluction of weathered, light grey argillaceous schist on top of foliated cherts underneath a 1 to 2 m yellowish brown loess cover (photo: O. KRENTZ)

die Kartierungsergebnisse und erbrachten detailliertere Vorstellungen über den strukturellen Bau der Schiefergebirgseinheiten. Die tektonisch eingeschuppten, linsenförmigen Einschaltungen der silurischen Alaunschiefer sind häufig nur wenige Meter mächtig. In der Oberflächenkartierung fallen sie dennoch durch ihre charakteristische dunkle Färbung deutlich auf. Die anteilmäßig stark überwiegenden Tonschiefer dagegen sind durch eine Transversalschieferung kleinstückig zerbrochen und verwitterungsanfälliger (Abb. 7). Damit sind sie in der Oberflächenkartierung unauffälliger. Erschwerend kommt hinzu, dass neben der weitverbreiteten, 1 – 2 m mächtigen Lössüberdeckung auch schon bei sehr geringen Hangneigungen Bodenfließdecken auftreten, wodurch das Ausgangsmaterial mehrere Zehner Meter von seiner ursprünglichen Position weg transportiert und verbreitet wird (Abb. 8).

6. Kreideauflagerung auf Gneis nordöstlich von Freiberg

Zwischen Mohorn und Niederschöna (Blatt 5046, Freiberg) waren im Verlauf der Trasse die auf den Osterzgebirgsgneisen auflagernden cenomanen Sedimente der Oberkreide oberflächennah aufgeschlossen (Abb. 1). Dazu gehören die fluviatilen Ablagerungen der Niederschöna-Formation an der Basis und die hangenden flachmarinen Sandsteine der Oberhäslich-Formation. Bei den erhaltenen Kreidesedimenten handelt es sich insgesamt um Erosionsrelikte einer ursprünglich größeren Kreideverbreitung. Sie verdanken ihre Erhaltung einer oberkretazisch/alttertiären Bruchtektonik mit grabenartigen Strukturen (TRÖGER 1996).

Im Gegensatz zu ihrer typischen Ausbildung in der Elbtalkreide und im benachbarten Tharandter Wald ist die Niederschöna-Formation hier durch die Einschaltung rot gefärbter Sedimente (schluffige Sandsteine und Schluffsteine) charakterisiert. In einem Aufschluss (Abb. 9) südlich der Straße zwischen Oberschaar und Haida (R⁴⁵99 555, H⁵⁶50 270 bis R⁴⁵99 650, H⁵⁶50 400) zeigt das Profil unter dem Mutterboden bis in 0,5 – 1,3 m Tiefe eine quartäre Schuttdecke (Schluff, tonig, kiesig). Bis zur Grabensohle (3,5 m Tiefe) folgen die konglomeratischen Sandsteine (Grundschotter) der Niederschöna-Formation. Neben Quarz als Hauptbestandteil treten vereinzelte Gerölle von Kieselschiefer auf. Das Bindemittel ist kaolinitisch. In die hellgrauen bis weißen Grundschotter sind 0,5 bis über 5 m mächtige Linsen von intensiv rotbraun gefärbten schluffigen Sandsteinen bis Schluffsteinen eingeschaltet. Der im südlichen Teil des Aufschlusses anstehende, intensiv rot verwitterte Gneis (präcenomane Rotlehmverwitterung) bildet das Liegende der Kreidesedimente.

7. Orthogneiskomplex der Saydaer Kuppel (Erzgebirge)

Die Lagerungsverhältnisse im Gneiskomplex des Erzgebirges wurden in den letzten beiden Jahrzehnten kontrovers diskutiert und sind bis jetzt nicht umfassend verstanden. Die derzeitigen Vorstellungen zur geotektonischen Entwicklung und zum Deckenbau der metamorphen Einheiten im Erzgebirge wurden von BERGER, KRENTZ & LAPP (2008) zusammengefasst. Eine besondere Rolle kommt dabei der sogenannten Saydaer Rotgneisdecke bzw. "Saydaer Rotgneiskuppel" zu, die durch die Erdgastrasse angeschnitten wurde.

Etwa 4 km westlich von Sayda wurde die Trasse zwischen den Ortschaften Zethau und Olbernhau auf einer Strecke von ca. 11 km dokumentiert. Dabei ging es neben der Kartierung der einzelnen Gneisvarietäten vor allem um das Verständnis des strukturellen Baus der Decke. In der Oberflächenkartierung und aus Aufschlüssen war ein enger Wechsel von gestreckten Orthogneisen (Stengelgneisen), Muskovitgneisen, feinkörnigen Biotitgneisen, Biotitquarziten und Metabasiten (Eklogiten) bekannt. Durch die kontinuierlichen Aufschlüsse der Erdgastrasse wurden neben den zahlreichen Störungen



Abb. 9: In die cenomanen Grundschotter eingeschaltete, rot gefärbte feinsandige Schluffsteine (Foto: F. HORNA)
Fig. 9: Intercalated red coloured sandy siltstones in Cenomanian basal gravel deposits (photo: F. HORNA)



 Abb. 10: Quarzitboudin mit konzentrischen Lagen von Biotitgneis bei Pfaffroda (Foto: O. KRENTZ)
 Fig. 10: Boudin of quartzite with concentric layers of biotite gneiss near Pfaffroda (photo: O. KRENTZ)

auch Boudins von kompaktem, feinkörnigem Biotitquarzit in engschiefrigem, feinkörnigem Biotitgneis aufgeschlossen (Abb. 10). Dabei schmiegen sich die weicheren Biotitgneise eng um die harten Quarzite (Abb. 11). Sie sind ein deutlicher Hinweis auf die starken lateralen tektonischen Bewegungen zwischen kompetenten und inkompetenten Gesteinen und sind bisher vor allem aus Metabasiten (Eklogiten) bekannt. Die angetroffenen Boudins haben durchschnittlich eine Höhe von 2 - 4 m und Längserstreckung von 5 - 10 m. Sie wurden an mehreren Stellen in unterschiedlicher geologischer Position angetroffen (Abb. 12).

Zusammenfassung

Ein 100 km langer Abschnitt der Erdgasleitung OPAL führt in Nord-Süd-Richtung durch Sachsen. Im Trassenverlauf



Abb. 11:Kontaktbereich zwischen Quarzit und
feinkörnigem Biotitgneis (Foto: O. KRENTZ)Fig. 11:Contact between quartzite and fine-grained
biotite gneiss (photo: O. KRENTZ)



Abb. 12: Aufreihung von Quarzitboudins im Biotitgneis bei Voigtsdorf (Foto: O. KRENTZ)
Fig. 12: Chain of quartzite boudins within biotite gneiss near Voigtsdorf (photo: O. KRENTZ)

wurden zahlreiche temporäre Aufschlüsse dokumentiert, die ein besseres Verständnis der geologischen Verhältnisse geben. Beispiele zeigen die Ausbildung und stratigraphische Zuordnung quartärer Bildungen, die Auflagerung der Kreidesedimente mit einer bisher kaum bekannten Faziesentwicklung sowie die Ausbildung verschiedener Grundgebirgseinheiten. Dabei galt besonderes Augenmerk den Verbandsverhältnissen und den Störungsbereichen.

Summary

A section of approximately 100 kilometres of the natural gas pipeline OPAL runs from north to south throughout Saxony. A lot of temporary outcrops have been studied along the pipeline. The results contribute to a better understanding of the regional geological conditions. Examples display characteristic quaternary sediments and their stratigraphic correlation, the deposition of cretaceous sediments, with a so far barely known facial development as well as several units of basement rocks. The latter, were especially examined concerning their assemblage conditions and faulted parts.

Literatur:

- ALEXOWSKY, W., HOFFMANN, U., HORNA, F., KURZE, M., SCHNEI-DER, J. W. & K.-A.TRÖGER (2005): Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4947 Wilsdruff. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, 3. Aufl., 154 S., Freiberg
- BERGER, H.-J., KRENTZ, O. & M. LAPP (2008): Variszische tektonometamorph-magmatische Entwicklung. – In: PÄL-CHEN, W. & H. WALTER (Hrsg.): Geologie von Sachsen, Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – S. 162 – 188, Stuttgart (Schweizerbart)
- STANEK, K. (2010): Bericht zum geologischen Strukturmodell des Elbtales zwischen Meißen und Pirna. – Ergebnisbericht, 26 S.,15 Anl., Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Freiberg (unveröff.)
- STEDING, D. (1985): Lithofazieskarte Quartär 1 : 50 000, Blatt Großenhain 2568. – Zentrales Geologisches Institut, Berlin
- STEDING, D. (1995): Geologische Karte der eiszeitlich bedeckten Gebiete von Sachsen 1 : 50 000, Blatt Großenhain 2568. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg
- TRÖGER, K.-A. (1996): The Upper Cretaceous of Saxony in the framework of the European Cretaceous development. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 77, S. 95 – 104, Hamburg
- WOLF, L. & W. ALEXOWSKY (2008): Quartär. In: PÄLCHEN,
 W. & H. WALTER (Hrsg.): Geologie von Sachsen, Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. S. 419 462, Stuttgart (Schweizerbart)

Anschrift der Autoren:

Dipl.-Geol. Wolfgang Alexowsky, Dr. Frank Horna, Dr. Ottomar Krentz Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Abteilung Geologie Halsbrücker Straße 31a 09599 Freiberg Postanschrift: Postfach 54 01 37 01311 Dresden Wolfgang.Alexowsky@smul.sachsen.de Frank.Horna@smul.sachsen.de Ottomar.Krentz@smul.sachsen.de

S. 77 – 91

Die Formierung und Entwicklung des Chemismus natürlicher Grundwässer, ihre Widerspiegelung in hydrogeochemischen Genesemodellen sowie ihre Klassifizierung auf hydrogeochemisch-genetischer Grundlage

Forming and development of chemism of natural groundwater, their reflection in hydrogeochemical genesis models and classification on hydrochemical genetic base

Gerhard Hotzan

1. Einleitung

Ein hydrogeochemisches Genesemodell auf der Grundlage des VALJAŠKO-Diagramms für das Süßwasserstockwerk wurde ab den 1980er Jahren (RECHLIN 1987) zunächst für den mittelbrandenburgischen Raum erarbeitet und 1997 erstmals zusammenfassend publiziert (RECHLIN 1997). Seitdem wurde die Bearbeitung durch die Mitarbeiter des Dez. Hydrogeologie des Landesamtes für Bergbau, Geologie und Rohstoffe (LBGR) auf das gesamte Land Brandenburg ausgedehnt. Die Anwendbarkeit des Genesemodells wurde im Rahmen der Neuberechnung von Trinkwasserschutzzonen sowie der damit verbundenen Bewertung des Geschütztheitsgrades des Grundwassers mit guten Ergebnissen getestet. Die dabei erzeugten Datenmengen gestatten statistisch gesicherte Aussagen zur Charakterisierung der ermittelten Geneseklassen. Es wurde aber auch deutlich, dass im Vergleich zum Schema von 1997 die Lagepunktbereiche einzelner Geneseklassen zu präzisieren sind. Mit diesem Beitrag wird der im Dez. Hydrogeologie des LBGR erzielte Kenntnisstand zusammengefasst.

Zur Berechnungsmethodik der Lagepunkte der Wasseranalysen im VALJAŠKO-Diagramm und den Anwendungskriterien wird auf die Publikation von RECHLIN (1997) verwiesen. Seit 2010 ist die Software GEBAH Vers. 1.1 verfügbar (RECHLIN et al. 2010), mit deren Hilfe es möglich ist, die Lagepunkte von Wasseranalysen, die prozentualen Anteile der in der Lösung befindlichen hypothetischen Salze sowie typische Salzverhältnisse zu bestimmen.

2. Prozesse, die die Beschaffenheit der Grundwässer bestimmen

Der Lösungsinhalt der Grundwässer bildet sich in enger Wechselbeziehung mit den im Porenraum der Lockergesteinsgrundwasserleiter eingeschlossenen Gasen sowie der Sedimentmatrix der bei der Bodenpassage durchströmten Schichten heraus. Die sich dabei vollziehenden Lösungs- und Fällungsreaktionen, Redoxreaktionen sowie Kationenaustauschprozesse einschließlich der sich dabei einstellenden Gleichgewichtszustände prägen maßgeblich die Ionenzusammensetzung der Wässer. Darüber hinaus wirken innerhalb der Grundwasserleiter (GWL) physikalische Parameter wie Druck und Temperatur auf die chemischen Gleichgewichtszustände der im Grundwasser gelösten Ionen. Letztendlich ist auch der Zeitfaktor als eine Einflussgröße für den Grundwasserchemismus von Bedeutung. In den GWL wirkt er über die Hydrodynamik und die damit in Zusammenhang stehenden Austauschverhältnisse.

In den im Norddeutschen Tiefland verbreiteten Lockergesteinsgrundwasserleitern sind folgende Reaktionsgruppen für die Formierung und weitere Entwicklung des Grundwasserchemismus maßgeblich:

Lösungs- und Fällungsreaktionen

Lösung und Fällung sind chemische Gleichgewichtsreaktionen. Im Grundwasser ist das bedeutsamste Lösungsmittel die Kohlensäure. Hohe CO_2 -Konzentrationen im Sickerwasser bewirken vorrangig eine verstärkte Lösung von Erdalkali-Karbonaten aus der Sedimentmatrix. Zwischen dem Karbonat, dem CO_2 und dem Wasser stellt sich ein Gleichgewichtszustand ein, das "Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht". Die sich dabei vollziehenden Prozesse wurden in einschlägigen Publikationen (MATTHESS 1994, VOIGT 1990, HÖLTING 1992) ausführlich beschrieben. Zusammenfassend kann die dabei ablaufende Reaktion mit folgender Gleichung nach VOIGT (1990) ausgedrückt werden: CaCO₃ + CO_{2(g)} + H₂O \leftrightarrows Ca(HCO₃)₂ \leftrightarrows Ca²⁺ + 2 HCO₃⁻.

Im Ergebnis dieser Reaktionen kommt es zur Anreicherung der Sicker- und Grundwässer mit Ca^{2+} - sowie HCO_3^{-} -Ionen, bei Überschreitung des Löslichkeitsproduktes erfolgt die Ausfällung von Karbonaten.

Das in den Grundwässern gelöste CO₂ sowie die anderen organischen Säuren führen des Weiteren zur Verwitterung der in der Sedimentmatrix enthaltenen Silikate. Als Beispiel können nach JAHNKE (1999) und VOIGT (1990) folgende Reaktionen dienen:

2 (K + Na) Al Si₃O₈ + 11H₂O + 2 CO₂ \rightarrow Albit Al₂Si₂O₅(OH)₄ + 2 (Na⁺ + K⁺) + 2HCO₃⁻ + 4 SiO₄ Kaolinit CaAl₂Si₂O₈ + 2 H₂O + CO₂ \rightarrow H₂Al₂Si₂O₈ + Ca(HCO₃)₂ Anorthit

Dieser Prozess wird durch die Protolyse, d. h. den Austausch von Protonen (H⁺-Ionen) der Lösung gegen Alkaliund Erdalkali-Ionen initiiert. Im Ergebnis entstehen einerseits Tonminerale, andererseits werden die Grundwässer mit Alkali- und Erdalkali- sowie HCO₃⁻-Ionen angereichert.

Redoxreaktionen

Redoxreaktionen beruhen nach MATTHESS (1994) sowie VOIGT (1990) auf der Aufnahme bzw. der Abgabe von Elektronen und setzen sich aus den Teilreaktionen Oxidation und Reduktion zusammen. Zwischen diesen Teilreaktionen stellt sich ein Gleichgewichtszustand ein. Eine maßgebliche Rolle bei diesen Prozessen spielen Bakterien, die in der Lage sind, chemisch gebundenen Sauerstoff für ihren Energiehaushalt zu nutzen.

Nach dem vollständigen Verbrauch des im Sickerwasser gelösten Sauerstoffs als Oxidationsmittel wird diese Funktion durch andere Verbindungen wie NO_3^- , MnO_2 , $Fe(OH)_3$, SO_4^{-2-} , gelöstes CO_2 sowie gelöstes N_2 übernommen, die ihrerseits als Elektronenakzeptoren dienen und in diesem Prozess reduziert werden.

Als Reduktionsmittel dienen organische Substanzen, die unter Beteiligung von Bakterien oxidiert werden. Es entstehen dabei niedermolekulare organische Säuren u. a. Verbindungen sowie CO₂ und H₂O. Die Redoxreaktionen im Grundwasser laufen nach einer gesetzmäßigen Reihenfolge unter ständiger Verringerung der Redoxpotentiale ab:

aerobe Atmung: $CH_2O + O_2 = CO_2 + H_2O$, NO_3^- -Reduktion: $CH_2O + 4/5 NO_3^- + 4/5 H^+ = CO_2 + 2/5 N_2 + 7/5 H_2O$, Mn^{4+} -Reduktion: $CH_2O + 2 MnO_2 + 4 H^+ = 2 Mn^{2+} + 3 H_2O + CO_2$, Fe^{3+} -Reduktion: $CH_2O + 8 H^+ + 4 Fe(OH)_3 = 4 Fe^{2+} + 11 H_2O + CO_2$, SO_4^{2-} -Reduktion: $CH_2O + 1/2 SO_4^{2-} + 1/2 H^+ = CO_2 + 1/2 H_2S^- + H_2O$, CO_2^- -Reduktion: $CH_2O + 1/2 CO_2 = 1/2 CH_4 + CO_2$, N_2^- -Reduktion: $CH_2O + H_2O + 2/3 N_2 + 4/3 H^+ = 4/3 NH_4^- + CO_2$.

Die Redoxreaktionen führen einerseits zu einer gestaffelten Verringerung zunächst der NO_3^{-1} und danach der SO_4^{-2} -Konzentrationen, andererseits zu einer Erhöhung der Fe²⁺- und Mn²⁺-Ionen im Grundwasser.

Ionenaustauschreaktionen

Unter Ionenaustausch versteht man nach MATTHESS (1994) den Ersatz eines adsorbierten Ions durch ein anderes Ion im stöchiometrischen Verhältnis. Zwischen den an der Oberfläche fester Stoffe gebundenen und den in der Lösung befindlichen Ionen stellt sich ein chemischer Gleichgewichtszustand ein. Der Ionenaustausch ist eine spezielle Form der Sorptions-/Desorptionsprozesse. Die den Austausch auslösenden Prozesse sind nicht auf strukturelle Änderungen des Adsorbens zurückzuführen, sondern auf Veränderungen der Stoffkonzentrationen im Grundwasser. Die Mehrzahl der mineralischen Ionenaustauscher besitzt ein Alumosilikat-Kristallgitter, das Überschussladungen an definierten Gitterplätzen aufweist. Dadurch können Kationen, aber auch Anionen durch elektrostatische Kräfte festgehalten und somit ein Ladungsausgleich erzielt werden. Nach HÖLTING (1992) werden die Ionen adsorptiv in das Kristallgitter eingebunden, können aber wieder gegen andere ausgetauscht werden. Von entscheidender Bedeutung sind dabei die Konzentrationen der entsprechenden Ionen in der Lösung und am Austauscher. Je höher das Konzentrationgefälle der Ionen ist, desto schneller erfolgt der Austausch.

Für den Grundwasserchemismus hat das System mit den Ionen von Calcium und Natrium sowie einem mineralischen Austauscher (Adsorbens-A) besondere Bedeutung. Für sie gilt nach HÖLTING (1992) folgende Reaktionsgleichung:

 $Ca^{2+}A + 2 Na^{+} \leftrightarrows 2 Na^{+}A + Ca^{2+}.$

Die Hinreaktion wird dabei als Erdalkalisierung; die Rückreaktion als Alkalisierung bezeichnet.

Besondere Bedeutung haben Sorbenten wie Tonminerale und organische Substanzen, wie z. B. Huminstoffe, Torfe und kohlige Substanzen, aber auch gesteinsbildende Minerale wie Glaukonit, Glimmer, Feldspäte, Pyroxene und Amphibole aufgrund ihrer negativen Oberflächenladung für die im Grundwasser dissoziierten Kationen. Die Bindungsintensität kann nach HÖLTING (1992) und MATTHESS (1994) in der nachfolgenden Abfolge beschrieben werden:

 $H^{\scriptscriptstyle +} > Rb^{\scriptscriptstyle +} > Ba^{2 \scriptscriptstyle +} > Sr^{2 \scriptscriptstyle +} > Ca^{2 \scriptscriptstyle +} > Mg^{2 \scriptscriptstyle +} > K^{\scriptscriptstyle +} > Na^{\scriptscriptstyle +} > Li^{\scriptscriptstyle +}.$

Die Bindungsintensität nimmt vom H⁺- zum Li⁺-Ion kontinuierlich ab.

Eine Ausnahme in der Abfolge der Bindungsintensität bilden die K⁺-Ionen. Sie werden in die Kristallgitter von Glimmer und Montmorillonit eingebaut bzw. durch Pflanzen aufgenommen und stehen für einen Kationenaustausch nicht mehr zur Verfügung. Die K⁺-Konzentrationen sind deshalb in natürlichen Grundwässern um ein Vielfaches geringer, als die Na⁺-Konzentrationen.

Die Austauschplätze in kontinentalen Sedimenten sind nach VOIGT (1990) hauptsächlich mit Erdalkali-Ionen besetzt. Die Zufuhr von Na⁺-Ionen, z. B. im Ergebnis einer Salinarintrusion, bewirkt hier eine Erdalkalisierung und eine damit im Zusammenhang stehende Anreicherung mit Ca²⁺-Ionen im Grundwasser.

Eisen- und Manganhydroxide sowie -oxihydrate und Aluminiumhydroxid weisen eine positive Oberflächenladung auf. Sie wirken als Sorbenten für die im Grundwasser dissoziierten Anionen. Die Bindungsintensität der im Grundwasser gelösten Anionen kann nach MATTHESS (1994) in folgender Weise beschrieben werden:

OH⁻ > Phosphat > Arsenat > Silikat > Molybdat > Sulfat > Chlorid = Nitrat.

Der Anionenaustausch ist im Verhältnis zum Kationenaustausch weitaus seltener verbreitet.

Die Gleichgewichte der oben genannten Reaktionsgruppen beeinflussen sich gegenseitig. So führt z. B. die bakterielle Reduktion des $SO_4^{2^-}$ über die damit verbundene Entstehung von CO_2 zur Neueinstellung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes. Auch Kationenaustauschreaktionen in Form einer Erdalkalisierung bewirken die Neueinstellung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes. Der Grundwasserchemismus ist somit ein Produkt labiler Gleichgewichtszustände. Anthropogene bzw. geogene Stoffeinträge bewirken z. T. massive Störungen der natürlichen Entwicklungsprozesse des Grundwassers und führen zu von der natürlichen Abfolge abweichenden Geneseklassen.

3. Hydrogeochemisch-genetische Bewertung von Wasseranalysen auf der Grundlage von Genesemodellen – eine Kenntnisstandsanalyse

Für die Darstellung der Ergebnisse von Wasseranalysen stehen eine Reihe von Auswertungsdiagrammen zur Verfügung, die in vielfältiger Weise in der Fachliteratur publiziert wurden (HÖLTING 1992, MATTHESS 1994). Quantitative Darstellungen für einzelne Kationen und Anionen in Form von Säulen-, Strahlen- oder Kreisdiagrammen sind für genetische Aussagen nur bedingt geeignet.

Ein hydrogeochemisches Genesemodell sollte die nachfolgend aufgeführten Anforderungen erfüllen:

- Berücksichtigung der Gesamtheit der im Wasser gelösten, genetisch relevanten Ionen in einer konzentrationsunabhängigen Darstellung,
- an der Laborpraxis orientierte hinreichende Fehlertoleranzen (relativer Fehler der Ionensummenbilanz < 2 %),
- Unterscheidung von Geneseklassen mit statistisch gesicherten Daten, die unter Berücksichtigung der sich im System Grundwasserleitermatrix/Grundwasser/Bodenluft vollziehenden Prozesse die Entwicklung des Grundwasserchemismus abbilden.

In der hydrogeologischen Praxis besitzen die Diagramme von PIPER (1944) und VALJAŠKO (1961) die größte Verbreitung. Auf der Grundlage dieser Diagrammdarstellungen wurden durch LÖFFLER (1972) und RECHLIN (1997) genetische Grundwassermodelle erarbeitet.

3.1 Auswertungsdiagramm nach PIPER

Die Darstellung wurde von PIPER (1944) erstmals vorgeschlagen. Dieses Diagramm stellt die Kombination von zwei Dreiecks- und einem Vierecksdiagramm dar. Das Kernstück des Diagramms bildet eine Raute, an deren Seiten zwei Dreiecksdiagramme angefügt werden.

In der Raute werden die Beziehungen von Kationen (Ca²⁺ + Mg²⁺ + Fe²⁺ als einem Pol und Na⁺ + K⁺ als Gegenpol) und Anionen (Cl⁻ + SO₄⁻²⁻ + NO₃⁻ sowie HCO₃⁻ + CO₃⁻²⁻) in Form eines Lagepunktes dargestellt.

In den Dreiecksdiagrammen werden die im Wasser gelösten Kationen und Anionen gesondert dargestellt.

Im Kationendreieck bilden die Ionen Ca²⁺ + Fe²⁺, Mg²⁺ und Na⁺ + K⁺ die jeweiligen Eckpunkte. Im Anionendreieck sind dies Cl⁻, SO₄²⁻ + NO₃⁻ sowie HCO₃⁻ + CO₃²⁻.

3.2 Auswertungdiagramm nach VALJAŠKO

Dieses Diagramm wurde von VALJAŠKO (1961) für die Darstellung genetischer Beziehungen von hochmineralisierten Salzwässern entwickelt. Das Modell beruht auf dem Prinzip der Zuordnung der Lösungskomponenten zu hypothetischen Salzen und stellt Grundwassertypen entsprechend der Löslichkeit der im Wasser befindlichen Salze als Lagepunkte in einem Typendiagramm dar.

Für die Typenfelder gelten die Ionenbeziehungen:

- Karbonat-Typ (Natrium-Typ nach RECHLIN 1997).

Die Berechnungsmatrix zur Ermittlung der Lagepunkte wurde in RECHLIN (1997) beschrieben. Im weiteren Text erfolgt die Bezeichnung der Lagepunktfelder im VALJAŠKO-Diagramm nach RECHLIN (1997).

3.3 Ionenverhältnisse

Die Ermittlung und Bewertung von Ionenverhältnissen ist eine weitere Methode zur hydrogeochemisch-genetischen Auswertung von Wasseranalysen. Dabei werden die Äquivalente einzelner Ionen und Ionengruppen zueinander in funktionale Beziehungen gebracht. Der Vorteil dieser Verfahrensweise besteht darin, dass relevante Ionen und Ionengruppen gesondert untersucht werden können, ohne die Konzentrationen der übrigen in der Lösung befindlichen Ionen berücksichtigen zu müssen.

Durch verschiedene Autoren wurden genetisch relevante Bezüge von Ionenverhältnissen beschrieben. Hervorzuheben sind: **Härtequotient** nach WANDT (1960 in Löffler 1972): $H_q = Karbonathärte/Nichtkarbonathärte$

Bei einem Wert $H_q > 2,8$ handelt es sich um gespanntes Grundwasser, bei $H_q < 2,8$ um ungespannte, luftbedeckte Grundwässer. Nach ROTHER (1966 in LÖFFLER 1972) ist bei $H_q < 1,0$ eine "marine" Beeinflussung der Grundwässer angezeigt.

Erdalkali-Verhältnis nach Schlinker (1964 in Löffler 1972): MgO/CaO

Ein Verhältnis MgO/CaO > 0,2 weist auf den Einfluss " geogener" Tiefenwässer hin.

Salinar-Verhältnis SO₄²⁻/Cl⁻:

Nach Rother (1966 in Löffler 1972) weist ein Verhältnis $SO_4^{2-}/Cl^- > 0,1$ auf "marine" und ein Verhältnis $SO_4^{2-}/Cl^- < 0,1$ auf "geogene" Versalzungstendenzen hin. Gleiches gilt für $SO_4^{2-}/Cl^- > 0,4$ bzw. $SO_4^{2-}/Cl^- < 0,4$. Darüber hinaus zeigt nach Schlinker (1964 in Löffler 1972) ein Verhältnis $SO_4^{2-}/Cl^- > 1,0$ eine anthropogene Verunreinigung des Grundwassers an.

Chlorid-Natrium-Verhältnis Cl⁻/Na⁺ nach DVGW-Schriften, Bd. 61 (1983) in DEIBEL (1995):

Das Verhältnis dient der Bewertung von Kationenaustauschreaktionen. Ein Verhältnis Cl-/Na $^+$ > 1 gilt als Hinweis auf das Vorhandensein von Erdalkalichloriden im Grundwasser. Ein Verhältnis Cl'/Na $^+$ < 1 zeigt dagegen eine Natrium-Prägung der Grundwässer an.

3.4 Hydrogeochemisches Genesemodell nach Löffler (1972)

LöFFLER (1972) kombinierte das PIPER-Diagramm mit genetisch relevanten Ionenverhältnissen, die als lineare Elemente im Diagramm dargestellt wurden. Durch diese Linien entstanden im Diagramm Lagepunktfelder, die fünf Geneseklassen zugeordnet werden (Abb. 1). Bei den Geneseklassen wird zwischen Grundwässern in unbedeckten und bedeckten GWL unterschieden. Ebenfalls wird eine Altersabfolge, d. h. eine Entwicklungsrichtung beim Chemismus natürlicher Grundwässer deutlich. Unter Vorbehalt werden in diesem Modell Aussagen zu geogenen, marinen und anthropogenen Beeinflussungen des Grundwassers getroffen.

Die Geneseklassen des hydrogeochemischen Genesemodells nach Löffler (1972) werden den oben formulierten Anforderungen schon weitestgehend gerecht. Sie spiegeln genetische Gesichtspunkte sowie eine Altersabfolge bei der Entwicklung des Grundwasserchemismus wider. Etwas problematisch ist die kleinflächige Darstellung der Lagepunktfelder der Geneseklassen III und IV so-



Grundwassertyp I:	Luftbedecktes, ungespanntes, junges Grundwasser. Der unmittelbare Einfluss der
	Neubildung (Versickerung; Uferfiltrat, Infiltrat) ist noch zu erkennen.
Grundwassertyp II:	Gespanntes Grundwasser, jedoch noch relativ jung, d.h. Übergangstyp zwischen
	luftbedecktem und älterem gespanntem Grundwasser (oft an der Basis relativ
	mächtiger unbedeckter Grundwasserleiter zu finden, die von schluffigen Horizonten
	durchzogen werden).
	Normales gespanntes Grundwasser. Es sind noch der Einfluss der Neubildung und
Grundwassertyp III:	gute Durchflussverhältnisse erkennbar, jedoch ist das Wasser schon relativ lange im
	Boden.
Grundwassertyp IV:	Überganstyp vom Typ III zum Typ V.
	Sehr "altes" Grundwasser, das durch einen zeitlich sehr langen Fließweg, durch
Grundwassertyp V:	Abflussbehinderung, Stagnation oder durch den Einfluss von "geogenen"
	Tiefenwässern gekennzeichnet ist.
	Diese Wässer besitzen grundsätzlich unterschiedlich hohe NaHCO3- Gehalte.
Linie 1:	Linie des Härtequotienten Hq=2,8
	(nach WANDT 1960 liegt oberhalb der Linie das luftbedeckte und unterhalb das
	gespannte Grundwasser)
Linie 2:	Nach WANDT liegt unterhalb (links) der Linie das gespannte Grundwasser und
	oberhalb (rechts) der Übergangstyp von luftbedeckt zu gespannt.
Linie 3:	Nach WANDT liegen oberhalb der Linie die Analysen des "normalen" Grundwassers.
Linie 4:	Unterhalb dieser Linie besitzt das Grundwasser stets NaHCO3- Gehalt
	Linie MgO/CaO = 0,2
Linie 5:	(nach SCHLINKER 1964 weist MgO/ CaO > 0,2 auf den Einfluss "geogener"
	Tiefenwässer hin, d. h. oberhalb der Linie ist mit Versalzungsgefahr zu rechnen)
	Linie Cl: $SO_4 = 1 : 0, 1$
Linie 6:	(nach ROTHER 1966 weist $SO_4/Cl > 0,1$ auf marine und $< 0,1$ auf "geogene"
	Versalzungstendenzen hin)
Linie 7:	Linie Cl: SO ₄ = 1 : 0,4
	(gleiche Bedeutung wie Linie 6, nur nach Untersuchungsergebnissen von SCHLINKER
	1964)
Linie 8:	Linie Cl : SO ₄ = 1 : 1,0
	(nach SCHLINKER ist bei $SO_4/Cl = > 1,0$, d. h. also oberhalb der Linie 8, mit
	anthropogener Verunreinigung zu rechnen)
Linie 9:	Linie des Härtequotienten Hq = 1,0
	(nach ROTHER ist oberhalb dieser Linie mit marinem Einfluss zu rechnen)

Fig. 1: Genesis model after Löffler 1972

Abb. 1: Genesemodell nach Löffler 1972

wie die Nichtberücksichtigung von Fehlertoleranzen als Ausschlusskriterium für die Darstellung von Wasseranalysen.

3.5 Hydrogeochemisches Genesemodell nach RECHLIN (1997)

LEHMANN (1974) benutzte das VALJAŠKO-Diagramm zur Charakterisierung der salinaren Formationswässer der Norddeutsch-Polnischen Senke. Die erste Anwendung für den Süßwasserbereich erfolgte durch RECHLIN (1987).

Im Ergebnis der Auswertung einer Vielzahl von Wasseranalysen wurden auf empirischem Wege Lagepunktfelder im VALJAŠKO-Diagramm ermittelt, für die eine genetische Zuordnung vorgenommen werden konnte. Die Daten wurden durch die Ergebnisse von absoluten Altersbestimmungen auf der Grundlage von Isotopendaten verifiziert. Eine erste zusammenfassende Publikation erfolgte durch RECHLIN (1997; vgl. Abb. 2).

Bei diesem Genesemodell wurden im Süßwasserbereich die Lagepunktbereiche von sechs Geneseklassen unterschieden, wobei ein Bezug zu den stratigraphisch orientierten Grundwasserleiterkomplexen nach MANHENKE et al. (1995) hergestellt wurde. Anthropogene Beeinflussungen des Grundwasserchemismus wurden über Salzverhältnisse bestimmt (RECHLIN 2000).

Die Lagepunktfelder der Geneseklassen nach RECHLIN (1997, 2000) wurden empirisch für ein lokal begrenztes Bearbeitungsgebiet ermittelt. Die Daten sind statistisch nicht gesichert. Für die Nutzbarkeit der Analysen wurde ein dem Stand der Labortechnik entsprechendes Ausschlusskriterium für Fehlertoleranzen formuliert. Die Lagepunktfelder der Geneseklassen sind insbesondere für die Charakterisierung der jungen und alten Neubildungswässer zu eng gefasst und geben daher nur teilweise die tatsächliche geneti-

Hydrogeochemisches Genesemodell der Wässer in den Grundwasserleiterkomplexen des Landes Brandenburg



sche Situation wieder. Unter Berücksichtigung der aktuellen Datenlage ist deshalb eine Präzisierung der Lagepunktfelder der Geneseklassen erforderlich.

4. Die Beschaffenheitsentwicklung der natürlichen Grundwässer und ihre Widerspiegelung in einem aktualisierten hydrogeochemischen Genesemodell auf der Grundlage des VALJAŠKO-Diagramms

4.1 Geneseklassen

Am Ausgangspunkt des Wasserkreislaufs des Grundwassers stehen die atmosphärischen Niederschlagswässer. Diese besitzen in der Regel eine nur sehr geringe Mineralisation. Von den Anionen sind hauptsächlich Sulfate, Nitrate und Hydrogenkarbonate, untergeordnet auch Chloride enthalten. Die Konzentrationen der verschiedenen Kationen (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺), die über Stäube eingebracht werden, sind verschwindend gering. Die im Niederschlagswasser gelösten Ionen erfüllen die Beziehung: Ca²⁺ + Mg²⁺ < HCO₃⁻ + SO₄²⁻.

Im VALJAŠKO-Diagramm sind die Niederschlagswässer hauptsächlich im Sulfat-Feld zu finden (vgl. Abb. 2). In Abhängigkeit vom Standort sind bereits in der atmosphärischen Deposition anthropogene Stoffeinträge möglich. Diese können hauptsächlich zu erhöhten Sulfat- und Nitrat-Konzentrationen führen.

Die Abgrenzung von Geneseklassen der Grundwässer erfolgt unter Berücksichtigung der hydrochemischen Entwicklung und des Alters der Wässer. Dabei dienen die von Löffler (1972) ausgehaltenen Grundwassertypen als Grundlage und werden hinsichtlich der genetischen Zuordnung sowie ihrer Bezeichnung modifiziert.

Die für genetische Auswertungen zu nutzenden Wasseranalysen müssen zulässige Fehlertoleranzen erfüllen. Ein relativer Fehler der Ionensummenbilanz < 2 % wird in Hinblick auf den Differenzierungsgrad der zu unterscheidenden Geneseklassen als ausreichend erachtet.

Die Konzentrationen der im Grundwasser gelösten Ionen können in Abhängigkeit von den hydrodynamischen Bedingungen sowie der stofflichen Zusammensetzung der GWL-Matrix z. T. sehr stark variieren. Deshalb ist die Nutzung eines konzentrationsunabhängig arbeitenden Modells für genetische Betrachtungen zwingend notwendig. Diese Bedingung wird mit der Verwendung des VALJAŠKO-Diagramms für das Genesemodell erfüllt.

Für die Zuordnung der Wasseranalysen zu den einzelnen Geneseklassen sind statistische Auswertungen unumgänglich. Gute Ergebnisse wurden dabei mit Wahrscheinlichkeitsnetzen (WAGNER et al. 2009) erreicht. Ziel dieser Arbeiten war es, die Verteilungsgesetzmäßigkeiten (Normal- bzw. Lognormalverteilung) der die Geneseklasse prägenden Ionen zu ermitteln und Anomalien auszugrenzen. Letztere waren dann einem nochmaligem Entscheidungsprozess, d. h. der Überprüfung der Klassenzuordnung, zu unterwerfen. Abbildung 3 zeigt am Beispiel der Geneseklasse F11 die Wahrscheinlichkeitsnetze (nach DIN 53804-1) sowie die dazugehörigen Histogramme mit den Verteilungskurven für die typprägenden Anionen HCO₃- , SO₄²⁻ sowie Cl⁻. Es wird deutlich, dass alle untersuchten Ionen innerhalb der Geneseklasse einer lognormalen Verteilung unterliegen und keine anomalen Bereiche im Wahrscheinlichkeitsnetz zeigen. Das bedeutet, dass die untersuchten Ionen und somit die Wasseranalysen einer Geneseklasse zuzuordnen sind.

Zusammenfassend können für natürliche neubildungsbürtige Grundwässer nach Löffler (1972) die nachfolgenden Geneseklassen unterschieden werden:

- Grundwassertyp I (luftbedecktes, ungespanntes, junges Grundwasser) = junge Neubildungswässer (D11),
- Grundwassertyp II (gespanntes Grundwasser, jedoch noch relativ jung, d. h. Übergangstyp zwischen luftbedecktem und älterem gespanntem Grundwasser) + Grundwassertyp III (normales gespanntes Grundwasser)
 = gealterte Neubildungswässer (E11),
- Grundwassertyp IV (Übergangstyp vom Typ III zum Typ V) = alte Neubildungswässer (F11),
- Grundwassertyp V (sehr "altes" Grundwasser, das durch einen zeitlich sehr langen Fließweg, durch Abflussbehinderung, Stagnation oder durch den Einfluss von "geogenen" Tiefenwässern gekennzeichnet ist) = statische Grundwässer (G11).

Im Folgenden werden die Geneseklassen hinsichtlich der den Grundwasserchemismus prägenden Reaktionen und ihren Auswirkungen sowie den Lagepunktfeldern im VALJAŠKO-Diagramm charakterisiert.

4.2 Junge Neubildungswässer (Geneseklasse D11)

Die Grundwasserneubildung ist nach DIN 4049-3 als Zutritt von infiltriertem Wasser zum Grundwasser zu verstehen. Die in den Boden gelangten Niederschlagswässer werden zunächst zu Sickerwässern, die nach MATTHESS (1994) "während einer mehr oder weniger langen Aufenthaltszeit in der wasserungesättigten Zone unter dem Einfluss der Schwerkraft bis zur Grundwasseroberfläche absinken und zu Grundwasser werden."

Während der Passage der Bodenzone erfahren die Sickerwässer im Ergebnis der sich hier vollziehenden Reaktionen (hauptsächlich Lösung/Fällung, Redoxreaktionen, Ionenaustausch) unter Beteiligung gasförmiger, flüssiger und fester Komponenten ihre hydrochemische Prägung. Für die Lockergesteinssedimente des Norddeutschen Tieflands können in Abhängigkeit von der Lithologie der Sedimentmatrix sowie der Kationenaustauschkapazität der Böden unterschieden werden:

Junge Neubildungswässer im Bereich rolliger Lockergesteinstypen mit geringer Kationenaustauschkapazität der Böden (Podsol-Braunerden und podsolige Braunerden, nFk = ca. 100 mm)

Diese Neubildungswässer sind im Bereich von Terrassen der Urstromtäler sowie Sandern der Hochflächen mit Wald-



Abb. 3: Wahrscheinlichkeitsnetze und Histogramme für die typprägenden Anionen der Geneseklasse F11

Fig. 3: Nets of probability and histograms of type impressing anions of genesis class F11

bedeckung bzw. armer Vegetation, d. h. mit geringer Kationenaustauschkapazität der Böden, anzutreffen. Lösungs-/ Fällungsreaktionen haben die größte Bedeutung bei der Formierung des Grundwasserchemismus, insbesondere die Lösung der in der Sedimentmatrix befindlichen Karbonate. Die Lösungsreaktionen werden durch die Lösung des durch die biologische Aktivität in der Bodenluft konzentrierten CO₂ in den versickernden Niederschlagswässern initiiert. Des Weiteren werden durch organische und anorganische Säuren die in der Sedimentmatrix verteilten Silikate angegriffen und unterliegen im Ergebnis der Hydrolyse einer chemischen Verwitterung. Im Ergebnis der Umbildung der Kristallgitter entstehen Tonminerale und damit eine der substanziellen Voraussetzungen für Sorptions- und Ionenaustauschprozesse. Die Wässer sind in Abhängigkeit vom Kalkgehalt der Sedimente, d. h. vom Puffervermögen der GWL-Matrix, versauerungsgefährdet.

Die Bodenluft enthält in der Regel noch freien Sauerstoff. Bei der aeroben Atmung werden die in der Sedimentmatrix befindlichen organischen Substanzen oxidiert. Nach dem vollständigen "Verbrauch" des freien Sauerstoffs wird chemisch gebundener Sauerstoff in Form von NO_3^{-1} als Elektronenakzeptor für die Redoxreaktionen herangezogen.

Im Ergebnis von Sorptions- und Ionenaustauschprozessen werden hauptsächlich Ca²⁺- und K⁺-Ionen dem Grundwasser entzogen und festgelegt. Während die K⁺-Ionen meist irreversibel in die Kristallgitter von Tonmineralen eingebaut werden, werden die Ca²⁺-Ionen nur an den Oberflächen angelagert und stehen somit für Austauschreaktionen zur Verfügung. Die oben beschriebenen Prozesse bewirken eine Anreicherung des Grundwassers mit Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, Cl⁻, HCO₃⁻, Fe, Mn sowie eine Abreicherung von O₂, teilweise NO₃⁻ sowie K⁺. Die Grundwässer erfüllen die Ionenbeziehungen: Ca²⁺ + Mg²⁺ < HCO₃⁻⁺ + SO₄⁻² und Ca²⁺ > HCO₃⁻ (CaSO₄ > 15 %). Durch zusätzliche anthropogene und geogene SO₄⁻²-Einträge werden die Wässer scheinbar jünger. Im VALJAŠKO-Diagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer im Feld des Sulfat-Typs.

Junge Neubildungswässer im Bereich rolliger Lockergesteinstypen mit hoher Kationenaustauschkapazität der Böden (Humusgleye und Gleye, nFk = ca. 150 – 200 mm)

Diese Neubildungswässer sind auf vegetationsreichen Standorten mit flurnahen Grundwasserständen (unbedeckte GWL mit holozäner organogener Bedeckung, z. B. in Flussauen sowie Bereichen mit intensiver landwirtschaftlicher Nutzung) verbreitet. Mit Absterben der Vegetationsdecke gelangt organisches Material in Form von Huminstoffen, organischen Säuren und anderen Verbindungen in den Boden und wird im Rahmen der aeroben Atmung oxidiert. Das entstehende CO₂ bewirkt über die Neueinstellung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes die Lösung von Karbonaten aus dem Substrat. Dadurch erfolgt eine zusätzliche Anreicherung von Ca²⁺, Mg²⁺ und HCO₃⁻ im Grundwasser.

Die über geogene sowie anthropogene Stoffeinträge (z. B. Düngung u. a.) in das Grundwasser gelangten Alkali-Ionen unterliegen dem Kationenaustausch in Form einer Erdalkalisierung, wobei die Huminstoffe als Adsorbenten wirken. Die Na⁺-Ionen werden dabei der Lösung entzogen und gegen Erdalkali-Ionen ausgetauscht. Durch diese Prozesse erfahren die Sickerwässer eine Anreicherung mit Erdalkali-Ionen.

Im Ergebnis der oben beschriebenen Prozesse gelten für Grundwässer dieses Typs die folgenden Ionenbeziehungen:

 $Ca^{2+} + Mg^{2+} > HCO_3^{-} + SO_4^{-2-}$ und $Ca^{2+} > HCO_3^{-} + SO_4^{-2-}$, $(CaSO_4 > 15 \%)$.

Die Lagepunkte dieser Wässer befinden sich im VALJAŠKO-Diagramm überwiegend im Feld des Magnesium-Typs. Die Menge der freigesetzten Erdalkali-Ionen steht in korrelativer Abhängigkeit zur Kationenaustauschkapazität (KAK) der Bodenmatrix.

Junge Neubildungswässer im Bereich bindiger Lockergesteinstypen (Braunerde-Fahlerden und Fahlerde-Braunerden, nFk = ca. 170 mm)

Diese Neubildungswässer sind im Verbreitungsgebiet bindiger Schichten (Geschiebemergel, Schluff) im oberflächennahen Bereich anzutreffen. Bei der Ausprägung des Grundwasserchemismus sind neben den Lösungs-/ Fällungsreaktionen die Ionenaustauschprozesse von entscheidender Bedeutung. Die Lösungsprozesse beinhalten insbesondere die Lösung der in der Sedimentmatrix befindlichen Karbonate sowie die chemische Verwitterung der Silikate. Die im Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht befindlichen Wässer reagieren bei einer Änderung der physikalischen (z. B. Temperatur, Partialdruck des CO₂) oder chemischen Bedingungen (unterschiedliche Konzentrationen der Lösungen, Mischungen von Wässern unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung) mit einer sekundären Ausfällung von Karbonaten. Als Beispiele für derartige Prozesse sind die sekundären Kalkbildungen in

weichselkaltzeitlichen Grundmoränen sowie im Löß anzusehen.

Häufig enthalten die pleistozänen Geschiebemergel im Ergebnis der Aufnahme von Material aus tertiären Schichtenfolgen Sulfide in Form von Pyrit und Markasit. Unter aeroben Bedingungen kann das im Pyrit gebundene Eisen unter Beteiligung schwefel- und eisenoxidierender Bakterien freigesetzt werden. Das zweiwertige Eisen ist wasserlöslich und gelangt zusammen mit dem Sulfat in das Sickerwasser bzw. in das Grundwasser. Die bei dieser Reaktion frei werdenden Wasserstoffionen bewirken eine deutliche Absenkung des pH-Wertes. Das zweiwertige Eisen kann aber auch mit dem im Grundwasser gelösten Sauerstoff unter Beteiligung von Mikroorganismen wieder zu dreiwertigem Eisen oxidiert und aus den Sickerwässern ausgefällt werden.

Die in den Sickerwässern befindlichen Alkali-Ionen, insbesondere die Na⁺-Ionen, unterliegen dem Kationenaustausch in Form einer Erdalkalisierung. Die Na⁺-Ionen werden dabei der Lösung entzogen und gegen Erdalkali-Ionen ausgetauscht, wodurch wiederum das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht beeinflusst wird. Durch diese Prozesse erfahren die Sickerwässer eine Anreicherung mit Erdalkali-Ionen. Die hohe Kationenaustauschkapazität der Bodenmatrix wird im Gegensatz zu den unbedeckten GWL durch den hohen Anteil an Tonmineralen erreicht. Die Menge der freigesetzten Erdalkali-Ionen steht ebenfalls in korrelativer Abhängigkeit zur Kationenaustauschkapazität der Bodenmatrix. Im Ergebnis der oben beschriebenen Prozesse gelten für die Grundwässer dieses Typs die nachfolgend beschriebenen Ionenbeziehungen:

 $\begin{array}{l} Ca^{2_{+}}+Mg^{2_{+}}>HCO_{_{3}}^{_{-}}+SO_{_{4}}^{^{_{2}}}\ und\ Ca^{2_{+}}>HCO_{_{3}}^{^{_{-}}}+SO_{_{4}}^{^{_{2}}},\\ (CaSO_{_{4}}>15\ \%). \end{array}$



Abb. 4:Lagepunktbereich der jungen Neubildungswässer
(D11; $CaSO_4 > 15$ %) im VALJAŠKO-DiagrammFig. 4:Range of position of young recharged groundwater
(D11; $CaSO_4 > 15$ %) in the VALJASHKO diagram

Die Lagepunkte dieser Wässer befinden sich im VALJAŠKO-Diagramm (Abb. 4) überwiegend im Feld der Magnesium-Typen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die jungen Neubildungswässer bei der Bodenpassage eine erste hydrochemische Prägung erfahren. In Abhängigkeit von der chemischen Zusammensetzung der Bodenmatrix dominieren dabei Lösungs- und Kationenaustauschprozesse, aber auch Redoxreaktionen. Die Konzentrationen der im Grundwasser gelösten Ionen können z. T. sehr stark variieren, jedoch ist im Ergebnis statistischer Auswertungen die Normal- bzw. Lognormalverteilung der Ionen innerhalb dieser Geneseklasse belegbar. Die Grundwässer werden durch SO42-Ionen dominiert. Ihre Konzentrationen sind so hoch, dass als hypothetisches Salz CaSO₄ >15 % als Abgrenzungskriterium für diese Geneseklasse herangezogen werden kann. Im VALJAŠKO-Diagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer überwiegend in den Feldern der Sulfat- und Magnesium-Typen, bei sehr starken Einträgen von Erdalkali-Ionen auch im Feld der Chlorid-Typen.

4.3 Gealterte Neubildungswässer (Geneseklasse E11)

Im Ergebnis einer laminaren Überschichtung durch jüngere Neubildungswässer werden die älteren Wässer in die tieferen Bereiche der GWL verfrachtet. Die Grundwässer weisen im Verhältnis zu den oben beschriebenen jungen Neubildungswässern ein höheres absolutes Alter auf. Der Grundwasserchemismus ist durch den Chemismus der jungen Neubildungswässer vorgeprägt und entwickelt sich auf dieser Grundlage weiter. Dabei sind neben Lösungprozessen die Redoxreaktionen, aber auch die Ionenaustauschprozesse wirksam, wobei die Redoxreaktionen dominieren.

Mit zunehmender Teufe herrschen in den GWL ausschließlich anaerobe Bedingungen. Nach dem "Verbrauch" des freien Sauerstoffs wird NO₃⁻ als Elektronenakzeptor herangezogen und reduziert, bei Fortschreiten der Reaktionen auch Mn⁴⁺, Fe³⁺ und SO₄²⁻. Im Ergebnis dieser Reaktionen erfolgt eine allmähliche Abreicherung des freien Sauerstoffs, der NO₃⁻- und SO₄²⁻-Konzentrationen, aber auch eine Anreicherung von Mn²⁺⁻ und Fe²⁺-Ionen im Grundwasser. Das bei diesen Prozessen durch Oxidation des organischen Kohlenstoffs entstehende CO₂ bewirkt über das sich neu einstellende Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht eine Anreicherung der Grundwässer mit Ca²⁺-, Mg²⁺⁻ und HCO₃⁻-Ionen.

Lösungs-/Fällungsreaktionen sowie Kationenaustauschprozesse wirken in der bereits oben beschriebenen Weise und führen zu weiteren spezifischen Ioneneinträgen.

In Abhängigkeit von den Ausgangswässern erfüllen die Grundwässer dieser Geneseklasse die Ionenbeziehungen:

$Ca^{2+} + Mg^{2+}$	$> HCO_{3}^{-} + SO_{4}^{2}$
$Ca^{2+} + Mg^{2+}$	$< HCO_{3}^{-} + SO_{4}^{-2}$
Ca^{2+}	$> HCO_3^{-} + SO_4^{-2}$ sowie CaSO ₄ < 15 %.

Im VALJAŠKO-Diagramm (Abb. 5) befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer ebenfalls in den Feldern der Sulfat- und Magnesium-Typen, bei sehr starken Einträgen





Fig. 5: Range of position of aged recharged groundwater (E11; $CaSO_4 < 15$ %) in the VALJASHKO diagram

von Erdalkali-Ionen auch im Feld der Chlorid-Typen. Die Grundwässer zeigen im Verhältnis zu den jungen Neubildungswässern deutlich verringerte SO_4^{2-} -Konzentrationen. Die Bedingung $CaSO_4 < 15$ % ist ein Abgrenzungskriterium für diese Geneseklasse. Bei geringen SO_4^{2-} und HCO_3^{-} -Ausgangskonzentrationen ist $CaSO_4$ als hypothetisches Salz nicht vorhanden. In diesem Fall werden nur Wässer, deren Lagepunkte sich im Feld des Magnesium-Typs befinden, zur Geneseklasse E11gestellt.

4.4 Alte Neubildungswässer (Geneseklasse F11)

Während junge und gealterte Neubildungswässer hauptsächlich in unbedeckten sowie oberflächennahen bedeckten GWL mit aktiven hydrodynamischen Austauschverhältnissen zu finden sind, sind die alten Neubildungswässer in tiefliegenden bedeckten GWL verbreitet. Bei abwärts gerichtetem Gefällegradienten und dem Vorhandensein von durchlässigen Bereichen in den hangenden Grundwasserhemmern (z. B. geologische Fenster, glazigene Stauchungsgebiete u. a.) können diese Wässer dorthin gelangen. Hier erfolgt unter eingeschränkten hydrodynamischen Bedingungen ihre weitere hydrochemische Entwicklung. Dabei sind insbesondere Redoxreaktionen und Lösungs- sowie Kationenaustauschprozesse von Bedeutung. In den bedeckten GWL herrschen ausschließlich anaerobe Bedingungen. Als Elektronenakzeptoren für die Redoxprozesse werden hauptsächlich Mn4+-, Fe3+- sowie SO42-Ionen herangezogen. Im Ergebnis der Reduktion erfolgt eine allmähliche Verringerung der SO²-Konzentrationen, aber auch eine Anreicherung von Mn2+- und Fe2+-Ionen im Grundwasser. Das im Ergebnis der Redoxreaktionen freigesetzte CO, wirkt auf das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht ein und verursacht bei der Neueinstellung des Gleichgewichtszustandes weitere Lösungsprozesse. Im Ergebnis dessen werden die Grundwässer mit weiteren Ca²⁺-, Mg²⁺- und HCO₃⁻-Ionen angereichert. Die in der Sedimentmatrix des GWL verteilten Silikate unterliegen weiterhin der chemischen Verwitterung. Dabei werden weitere Ionen von Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, Al³⁺ und HCO₃⁻ aus dem Kristallgitter herausgelöst und im Grundwasser angereichert. Die Ca²⁺-Ionen unterliegen dem Kationenaustausch in Form einer Alkalisierung im Sinne von HÖLTING (1992). Erstere werden dabei der Lösung entzogen und gegen Na⁺-Ionen ausgetauscht, deren Konzentration sich im Grundwasser erhöht. Im Ergebnis der oben beschriebenen Prozesse gelten die Beziehungen:

$$\begin{array}{ll} Ca^{2+} + Mg^{2+} & < HCO_3^{-} + SO_4^{-2} \\ Ca^{2+} + Mg^{2+} & < HCO_3^{-}. \end{array}$$

Im VALJAŠKO-Diagramm (Abb. 6) befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer in den Feldern der Sulfat- und Natrium-Typen. Die Grundwässer zeigen im Verhältnis zu den gealterten Neubildungswässern weiter verringerte SO_4^{2-} sowie mit dem Entwicklungsgrad (d. h. der Alterung) steigende Na⁺- und HCO₃⁻-Konzentrationen. CaSO₄ ist als hypothetisches Salz nicht mehr vorhanden, dafür ist aber Na₂SO₄ sowie bei höherem Entwicklungsgrad auch NaHCO₃ vertreten.



Abb. 6: Lagepunktbereich der alten Neubildungswässer (F11) im VALJAŠKO-Diagramm

Fig. 6: Range of position of old recharged groundwater (F11) in the VALJASHKO diagram

4.5 Statische Grundwässer (Geneseklasse G11)

Grundwässer dieser Geneseklasse sind in tiefen bedeckten GWL mit statischen hydrodynamischen Austauschverhältnissen verbreitet. Wie bei den oben beschriebenen alten Neubildungswässern wirken bei der weiteren Entwicklung der Grundwasserbeschaffenheit auch hier insbesondere

Redoxreaktionen und Lösungs- sowie Kationenaustauschprozesse. Mit den Wässern dieser Geneseklasse wird die Entwicklungsreihe der Neubildungswässer abgeschlossen. In den tiefsten bedeckten süßwasserführenden GWL herrschen ausschließlich anaerobe Bedingungen. Als Oxidationsmittel für Redoxreaktionen stehen in geringem Umfang nur noch SO42-, gelöstes CO2 sowie gelöstes N2 zur Verfügung. Im Ergebnis der Reduktionsprozesse wird SO42 vollständig abgebaut sowie CH4 und NH4+ gebildet. Die in der Sedimentmatrix verteilten Silikate unterliegen weiterhin der chemischen Verwitterung. Dabei werden in Abhängigkeit von der regional unterschiedlichen Intensität dieser Prozesse weitere Ionen von Ca2+, Mg2+, Na+, Al3+ und HCO3- aus dem Kristallgitter herausgelöst und im Grundwasser angereichert. Die Ca2+-Ionen unterliegen einer Alkalisierung im Sinne von HÖLTING (1992). Diese werden dabei der Lösung entzogen und gegen Na+-Ionen im stöchiometrischen Verhältnis ersetzt, deren Konzentration im Grundwasser weiter ansteigt. Im Ergebnis der oben beschriebenen Prozesse gilt die Beziehung:

$$Ca^{2+} + Mg^{2+} < HCO_3^{-}$$
.

Im VALJAŠKO-Diagramm (Abb. 7) befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer im Feld des Natrium-Typs auf der 2 NaHCO₃-2 NaCl-Achse. SO₄²⁻ ist vollständig abgebaut. Die Na⁺- und HCO₃⁻-Konzentrationen steigen aufgrund der stagnierenden Austauschverhältnisse nur begrenzt weiter an. Aufgrund des hohen Geschütztheitsgrades der Grundwässer dieser Geneseklasse sind anthropogene Beeinflussungen weitestgehend auszuschließen. Geogene Beeinflussungen durch Salzwässer, die über wasserwegsame Bereiche bei entsprechenden hydrodynamischen Verhältnissen aus dem Liegenden aufdringen können, sind dagegen relativ weit verbreitet.



- Abb. 7: Lagepunktbereich der statischen Grundwässer (G11) im VALJAŠKO-Diagramm
- Fig. 7: Range of position of static groundwater (G11) in the VALJASHKO diagram

4.6 Die Entwicklung des Grundwasserchemismus der Neubildungswässer

Die Auswirkungen der oben beschriebenen Prozesse auf den Grundwasserchemismus können wie folgt zusammengefasst werden (vgl. Abb. 8):

- Niederschlagswässer: Anreicherung Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, Cl⁻, SO₄⁻⁻, HCO₃⁻, NO₃⁻⁻ in geringer Konzentration,
- Junge Neubildungswässer: Anreicherung Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, Fe²⁺, Mn²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻ und HCO₃⁻, Abreicherung O₂, teilweise NO₃⁻ und K⁺,
- Gealterte Neubildungswässer: Anreicherung Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, Fe²⁺, Mn²⁺ und HCO₃⁻, Abreicherung NO₃⁻, Fe³⁺, Mn⁴⁺ und SO₄²⁻,
- Alte Neubildungswässer: Anreicherung Na⁺ und HCO₃, Abreicherung Ca²⁺, Mg²⁺, SO₄⁻²,
- Statische Grundwässer: Anreicherung Na⁺ und HCO₃, SO₄⁻² vollständig abgebaut.

Der Weg eines Wassertropfens vom Niederschlagswasser bis in die tiefsten bedeckten süßwasserführenden GWL im VALJAŠKO-Diagramm wird in Abbildung 9 deutlich. Das Lagepunktfeld der Niederschlagswässer befindet sich im





Feld des Sulfat-Typs. Die Wässer sind äußerst gering mineralisiert. Bei der Passage der Bodenzone werden in Abhängigkeit vom Bodentyp große Mengen von Kationen und Anionen aus dem Substrat freigesetzt und gelangen in das Sicker- und Grundwasser. Dabei erfährt der Grundwasserchemismus eine erste Überprägung. Charakteristisch für diese Wässer sind hohe SO42-Konzentrationen. Im VALJAŠKO-Diagramm sind diese jungen Neubildungswässer in den Feldern der Sulfat- und Magnesium-Typen, seltener auch im Feld der Chlorid-Typen zu finden. Mit zunehmendem Entwicklungsgrad der Wässer wirken als typprägende Prozesse die Reduktion von SO_4^{2-} sowie die Anreicherung mit HCO₂⁻ und Erdalkali-Ionen im Ergebnis der Neueinstellung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes. Die Lagepunkte der Grundwässer (gealterte Neubildung) verlagern sich mit zunehmendem Entwicklungsgrad vom Feld der Magnesium-Typen in das Feld der Sulfat-Typen. Auf dem Weg in die tiefsten bedeckten GWL setzen sich die Prozesse der SO²-Reduktion und die Anreicherung mit HCO² und Erdalkali-Ionen weiter fort. Hinzu kommt eine zunehmende Alkalisierung, die zu einem zusätzlichen Eintrag von Na⁺-Ionen in das Grundwasser führt. Die Lagepunkte der Wässer (alte Neubildung) verschieben sich vom Sulfat-Feld in das Natrium-Feld. Der Endzustand der Endwicklung der natürlichen Grundwässer wird mit den statischen Grundwässern erreicht. SO²⁻ ist vollständig abgebaut, die Alkalisierung, die einen zusätzlichen Eintrag von Na+-Ionen

bewirkt, kommt zum Erliegen. Die Lagepunkte der Grundwässer (statische Wässer) konzentrieren sich im Natrium-Feld entlang der Achse 2 NaHCO₃-2 NaCl und bewegen sich mit wachsendem Entwicklungsgrad in Richtung des 2 NaHCO₃-Poles.

5. Uferfiltratwässer (Geneseklassen B11 und C11)

Uferfiltratwässer sind in unbedeckten und quasibedeckten GWL im Umfeld von Vorflutern verbreitet. Genetisch sind diese Grundwässer als Neubildungswässer zu betrachten.

Die Sedimente an der Sohle der Vorfluter enthalten einen hohen Anteil an organischen Substanzen. Den Ausgangspunkt der Entwicklungsreihe der Uferfiltratwässer bilden die Oberflächenwässer der Vorfluter. Die chemische Zusammensetzung dieser Wässer schwankt stark in Abhängigkeit von den Speisungsbedingungen des Vorfluters. Für die weitere Ausprägung des Chemismus von Uferfiltratwässern sind Redox- und Ionenaustauschprozesse, aber auch Lösungs-/Fällungsreaktionen von Bedeutung, wobei die Redoxreaktionen dominieren.

Im Sediment des GWL herrschen in den oberflächennahen Bereichen aerobe, mit zunehmender Teufe aber anaerobe Bedingungen. Im oberflächennahen Bereich werden im Rahmen der aeroben Atmung zunächst die im Sediment enthaltenen organischen Substanzen oxidiert. Als Endprodukte dieser Prozesse werden neben CO_2 und Wasser zusätzlich Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NO_3^- , SO_4^{-2-} und Cl^- freigesetzt und gelangen in das Grundwasser. Das im Wasser gelöste CO_2 verschiebt das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht und führt zur Lösung von Karbonaten aus der Sedimentmatrix. Nach dem "Verbrauch" des freien Sauerstoffs dient NO_3^- als Elektronenakzeptor und wird reduziert, bei Fortschreiten der Reaktionen auch Mn⁴⁺, Fe³⁺ und SO₄⁻²⁻.

Die in den Oberflächenwässern befindlichen Na⁺-Ionen unterliegen dem Kationenaustausch in Form einer Erdalkalisierung. Die Na⁺-Ionen werden dabei der Lösung entzogen und gegen die, die Austauschplätze der Tonminerale und organischen Substanzen belegenden Erdalkali-Ionen ausgetauscht, wodurch wiederum das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht beeinflusst wird. Durch diese Prozesse erfahren die Uferfiltratwässer eine Anreicherung mit Erdalkali-Ionen.

In Abhängigkeit von der ursprünglichen Beschaffenheit der Oberflächenwässer erfüllen die jungen Uferfiltratwässer (Geneseklasse B11) die Ionenbeziehung:

 $Ca^{2+} + Mg^{2+} < HCO_3 + SO_4^2$, $Ca^{2+} > HCO_3$.

Für gealterte Uferfiltratwässer (Geneseklasse C11) gilt: $Ca^{2+} + Mg^{2+} > HCO_3^{-} + SO_4^{-2-}, Ca^{2+} > HCO_3^{--}.$

Ihre Unterscheidung erfolgt über die Reduktionsstufen. Bei den gealterten Uferfiltratwässern ist das NO_3^- bereits vollständig abgebaut und es beginnt die SO_4^{-2} -Reduktion. Im VALJAŠKO-Diagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer in den Feldern der Sulfat- und Magnesium-Typen.

6. Anthropogene Stoffeinträge und Geneseklassen anthropogen beeinflusster Grundwässer

Diffuse Stoffeinträge über den Pfad Luft-Niederschlagswässer haben großflächige Auswirkungen auf den Grundwasserchemismus. Dabei werden hauptsächlich Ionen anorganischer Verbindungen in das Grundwasser eingetragen. Es überwiegen H⁺, SO₄²⁻ und NO₃⁻.

Direkte anthropogene Stoffeinträge besitzen häufig nur lokalen Charakter. Relativ leicht zu diagnostizieren sind Stoffeinträge von solchen Ionen sowie organischen und anorganischen Verbindungen, die in der Natur am einzuschätzenden Standort nicht vorkommen können. Dazu zählen Schwermetall-Ionen sowie organische Wasserschadstoffe wie MKW, BTEX, CKW, PAK, Phenole u. a. Darüber hinaus sind anthropogene Stoffeinträge mit solchen Ionen möglich, die natürlicherweise im Grundwasser vorkommen. Dazu zählen:

Düngung mit organischem Dünger: $Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, SO_4^{2-}, Cl^-, HCO_3^-, NH_4^+, NO_2^-, NO_3^-,$ Düngung mit mineralischem Dünger: $Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, SO_4^{2-}, Cl^-, NO_3^-, NH_4^+,$ Auftausalze: $Mg^{2+}, Na^+, SO_4^{2-}, Cl^-,$ Hausmüll- und Bauschuttdeponien: $Ca^{2+}, SO_4^{2-}, Cl^-, Borate,$ Halden des Braunkohlebergbaus: $Fe^{2+}, SO_4^{2-}, Schwermetalle,$ Bergbauliche und industrielle Abwässer: Ca²⁺, Na⁺,SO₄²⁻, Cl⁻, Schwermetalle, Häusliche Abwässer: Na⁺, K⁺, SO₄²⁻, Cl⁻, NH₄⁺, NO₃⁻, HCO₃⁻, PO₄³⁻.

In Abhängigkeit von den eingetragenen Ionen-Konzentrationen, insbesondere den regionalen Background anomal überschreitende Werte von K⁺, SO₄²⁻, Cl⁻, NH₄⁺ und NO₃⁻, werden die Geneseklassen der anthropogen beeinflussten Grundwässer von denen der unbeeinflussten Wässer getrennt. Die Altersabfolge der Geneseklassen der anthropogen beeinflussten Grundwässer ist identisch mit der Abfolge der unbeeinflussten Grundwässer. Es werden die Geneseklassen B21 (anthropogen beeinflusste junge Uferfiltratwässer), C21 (anthropogen beeinflusste gealterte Uferfiltratwässer), D21(anthropogen beeinflusste junge Neubildungswässer), E21 (anthropogen beeinflusste gealterte Neubildungswässer) sowie F21 (anthropogen beeinflusste alte Neubildungswässer) unterschieden. Aufgrund des hohen Geschütztheitsgrades und der langen Verweilzeiten bei der Passage der hangenden Deckschichten sind statische Grundwässer nicht anthropogen beeinflussbar. Weitere beeinflussungsbezogene Differenzierungen sind durch die Identifikation der Einflüsse von Kippen des Braunkohlenbergbaus (Geneseklassen D22, E22) sowie Hausmüll- und Bauschuttdeponien (Geneseklassen D23, E23) möglich.

7. Geogene Stoffeinträge und Geneseklassen geogen beeinflusster Grundwässer

Geogene Stoffeinträge wirken großflächig und diffus und führen im Ergebnis der sich dabei vollziehenden Stoffeinträge zur Beeinflussung des Chemismus der natürlichen Grundwasserklassen. Diese Stoffeinträge beinhalten sowohl Ionen, die stets im Grundwasser vorkommen, als auch organogene Verbindungen, die als Abbauprodukte pflanzlicher Substanzen anzusehen sind. Als Beispiele können folgende Beeinflussungen genannt werden:

Versalzung: Ca²⁺, Na⁺, SO₄²⁻, Cl⁻, Degradation von Mooren: Ca²⁺, Na⁺, Fe²⁺, SO₄²⁻, HCO₃⁻, NO₃⁻, Huminsäuren, Pyritverwitterung: Fe²⁺, SO₄²⁻, Abreicherung HCO₃⁻, pH-Absenkung, Versauerung: H⁺, Al³⁺, SO₄²⁻, Abreicherung HCO₃⁻, pH-Absenkung.

Auch bei den geogenen Stoffeinträgen ist der Beeinflussungsgrad von den eingetragenen Stoffmengen abhängig. Am häufigsten sind geogene Beeinflussungen durch salinare Wässer. Die dabei entstehenden Geneseklassen wurden in HOTZAN (2010) beschrieben. Als salinar beeinflusste Grundwässer sind die Klassen D31 (salinar beeinflusste junge Neubildungswässer), E31 (salinar beeinflusste gealterte Neubildungswässer), F31 (salinar beeinflusste alte Neubildungswässer) und G31 (salinar beeinflusste statische Wässer) zu nennen. Geogene Stoffeinträge im Ergebnis der Zersetzung organischer Substanzen in der Aerationszone bewirken eine Zufuhr von Ionen, die natürlicherweise im Grundwasser vorkommen. Sie wirken insbesondere auf junge und gealterte Neubildungswässer. Hier werden die Geneseklassen D32 (junge durch Degradation beeinflusste Neubildungswässer) und E32 (gealterte durch Degradation beeinflusste Neubildungswässer) unterschieden. Aufgrund der Gleichartigkeit der Stoffeinträge kommt es zu Überschneidungen mit den Geneseklassen D21 und E21. Eine Unterscheidung ist nur auf der Grundlage der Analyse der Standortsituation möglich.

Eine den Grundwasserchemismus prägende Pyritverwitterung wird überwiegend im Verbreitungsgebiet miozäner Schichten im Niveau der Aerationszone beobachtet. Als geogene Ursache einer derartigen Exposition sind glazigene Stauchungsgebiete anzusehen. Kippen des Braunkohlenbergbaus sowie Entwässerungsbereiche im Vorfeld von Braunkohletagebauen zeigen analoge Wirkungen, jedoch werden diese Wässer aufgrund der geogenen Ursache der Beeinflussungen zu den anthropogen beeinflussten Grundwässern (Geneseklassen D22 und E22) gerechnet. Im Ergebnis der Pyrit-Oxidation gelangen H⁺, Fe²⁺ und SO₄²⁻ in das Sicker- und Grundwasser. Wässer der Geneseklasse D33 (junge durch Pyritverwitterung beeinflusste Neubildungswässer) sind neben den oben genannten Stoffeinträgen durch verringerte HCO₃⁻-Konzentrationen und pH-Werte gekennzeichnet.

Versauerte Grundwässer (Geneseklasse D34) sind nach ihrer Genese jüngste Neubildungswässer und in unbedeckten GWL mit oberflächennah entkalkter GWL-Matrix anzutreffen. Die Wässer sind durch erhöhte Konzentrationen von H⁺, Al³⁺ und SO₄²⁻ bei pH < 6,5 charakterisiert. Bei der Verlagerung in die nicht entkalkten Bereiche des GWL werden diese Wässer gepuffert und sind dann der Geneseklasse D11 zuzurechnen.

Zusammenfassung

Die Grundwasserbeschaffenheit in den Lockergesteinsgrundwasserleitern des Norddeutschen Tieflandes wird hauptsächlich durch Lösungs- und Fällungsreaktionen, Redoxreaktionen sowie Kationenaustauschprozesse einschließlich der sich dabei einstellenden und gegenseitig bedingenden Gleichgewichtszustände geprägt. Die beim Weg des Wassers vom atmosphärischen Niederschlag bis zu den statischen Grundwässern der tiefen bedeckten GWL wirkenden Prozesse und die sich dabei vollziehenden Veränderungen des Grundwasserchemismus werden beschrieben und mit Hilfe eines konzentrationsunabhängigen hydrogeochemischen Genesemodells auf der Grundlage des VALJAŠKO-Diagramms dargestellt. Neben den natürlichen Prozessen werden auch anthropogene und geogene Beeinflussungen des Grundwasserchemismus betrachtet. Lagepunktfelder mit gleichen genetischen Bedingungen werden zu Geneseklassen zusammengefasst. Die Zuordnung der Wasseranalysen zu einzelnen Geneseklassen ist statistisch

gesichert. Aus der Analyse der ermittelten Lagepunktbereiche eröffnet sich die Möglichkeit, begründete Aussagen über die Herkunft der Wässer und ihr Alter sowie die Speisungsbedingungen in einem Einzugsgebiet zu treffen. Darüber hinaus können die Geneseklassen die Grundlage für eine hydrogeochemisch-genetische Kartierung der Grundwässer in den Lockergesteinsgrundwasserleitern Norddeutschlands bilden.

Summary

The quality of groundwater in the loose sediment aquifers of Norddeutsches Tiefland is mainly impressed by processes of solution, precipitation, redox reaction and cation exchange including their interdependent equilibrium. Here are described the processes that influence the chemism of groundwater on its path from atmospheric precipitation down to the static groundwater in deep covered aquifers and displayed by the aid of a hydrogeochemical model based on VALJASHKO diagram that works independent of concentrations of the ingredients. Besides the natural processes also anthropogenic and geogenic impacts are considered. Pools of position points in this diagram with equal genetic conditions are subsumed to genetic classes. The attribution of water analyses to specific genetic classes are confirmed statistically. The analysis of the generated points of position gives justified information about origin, age and conditions of recharge in a watershed. Also the genetic classes can be used for hydrogeochemical-genetic mapping of groundwater in the loose sediment aquifers in North-Germany.

Literatur

- DIN 53804-1 (2002-04): Statistische Auswertungen, Teil 1: Kontinuierliche Merkmale. – 19 S., Berlin (Beuth-Verlag)
- DEIBEL, K.(1995): Grundwasserchemismus im Südosten Mecklenburg-Vorpommerns. – Wasserwirtschaft-Wassertechnik WWT 6, S. 35 – 42, 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
- JAHNKE, Ch. (1999): Ein neues Klassifikationssystem für Grundwässer und seine Anwendung in Känozoischen Porengrundwasserleitern. – Grundwasser 2, S. 62 – 72, Neustadt/Wstr.
- LEHMANN, H.-W. (1974): Geochemie und Genesis der Tiefenwässer der Nordostdeutschen Senke. – Zeitschrift für

angewandte Geologie **20**, 11 u. 12, S. 502 – 509 u. 551 – 557, Berlin

- Löffler, H. (1972): Ein Anwendungsbeispiel für hydrochemische Auswerteverfahren im norddeutschen Raum mit dem Versuch einer Grundwassertypisierung. – Bericht VEB Hydrogeologie, BT Schwerin, 32 S., 2 Anlagen, Schwerin (unveröff.)
- 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)
- PIPER, A. M. (1944): A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. – Trans. Amer. geophys. Union 25, 6, S. 914 – 928, Washington
- RECHLIN, B. (1987): Bericht zu den Untersuchungsergebnissen der hydrochemischen Entwicklung der Brunnengalerien des Wasserwerkes II "Potsdam – Leipziger Str." des VEB WAB Potsdam zur Ermittlung von Förderraten als Voraussetzung für Bewirtschaftungsvarianten. – Bericht Rat des Bezirkes Potsdam, Abt. Geologie, 20 S. Potsdam (unveröff.)
- 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. (2000): Möglichkeiten der Identifizierung anthropogener Stoffeinträge mit Hilfe des "Hydrogeochemischen Genesemodells der Wässer in den Grundwasserleiterkomplexen des Landes Brandenburg. – Tagungsband BTU Cottbus, Teil 2, Aktuelle Reihe 4.2/2000, S.68 – 79, Cottbus
- RECHLIN, B., A. HOFFKNECHT, H. SCHOLZ & A. HELMS (2010): Genetische Bewertung von Analysen der Hydrosphäre. – Software GEBAH Vers. 1.1 LBGR/GCI, Cottbus, Königs Wusterhausen
- VALJAŠKO, M. G. (1961): Geochemie der Halokinese. In: Sb. Tr. geol. Fakut. Moskau, Isdat. Mosk.Univ. (russ.)
- VOIGT, H.-J. (1990): Hydrochemie Eine Einführung in die Beschaffenheitsentwicklung des Grundwassers. – 310 S., Heidelberg, Berlin (Springer Verlag)
- 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". – BGR Hannover, 21 S., Hannover

Anschrift des Autors:

Dipl.-Geol. Gerhard Hotzan Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Inselstr. 26 03036 Cottbus Gerhard.Hotzan@lbgr.brandenburg.de

Aus dem Landesamt

Leitung der Abteilung Geologie des Landesamtes für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg (LBGR) neu besetzt

Mit dem Ausscheiden von Herrn Dr. Werner Stackebrandt aus dem aktiven Dienst des LBGR nimmt mit Wirkung vom 15.06.2011 Frau Dipl.-Ingn. Angelika Seidemann diese Position wahr.

Präsident Dr. Klaus Freytag verabschiedete Herrn Dr. Werner Stackebrandt am 08.12.2010 im Rahmen einer Feierstunde aus dem aktiven Dienst des LBGR und würdigte seine Leistungen im brandenburgischen geologischen Landesdienst. Zahlreiche Gäste, Weggefährten seiner beruflichen Laufbahn und Freunde waren der Einladung nach Cottbus gefolgt.



Herr Dr. Werner Stackebrandt war bis zur Fusion von Bergverwaltung und Geologie im Jahre 2004 langjähriger Direktor des Landesamtes für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (LGRB). Davor war er 15 Jahre als Geologe in der Akademie der Wissenschaften der DDR auf dem Telegrafenberg in Potsdam tätig. Zugleich wirkte er viele Jahre als Präsident bzw. Vizepräsident der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (DGG) und ihrer ostdeutschen Vorgängerorganisation, der Gesellschaft für Geologische Wissenschaften (GGW). Neben dem breiten Aufgabenfeld der Geologie von Brandenburg – er war u. a. der maßgebliche Herausgeber des "Atlas zur Geologie von Brandenburg" - galt sein besonderes Interesse der Geologie und Strukturentwicklung der Norddeutschen Senke, der Neotektonik sowie der Wechselwirkung endo- und exogener landschaftsgenetischer Prozesse. Sein Wirken ist in zahlreichen Vorträgen, Publikationen und Projekten dokumentiert. Hervorzuheben ist seine Teilnahme an fünf Polarexpeditionen. Trotz seines Ausscheidens aus dem aktiven Dienst wird Herr Dr. Werner Stackebrandt weiter für die Geologie Brandenburgs und darüber hinaus tätig sein: So plant er bereits als federführender Herausgeber die Zusammenstellung und Veröffentlichung der "Geologie von Brandenburg".



Mit Wirkung vom 15.06.2011 übernahm Frau Dipl. Ingn. Angelika Seidemann die Leitung der Abteilung Geologie des LBGR. Frau Seidemann studierte von 1974 - 1978 an der Technischen Universität Dresden in den Fachrichtungen Bauwesen und Wasserwirtschaft und diplomierte 1978 zu einem geohydraulischen Thema. Ihr beruflicher Werdegang vollzog sich ausschließlich in verschiedenen Zuständigkeitsbereichen der geologischen Fachbehörde in Brandenburg. In der Abteilung Geologie des damaligen Bezirkes Frankfurt (Oder) zunächst als Mitarbeiterin im Fachbereich Hydrogeologie tätig, übernahm sie nach der Bildung des Landesamtes für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg verschiedene Dezernatsleiterfunktionen. Von 1997 - 2006 leitete sie die Außenstelle des LGRB bzw. ab 2004 die des LBGR. Nach Schließung der Außenstelle Frankfurt (Oder) übernahm sie am neuen Sitz der Behörde in Cottbus die Verantwortung für das Dezernat Montanhydrologie.

Angelika Seidemann

S. 93 - 105

Ermittlung grundwasserbeeinflusster oberirdischer Gewässer in Mecklenburg-Vorpommern

Identification of groundwater influenced waterbodies in Mecklenburg-Western Pomerania

STEPHAN HANNAPPEL, BEATE SCHWERDTFEGER & FRANKA KOCH

1. Einführung und Zielstellung

Für die gesamte Landesfläche von Mecklenburg-Vorpommern wurden oberirdische Gewässer mit einem ausgeprägten Grundwasserzustrom identifiziert (HYDOR 2010), um dort Maßnahmen zur Reduzierung des diffusen Nährstoffeintrages aus der landwirtschaftlichen Nutzung vornehmen zu können. Diese Reduzierung ist notwendig, da die Ergebnisse der Gewässerüberwachung zeigen, dass trotz einiger positiver Entwicklungen anhaltende Defizite der Gewässergüte bestehen, insbesondere in Bezug auf Belastungen mit Nitratstickstoff. Die meisten Fließgewässer des Landes sind in Abhängigkeit von den hydrologischen Verhältnissen aufgrund der Nitrat-Konzentrationen den LAWA-Güteklassen II oder III (also zwischen 2,5 und 10 mg/l NO₃-N, LAWA 1998) zuzuordnen, d. h. es überwiegen nach wie vor Gewässer mit deutlicher und erhöhter Nitratbelastung ohne erkennbar veränderliche Trends.

Die geohydraulischen Voraussetzungen der Interaktion zwischen oberirdischen Gewässern und Grundwasser sind im norddeutschen Lockergesteinsbereich flächendeckend vorhanden. Es wurden die oberen, großräumig zusammenhängenden und zumeist auch wasserwirtschaftlich nutzbaren Grundwasserleiter als Bezugshorizont verwendet. Saisonal wasserführende Grundwasserleiter (sogenanntes schwebendes Grundwasser) oberhalb bindiger Bildungen wurden nicht berücksichtigt, da aus ihnen heraus kein dauerhafter Zustrom zu den oberirdischen Gewässern erfolgen kann.

Als Grundlage für die Festlegung von Zielgebieten für Maßnahmen zur Minderung der diffusen Nährstoffbelastungen wurden daher durch das Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie (LUNG) Mecklenburg-Vorpommern zunächst räumliche Belastungsschwerpunkte für Grundwasser (HYDOR 2008) und oberirdische Gewässer (BIOTA 2009) ermittelt. Im Zuge der Maßnahmenplanung für die oberirdischen Gewässer zur Minderung der diffusen Nährstoffbelastungen sollen zukünftig schwerpunktmäßig die Eintragspfade Grundwasser und Dränung untersucht werden. Als Ergänzung zur Ermittlung der Dränflächen

hmen einflusst sind.
 rgebniger
 issern mit grundwasserbeeinflusster oberirdischer Gewässer
s sind
n aufaufaufgungen des Untergrundes im norddeutschen Tiefland im

war daher die flächenhafte Ausweisung der Eintragspfade vom Grundwasser in oberirdische Gewässer erforderlich,

hier vornehmlich in Fließgewässereinzugsgebieten, die einen ausgeprägten Grundwasserzustrom aufweisen. Für die

Ableitung von Maßnahmen muss daher bekannt sein, in

welchen Gebieten oberirdische Gewässer grundwasserbe-

gungen des Untergrundes im norddeutschen Tiefland im Uferbereich fast immer im hydraulischen Kontakt mit dem Grundwasser. Nur in Ausnahmefällen besteht der Kontakt nicht, z. B. wenn das Gewässer ausschließlich und über längere Strecken über schlecht durchlässige Schichten (Grundwasserhemmer) verläuft. Normalerweise findet eine Exfiltration von Grundwasser in das Oberflächengewässer statt, dem Fließ- oder Standgewässer kommt dann eine Vorflutfunktion zu. Der umgekehrte Vorgang, also die Infiltration von Oberflächen- in Grundwasser kommt nur in Ausnahmefällen, z. B. zu Hochwasserereignissen vor. Ein Spezialfall davon ist die künstlich induzierte sogenannte Uferfiltration durch die ufernahe Absenkung des Grundwasserspiegels, zumeist infolge von Entnahmen durch leistungsstarke Brunnen für die öffentliche Trinkwasserversorgung. Allen hydraulischen Fällen gemein ist der vorhandene hydraulische Kontakt an der Uferlinie, dem Kontaktsaum. Dieser ist der Ort der Entlastung oder das sogenannte Entlastungsgebiet des Grundwassers, da hier der Übergang des Wassers vom unterirdischen in den oberirdischen Bereich stattfindet.

Geohydraulisch dokumentiert sich dies durch abbiegende Potentiallinien. Das Entlastungsgebiet ist derjenige Bereich des Grundwasserkörpers, in dem die Potentiallinien des Grundwassers entgegen der Schwerkraft gerichtet sind, das Grundwasser also an der Erdoberfläche austreten kann (z. B. in Auen) und wo die mittlere Verdunstungshöhe aus dem Grundwasser größer als die mittlere Neubildungsrate ist. Der hydraulische Kontakt nimmt mit zunehmender Entfernung vom oberirdischen Gewässer ab. Zur Breite des "Kontaktsaums" und damit der flächenhaften Größe der Entlastungsgebiete gibt es keine einheitliche Definition.

Im Rahmen der hier durchgeführten Arbeiten wurde der – in Brandenburg entwickelten – Definition sogenannter hydrogeologischer Struktureinheiten (HANNAPPEL et al. 1995) gefolgt, nach der Entlastungsgebiete Bereiche sind, in denen die mittleren Flurabstände des Grundwassers im Jahresdurchschnitt weniger als 2 m betragen und die Grundwasserüberdeckung sandig oder z. T. anmoorig (holozäne Deckschichten) ausgeprägt ist. Abbildung 1 zeigt hierzu eine schematische Skizze mit der Lage des Entlastungsgebietes des Grundwassers.

Die räumliche Identifizierung der Entlastungsgebiete ist also durch die Berechnung des mittleren Flurabstandes des Grundwassers in den ungespannten Gebieten bei einer freien Grundwasseroberfläche möglich. Der Flurabstand kann dann durch den digitalen Verschnitt des Geländemodells mit der freien Grundwasseroberfläche ermittelt werden, wie es bereits landesweit in Berlin (HANNAPPEL & LIMBERG 2007) und Brandenburg – hier für die forstlich genutzten Gebiete mit ungespanntem Grundwasser – durchgeführt wurde (HANNAPPEL & RIEK 2011).

3. Verwendete Datengrundlagen Digitales Geländehöhenmodell DGM 25

Als landesweit digital verfügbare Informationsquelle zu den Geländehöhen wurde das DGM 25 des Landesamtes für in-

nere Verwaltung (LAIV 2009) verwendet. Abbildung 2 zeigt diese Daten in zehn aggregierten Höhenstufen. Die landesweit verfügbaren und verwendeten Höhenangaben zur Geländeoberfläche des DGM 25 sind vor allem im Hinblick auf die horizontale, aber auch in Bezug auf die vertikale Höhenauflösung eine qualitativ hochwertige Datenbasis für die Ermittlung des Flurabstandes, da die räumliche Dichte der Informationen zur Höhe des Grundwasserstandes fast immer in einer geringeren Auflösung vorliegen.

Informationen zu oberirdischen Fließ- und Standgewässern

Es wurden die lagebezogenen und georeferenzierten Daten zu den Fließ- und Standgewässern (DLM25-W-L bzw. DLM25-W-F) verwendet. Das digitale Gewässernetz wurde ursprünglich mit dem DLM 25 erstellt, ist inzwischen aber in mehreren Etappen unter Einbeziehung umfangreicher Korrekturinformationen der Wasser- und Bodenverbände (WBV) sowie unter Nutzung der digitalen Orthofotos mehrfach überarbeitet worden.

Informationen zur landesweiten Grundwasserdynamik

Grundwassergleichen wurden auf der Basis von im Jahr 2003 8 133 digital verfügbaren Angaben zu den Wasserständen des Grundwassers und der oberirdischen Gewässer digital ausgehalten (LUNG 2004). Ein konkreter Stichtagsbezug bestand allerdings nicht, die Wasserstände entstammten – auch durch die Integration der Daten aus den hydrogeologischen Erkundungen – z. T. sehr weit ausein-



Abb. 1:Schematische Skizze der hydrogeologischen Position eines Entlastungsgebietes im LockergesteinFig. 1:Scheme of the hydrogeological strata position of a discharge area in unconsolidated rocks



Abb. 2:Aggregierte Geländehöhen des digitalen Geländehöhenmodells DGM 25 in Mecklenburg-VorpommernFig. 2:Ground level elevations of the digital model DGM 25 in Mecklenburg-Western Pomerania

ander liegenden Zeiträumen von bis zu mehreren Jahrzehnten. Ferner wurden Informationen aus hydrogeologischen Gutachten und geohydraulischen Modellierungen berücksichtigt. Inzwischen hat sich die verwendbare Datenbasis zu gemessenen Grundwasserständen gegenüber dem Jahr 2003 jedoch wesentlich erweitert, so dass eine Neubearbeitung als sinnvoll angesehen wurde. Es wurde daher vereinbart, mit allen aktuell verfügbaren Daten eine Optimierung des Informationsstandes zu erreichen.

Daten der Hydrogeologischen Karte 1 : 50 000 (HYKA 50)

Landesweit digital verfügbare Daten der "Karte der Grundwassergefährdung" (s. Abb. 3) als Teil der "Hydrogeologischen Karte 1 : 50 000" (VOIGT 1987) wurden verwendet, um Informationen zum hydraulischen Kontakt zwischen den oberirdischen Gewässern und dem Grundwasser ableiten zu können. In Gebieten mit ungespanntem Grundwasser besteht dieser Kontakt fast immer. In gespannten Gebieten, unter geologisch gestörten oder unter anmoorigen Deckschichten kann das auch der Fall sein, ist jedoch lokal und auch saisonal sehr unterschiedlich. Hier wurde jeweils eine Einzelfallentscheidung getroffen. Bei gespanntem und artesischem Grundwasser sowie in Gebieten ohne nutzbare Grundwasserführung besteht dagegen fast nie ein Kontakt, so dass hier grundsätzlich keine Gewässerhöhen berücksichtigt wurden.

Gemessene Wasserstände des Grundwassers und von oberirdischen Gewässern

Sowohl der digital verfügbare Kenntnisstand bis 1997 als auch alle aktuell vorhandenen Daten zu den Gewässerhöhen des Grundwassers und der oberirdischen Gewässer wurden für die Neuberechnung der Grundwassergleichen verwendet. Bei den Grundwasserdaten handelt es sich um insgesamt 1 832 bohrungsbezogene Angaben zu Grundwasserständen nach 1997 aus der Landesbohrdatenbank. Diese waren vorab nicht auf Plausibilität geprüft worden. Vor allem in ungespannten Gebieten wurden Wasserstände von Messstellen mit einem Ausbau unterhalb bindiger Deckschichten verworfen, da sie dort in gespannten Bereichen ausgebaut sein können. Die Wasserstände entstammen Bohrungen, die im Zeitraum von 1998 bis 2010 abgeteuft wurden. Hierin enthalten sind z. T. Mehrfachangaben von Wasserständen aus unterschiedlichen Tiefenbereichen der gleichen Bohrung im Fall eines Mehrfachausbaus der Messstellen oder Brunnen. In diesen Fällen wurde dann zumeist der Wasserstand des oberen Ausbaus verwendet.

Bei den Daten zu den oberirdischen Gewässern handelt es sich einerseits um die "Seenliste des Seenprogramms MV" mit 680 lagebezogenen Angaben zu terminbezogen eingemessenen Wasserständen und andererseits um die langjährigen Mittelwerte der 93 aktuell im Jahr 2010 gemessenen Wasserstände von Fließgewässern. Erstere wurden ausschließlich zur Korrektur der aus der Topographischen Karte im Maßstab 1 : 10 000 (TK 10) abgegriffenen Gewässerhöhenpunkte an den Ufern der Standgewässer verwendet, da hier von einer Ausspiegelung des Wasserkörpers ausgegangen werden konnte. Letztere gingen in ungespannten Gebieten unmittelbar in die weitere Bearbeitung ein. Schließlich wurden noch digitale Informationen zu den Isobathen der Standgewässer ("Tiefenkarten") verwendet.

4. Datenerfassung von Wasserständen der Fließgewässer der digitalen TK 10

Voraussetzung zur Berücksichtigung der Wasserstände von oberirdischen Gewässern zur Berechnung der Grundwassergleichen ist in jedem Fall der hydraulische Kontakt des Grundwassers mit dem Fließ- oder Standgewässer an der Uferlinie. In gespannten Gebieten können die Gewässer ohne diesen Kontakt mit dem Grundwasser innerhalb des bindigen Substrates "schweben". Die räumliche Bedeutung der georeferenzierten Daten zu den Wasserständen der oberirdischen Gewässer resultiert aus ihrer anschließenden Verwendung für die geostatistisch basierte Regionalisierung aller Wasserstände. Je dichter die verwendete Datenbasis in räumlicher Hinsicht, desto besser ist das zu erwartende Ergebnis.

Die TK 10 in der (alten) "Ausgabe Staat" (AS) enthält an sehr vielen Standorten zu den Gewässern die gesuchten Informationen. Die neue Auflage der TK 10 enthält diese Informationen nur noch in sehr reduzierter Form und ausschließlich an Standgewässern, daher musste auf die Ausgabe AS zurückgegriffen werden. Es sind die "Gewässerhöhen", die in der TK 10-AS zwar enthalten, jedoch nicht separat digital verfügbar sind. Aus diesem Grund wurden sie unter Verwendung eines GIS abdigitalisiert. Bei dem in der TK 10 enthaltenen Wert handelt es sich um einen langfristigen Mittelwasserstand. Als solches wurde er interpretiert und ggf. mit den Daten der "Seenliste des Seenprogramms MV" oder der langjährigen Mittelwerte der Fließgewässer transformiert. Es wurde ein Punktshape anhand der georeferenzierten Digitalisierung der Punkte im GIS-ArcView sowie der gleichzeitigen Eintragung des in der TK 10 abgedruckten Wertes in die Attributtabelle erzeugt. Die Gewässerhöhen wurden sowohl an den Uferlinien der Fließ- als auch der Standgewässer digitalisiert. Jeder einzelne Wert wurde vor seiner Digitalisierung einer räumlichen Einzelfallprüfung unterworfen.

Die Gewässerhöhenpunkte wurden im Anschluss an die abschnittsweise Digitalisierung nochmals einer zusammenfassenden Prüfung unterzogen, im Rahmen derer z. B. eine komplette Bereinigung des Datensatzes um Punkte durchgeführt wurde, die in den Gebieten mit gespanntem Grundwasser lagen. Insgesamt wurden 10 467 Punkte digitalisiert, deren Lage in Abbildung 3 dargestellt ist. Gut erkennbar ist



Abb. 3:Hydrogeologische Informationen der HYKA 50 und Lage der digitalisierten Gewässerhöhenpunkte aus der TK 10Fig. 3:Hydrogeological information of the HYKA 50 and postions of the digitalized water heights from topographical maps

die regionale Konzentration sowohl der Fließ- als auch der Standgewässerpunkte in den Gebieten mit ungespanntem Grundwasser im Südwesten, Süden (Seenplatte), im Osten (Ueckermünder Heide) und auf den Inseln (Usedom, Darß, Zingst). Innerhalb der Grundmoränenbereiche wurden nur Gewässerpunkte in engen Flusstälern digitalisiert, wo ein engräumig begrenzter hydraulischer Kontakt zwischen dem Grundwasser und den oberirdischen Gewässern besteht.

5. Neuberechnung der Daten zur Grundwasserdynamik Digitalisierung zusätzlicher Stützpunkte zu Wasserständen

Das Ziel der Ermittlung der Grundwasserbeeinflussung der oberirdischen Gewässer kann nur über den Flurabstand des Grundwassers in den ungespannten Gebieten erreicht werden. Für diesen müssen die Grundwassergleichen digital zur Verfügung stehen. Da es naturräumlich und auch technologisch aufgrund der eingesetzten geostatistischen Regionalisierungsverfahren nicht sinnvoll ist, die Grundwassergleichen ausschließlich in den Niederungen in Flussnähe zu berechnen, wurde eine Neuberechnung der Grundwassergleichen mit allen zugrunde liegenden Stützpunkten flächenhaft durchgeführt. Hierfür wurden die letztmalig im Jahr 2003 überarbeiten Daten zur Grundwasserdynamik unter Nutzung aller verfügbaren Informationen aktualisiert und landesweit digital durch eine einheitliche geostatistische Regionalisierung überarbeitet.

Die punktbezogene Datengrundlage wurde um weitere Stützpunkte mit einem Wert zum Wasserstand des Grundwassers oder der oberirdischen Gewässer ergänzt. Dies

war notwendig, da keineswegs überall eine homogene Aufschlussdichte vorhanden war, die jedoch für die Anwendung geostatistischer Verfahren von großer Bedeutung ist, da ansonsten die Schätzvarianzen - und dadurch die Unsicherheiten der berechneten Grundwasserstände - sehr groß werden. Zur Herleitung der notwendigen Höhenangaben zum Wasser wurden alle vorhandenen und notwendigen Informationen genutzt, also sowohl Informationen zu den Geländehöhen als auch Daten zu den Höhen der oberirdischen Gewässer und des Grundwassers. Zu letzterem wurde insbesondere versucht, die Informationen in den oft regional mit großer Sorgfalt erstellten Grundwassergleichenlinien (LUNG 2004) dadurch zu nutzen, dass entlang der Linien Stützpunkte digitalisiert und mit einem Wert versehen wurden. Das war vor allem außerhalb der Niederungsgebiete in den Höhenlagen des Landes von Bedeutung. Hierdurch wurde versucht, die Strukturen der Gleichenlinien zu erhalten, sie gleichzeitig aber auch in Einklang mit den insgesamt aktuell zur Verfügung stehenden Stützpunkten zu bringen. Tabelle 1 zeigt die Anzahl der aggregierten Datenbasis pro Herkunftsart der punktbezogenen Messwerte zu den Wasserständen der oberirdischen Gewässer und des Grundwassers.

Geostatistische Regionalisierung aller punktbezogenen Daten

Ziel war die Erarbeitung eines landesweit digital verfügbaren und zukünftig fortschreibbaren Datensatzes (Grids) zur Grundwasserdruckfläche in den ungespannten und gespannten Gebieten. Für eine solche kontinuierliche, also regelmäßige Festlegung eines unregelmäßig im Raum ver-

Datenquellen bzwherkunft	Anzahl Werte
Grundwasserstandsmessstellen LUNG (Stand: 2003)	522
Sondermessnetze (Stand: 2003)	11
Grundwasserstände aus Gutachten nach 1990 (Stand: 2003)	226
Grundwasserstandsdaten, die nicht im HYRA-Speicher erfasst sind (Stand: 2003)	60
Grundwasserstände aus Datenspeicher HYRA (Stand: 2003)	4 602
Grundwasserstände unbekannter Herkunft (Stand: 2003)	41
Grundwasserstände aus Landesbohrdatenbank LUNG ab 1998 (Stand: 2010)	1 153
zusätzliche Stützpunkte Grundwasser in Höhenlagen ohne Korrektur	1 157
zusätzliche Stützpunkte Grundwasser in Höhenlagen mit Korrektur	96
langjährige Mittelwerte oberirdischer Fließgewässerpegel LUNG (Stand: 2010)	60
Wasserstände oberirdischer Fließgewässer aus TK 10-AS	3 919
Wasserstände oberirdischer Standgewässer aus TK 10-AS	6 507
zusätzliche Stützpunkte an oberirdischen Fließgewässern	236
zusätzliche Stützpunkte an oberirdischen Fließgewässern zur Vermeidung von Artesik	2 024
zusätzliche Stützpunkte in der Nähe oberirdischer Fließgewässer zur Vermeidung von Artesik	226
Summe punktbezogene Datengrundlagen	20 840

Tab. 1: Anzahl der verwendeten Stützstellen zur Berechnung der Grundwasserstände

Tab. 1: Number of the utilized nodes to mode the groundwater pressure heads

teilten Parameters stehen die Messungen nur an ausgewählten Orten (Stützpunkten) zur Verfügung. Um "vom Punkt in die Fläche" zu kommen, also Angaben zur flächenhaft regulären Verteilung des Parameters zu erhalten, müssen die Informationen aus den Punktmessungen räumlich interpretiert werden. Eine Variable kann an jedem Ort im Raum einen anderen Wert annehmen. Diese Variabilität lässt sich oft nicht vollständig beschreiben. Sie ist aber meist nicht völlig zufällig, sondern durch eine gewisse räumliche Kontinuität geprägt. Bekannt ist, dass räumlich näher beieinander liegende Messwerte ähnlicher zueinander sind als weiter entfernte. Geostatistisch wird dies mit einer Zufallsfunktion und der Hypothese beschrieben, dass der Erwartungswert der Zufallsfunktion über das betrachtete Gebiet konstant ist. Daraus folgt, dass die Varianz zwischen zwei Punkten nur von der Entfernung und nicht vom Ort der Punktmessungen selbst abhängig ist.

Als Regionalisierungsverfahren wurde das "Ordinary-Punkt-Kriging"-Verfahren verwendet. Dieses Verfahren basiert auf der Bildung gewichteter Mittelwerte und berücksichtigt zusätzlich eine räumliche Anisotropie (SCHAF-MEISTER 1999), die durch die Variogrammanalyse Eingang in den Berechnungsalgorithmus zur Ermittlung der Grundwassergleichen fand (HYDOR 2010). Der Bearbeitungsaufwand war zudem für den landesweiten Datensatz vertretbar. Mit den aggregierten Daten zu den Wasserständen wurde jeweils eine möglichst optimale Anpassung der Variogramme ermittelt. Es wurde das lineare Modell ohne Berücksichtigung eines Nugget-Effekts verwendet, da hiermit die beste Anpassung der Mess- an die Schätzwerte erreicht werden konnte. Durch Anpassung der Modellkurven an die Variogrammfunktionen wurden Parameter für eine optimal angepasste Interpolation gewonnen. Der Gitterabstand betrug - aufgrund der Gitterweite des anschließend für die Flurabstandsberechnung verwendeten DGM 25 - einheitlich 25 m. Hieraus resultieren 10 241 (Ost-West-) x 6 881 (Nord-Süd-Richtung) Gitterpunkte, also 70 468 321 Einzelpunkte im Rechteck um die Landesfläche.

Ergebnis der Neuberechnung der Grundwasserdruckfläche

Abbildung 4 zeigt das Ergebnis der Neuberechnung in Form von Flächeninformationen in einer groben Intervallskalierung von 0 - 135 m NHN; Gebiete mit berechneten Grundwasserständen unter dem Meereswasserspiegel im Bereich der Küsten sind farblich separat gehalten (lila Flächen).

Die Karte zeigt im Vergleich zu den bisherigen Grundwassergleichen in sehr vielen Gebieten eine gute Übereinstimmung, vor allem außerhalb der Niederungsbereiche. Dies war ausdrücklich methodisch erwünscht, da hier den oft auf Detailkenntnissen beruhenden Gleichenlinien des Jahres 2003 eine hohe Erklärungskraft zugesprochen werden kann. Aus diesem Grund wurden in diesen Gebieten auch zusätzliche Stützpunkte entlang von Isohypsen eingefügt. In vielen Gebieten verlaufen die Gleichenlinien in der neu erarbeiteten Form jedoch auch anders. In den meisten Fällen ist dies durch Messwerte belegt, die aktuell in der Datenbasis zur Verfügung standen.

Abweichungen treten dort auf, wo die HYKA 50 dokumentiert, dass die oberirdischen Gewässer keinen Anschluss an das Grundwasser haben. Hier laufen die Gleichenlinien vom LUNG (2004) dennoch oftmals "talparallel" und suggerieren damit einen solchen Anschluss, z. B. im unteren Trebeltal westlich von Demmin oder an mehreren Stellen im Recknitztal. Die neuen Grundwassergleichen kreuzen in den gespannten Bereichen die Gewässer und zeigen hier damit die eigenständige Dynamik an. Vor allem in den in die Grundmoränenbereiche tief eingeschnittenen Niederungsgebieten der engen Flusstäler (z. B. obere Peene, Tollense) war es jedoch nicht immer möglich, die Gleichenlinien zusammenhängend darzustellen. Auf die Ausweisung der Entlastungsgebiete anhand der Flurabstandsberechnung hat das jedoch keinen Einfluss, da hier stets Flurabstände von weniger als 2 m bestehen.

6. Abgrenzung der grundwassergespeisten oberirdischen Gewässer Ermittlung der Flurabstände und Abgrenzung der Grundwasserentlastungsgebiete

Im Anschluss an die Erstellung der Rasterdaten im 25 m-Abstand zu den Grundwasserständen wurden die Daten jeweils von den Rasterdaten des DGM 25 an den Knoten subtrahiert und damit die Rohdaten zum Flurabstand erzeugt. Entsprechend der Definition des Grundwasserflurabstandes wurden die im Anschluss daran landesweit aggregierten Daten um diejenigen Bereiche reduziert, in denen gespanntes Grundwasser ansteht. Verwendet wurden hierfür die Polygone der HYKA 50, und zwar mit folgenden fünf Ausprägungen:

- B 4.3 ("Grundwasser in Gebieten mit einem wechselhaften Aufbau der Versickerungszone und einem Anteil der bindigen Bildungen zwischen 20 und 80 %"), Flurabstand > 10 m),
- C 1.1 ("gespanntes Grundwasser mit einem Anteil der bindigen Bildungen an der Versickerungszone von mehr als 80 %"), Flurabstand > 5 bis 10 m,
- C 1.2 ("gespanntes Grundwasser mit einem Anteil der bindigen Bildungen an der Versickerungszone von mehr als 80 %"), Flurabstand > 10 m,
- C 2 (,,artesisch gespanntes Grundwasser") und
- OGW (,,ohne nutzbares Grundwasser").

In allen übrigen Landesteilen enthalten die Ergebnisdaten die mit den Geländehöhen berechneten Flurabstände in den Gebieten mit ungespanntem Grundwasser. Inklusive der Flächenanteile der oberirdischen Gewässer umfassen die ungespannten Gebiete 11 382 km², also etwa 49 % der Landesfläche. Abbildung 5 dokumentiert die Flurabstände des Grundwassers in einer sechsstufigen Skalierung von < 1 m bis > 5 m.



Abb. 4:Berechnete Grundwasserdruckflächen als flächenhafte DarstellungFig. 4:Modellizised groundwater pressure heads as laminary documentation





Die daraus abgeleiteten Entlastungsgebiete des Grundwassers mit Flurabständen von weniger als 2 m umfassen 4 210 km², das sind etwa 18 % der Landesfläche. In diesen Bereichen herrschen im Jahresdurchschnitt aufsteigende Gradienten des Grundwassers und die Pflanzen haben – zumindest saisonal – die Möglichkeit, Wasser aus der gesättigten Zone oder der darüberliegenden Kapillarzone zu entnehmen. Räumliche Schwerpunkte der Entlastungsgebiete befinden sich vor allem im Südwesten (Lewitz, Griese Gegend) und im Osten (Ueckermünder Heide) des Landes sowie in geringerer lateraler Verbreitung fast überall entlang der Flussläufe in den ungespannten Gebieten.

Digitaler Verschnitt der Entlastungsgebiete mit den oberirdischen Einzugsgebieten der Fließ- und Standgewässer

Anschließend wurde ein digitaler Verschnitt der Entlastungsgebiete mit den 4 287 oberirdischen Einzugsgebieten der Fließ- und Standgewässer des Landes durchgeführt. Mit diesen Daten wurde eine dreistufige Klassifizierung der Einzugsgebiete im Hinblick auf die Intensität ihrer quantitativen Grundwasserbeeinflussung vorgenommen (s. Tab. 2).

Die Klassifizierung kennzeichnet nicht einen saisonal unterschiedlichen Grundwassereinfluss, hierzu werden die verwendeten Datengrundlagen vor allem aufgrund des fehlenden Stichtagsbezuges als nicht geeignet eingeschätzt. Vielmehr soll mit dem gewählten Ansatz des Flächenbezuges der räumliche Aspekt der hydraulischen Interaktion zwischen Grundwasser und oberirdischem Gewässer zum Ausdruck gebracht werden.

Die prozentual zunächst niedrig erscheinenden Grenzen zwischen den 3 Klassen verdeutlichen, dass auch bereits bei einem flächenhaften Anteil von nur 10 % des gesamten Einzugsgebietes, in denen das Grundwasser direkt hydraulisch mit dem oberirdischen Gewässer kommuniziert, die Beeinflussung zumindest teilweise vorhanden ist. Da die Gewässer innerhalb ihrer Einzugsgebiete oftmals nur einen linienförmigen Verlauf aufweisen, können dementsprechend auch bereits diese geringen Flächenanteile einen deutlichen Einfluss z. B. beim Stoffeintrag aus den höher gelegenen Neubildungsgebieten des Grundwassers heraus in die Niederungen bewirken. Abbildung 6 zeigt die räumliche Verbreitung der so klassifizierten Einzugsgebiete zusammen mit den Grundwasserentlastungsgebieten. Erkennbar ist ein deutlicher Bezug zu den hydrogeologischen Randbedingungen. In den gespannten Bereichen des Landes liegen z. B. fast ausschließlich Einzugsgebiete ohne Grundwasserbeeinflussung.

Ausblick

Die Besonderheiten rückgestauter oberirdischer Fließgewässer konnten nicht gesondert betrachtet worden, da die Datenbasis der Gewässerhöhenpunkte dies nicht erlaubte. Vielfach ist anzunehmen, dass ein Teil dieser Gewässer in das umgebende oberflächennahe Grundwasser infiltriert und somit weitere, (künstlich) dauerhafte Entlastungsgebiete geschaffen wurden. Auch die durch den Schöpfwerksbetrieb veränderten Bereiche konnten bisher nicht gesondert berücksichtigt und sollten zukünftig bearbeitet werden.

Für die Auswahl von Maßnahmegebieten kann davon ausgegangen werden, dass in den Entlastungsgebieten die Verweilzeiten des Sickerwassers sehr kurz und damit die kurzfristigen Erfolgschancen von Maßnahmen höher als außerhalb davon in den Neubildungsgebieten sind. Die Ergebnisse der Berechnungen wurden inzwischen dazu genutzt, landesweit die Verweilzeiten des Sickerwassers in der Grundwasserüberdeckung zu berechnen (HANNAPPEL et al. 2011).

Zusammenfassung

Ziel war die Bewertung des Grades der Grundwasserbeeinflussung der oberirdischen Gewässer. Die hydraulischen Interaktionen zwischen dem oberen, großräumig verbreiteten Grundwasser und den oberirdischen Gewässern sollten lokalisiert und räumlich ausgewiesen werden. Im ungespannten Bereich wurden Zonen identifiziert, in denen der Flurabstand des Grundwassers weniger als 2 m beträgt. In diesen Zonen haben die oberirdischen Fließ- und Standgewässer mit hoher Wahrscheinlichkeit hydraulischen Kontakt zum Grundwasser.

Alle digital zur Verfügung stehenden Informationen zur Grundwasserdynamik wurden aggregiert und damit eine neue rasterbezogene Übersicht zu den Grundwasserständen berechnet. Diese ist nicht stichtagsbezogen, konnte aber zusammen mit dem DGM 25 dort, wo das Grundwasser ungespannt vorliegt, dafür verwendet werden, den Flurab-

Klassifizierung der quantitativen Intensität der Grundwasserbeeinflussung	Flächenanteil Entlastungsgebiete am Einzugsgebiet	Flächengröße	Anteil an der Landesfläche
grundwasserbeeinflusst	> 33 %	4 216 km²	18 %
teilweise grundwasserbeeinflusst	5 – 33 %	10 513 km²	47 %
nicht grundwasserbeeinflusst	< 5 %	8 237 km²	35 %

Tab. 2: Einstufung der oberirdischen Gewässereinzugsgebiete im Hinblick auf ihre Grundwasserbeeinflussung

Tab. 2: Classification of the catchment areas of the water bodies in relation to their groundwater influence



Abb. 6: Räumliche Verbreitung der Grundwasserbeeinflussung der oberirdischen Einzugsgebiete *Fig. 6:* Spatial distribution of the groundwater influenced catchment areas of the water bodies

stand des wasserwirtschaftlich nutzbaren oberen Grundwasserleiters zu berechnen. Das Verfahren gestattet methodisch außerdem eine Abschätzung der Unsicherheiten der Berechnungen (Schätzvarianzen), was zukünftig untersucht werden sollte.

Mit den berechneten Daten zum Flurabstand des Grundwassers konnten die Entlastungsgebiete räumlich ausgewiesen werden. Hier liegen die Flurabstände weniger als 2 m unter Gelände, so dass ein aufsteigender hydraulischer Gradient besteht, die oberirdischen Gewässer an ihrer Sohle und oft auch am Ufer hydraulisch mit dem Grundwasser verbunden sind und zudem viele Pflanzen ihre Wurzeln in das Grundwasser reichen lassen können. Hier findet der unterirdische Weg des Wassers, der in der ungesättigten Versickerungszone beginnt und über die Neubildungsbereiche des Grundwassers in den Höhenlagen seinen weiteren Weg nimmt, seinen Abschluss. Diese Daten sind sehr robust und haben ihre Qualität durch die hohe räumliche Auflösung und die Genauigkeit des DGM 25.

Die Daten der Entlastungsgebiete konnten genutzt werden, um die Einzugsgebiete der oberirdischen Gewässer anhand des prozentualen Flächenanteils der Entlastungsgebiete dreifach zu klassifizieren. Hier zeigte sich, dass etwa 65 % der Einzugsgebiete zumindest teilweise grundwasserbeeinflusst sind. Dies entspricht den naturräumlichen Gegebenheiten im Lockergestein, wo grundsätzlich für jedes oberirdische Gewässer die Möglichkeit des zumindest lokalen hydraulischen Kontaktes zum Grundwasser besteht.

Summary

Purpose of the investigation was to evaluate the groundwater influence of the water bodies. Hydraulic interactions between the shallow widespread groundwater aquifer and the water bodies had to been localized. In areas with untensed groundwater regions with groundwater floor distances less than 2 m were identified. There the water bodies probably have hydraulic contact to groundwater.

All digital data with spatial information to groundwater dynamics were aggregate and not reference dated grid data of the groundwater levels were computed. With this data and the ground level elevations the groundwater floor distance in areas with unconfined groundwater was computed for the aquifer of high importance for water supply. Also the variances of the computations were estimated for further investigations.

With the new generated data to the groundwater floor distances the discharge areas with distances less than 2 m and rising gradients could identified. Water bodies communicate there with groundwater and also plants can reach groundwater by their roots. The subsurface way of water ends here after passing the unsaturated zone and the recharge areas in altitude regions. These data are robust because of the high spatial quality of the used ground level elevation data with distances of only 25 m.

The information of the discharge areas could be used to classify the catchment areas of the water bodies triply by the percentage of the discharge areas. It was found that about 65 % of the catchment areas are at least particular ground-water influenced. This is typical for the natural conditions in areas with unconsolidated rocks because almost every water body has the possibility of hydraulic contact to groundwater, at least in local regions.

Literatur

- BIOTA (2009): Regionalisierung der Nährstoffbelastung in Oberflächengewässern in Mecklenburg-Vorpommern. – Gutachten des BIOTA Instituts für ökologische Forschung und Planung GmbH Bützow im Auftrag des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (unveröff.)
- HANNAPPEL, S., VOIGT, H.-J. & D. LAUTERBACH (1995): Regionale Bezugseinheiten zur Interpretation des hydrochemischen Status der Porenaquifere im Lockergesteinsbereich, Beispiel Land Brandenburg. – Zeitschrift für Angewandte Geologie **41**, 2, S. 127 – 133, Berlin
- HANNAPPEL, S. & A. LIMBERG (2007): Ermittlung des Flurabstandes des oberen Grundwasserleiters in Berlin im Mai 2006. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **13**, 1, S. 65 – 74, Kleinmachnow
- HANNAPPEL, S. & W. RIEK (2011): Berechnung des Flurabstandes des oberflächennahen Grundwassers der Waldfläche Brandenburgs für hydrologisch typische Zeiträume. – Hydrologie & Wasserbewirtschaftung **1**, 11, S. 42 – 49, Koblenz
- HANNAPPEL, S., LEMKE, G., SCHWERDTFEGER, B. & S. ZEIL-FELDER (2011): Ermittlung der Verweilzeiten des Sickerwassers in der Grundwasserüberdeckung nach der DIN 19 732 für Mecklenburg-Vorpommern. – Tagungsband Tag der Hydrologie 2011, Forum für Hydrologie & Wasserbewirtschaftung **30**, 11, S. 206 – 212, Hennef
- HYDOR (2008): Aktualisierung der Regionalisierung von stofflichen Grundwasserbelastungen in Mecklenburg-Vorpommern. – Gutachten der HYDOR Consult GmbH im Auftrag des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Berlin (unveröff.)
- HYDOR (2010): Ermittlung grundwasserbeeinflusster oberirdischer Gewässer in Mecklenburg-Vorpommern. – Gutachten der HYDOR Consult GmbH im Auftrag des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Berlin (unveröff.)
- LAIV (2009): Geobasisdaten Landesvermessung, Digitale Geländemodelle. – Hrsg.: Landesamt für innere Verwaltung, Amt für Geoinformation, Schwerin
- LAWA (1998): Beurteilung der Wasserbeschaffenheit von Fließgewässern in der Bundesrepublik Deutschland. – Hrsg.: Länderarbeitsgemeinschaft Wasser, Chemische Gewässergüteklassifikation, Kulturbuchverlag Berlin
- LUNG (2004): Karte der Grundwasserdynamik Mecklenburg-Vorpommerns 2003 (Grundwasserdynamik M-V).
 – Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow (www.umweltkarten.mv-regierung.de)
- SCHAFMEISTER, M.-T. (1999): Geostatistik für die hydrogeologische Praxis. – 172 S., Berlin (Springer)
- VOIGT, H.-J. (1987): Hydrogeologisches Kartenwerk der Deutschen Demokratischen Republik, Nutzerrichtlinie für die Karten der hydrogeologischen Kennwerte und die Karte der Grundwassergefährdung. – Hrsg.: Zentrales Geologisches Institut, 42 S., Berlin (unveröff.)

Anschrift der Autoren:

Dr. Stephan Hannappel HYDOR Consult GmbH Am Borsigturm 40 13507 Berlin hannappel@hydor.de

Dr. Beate Schwerdtfeger Dipl.- Ing. Franka Koch Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern Goldberger Straße 12 18273 Güstrow beate.schwerdtfeger@lung.mv-regierung.de franka.koch@lung.mv-regierung.de

Kurzmitteilung

Ursula und Rolf Striegler in die Ehrenchronik der Stadt Cottbus aufgenommen

Mit etwas Verspätung bekamen wir die Information von der Ehrung unserer Kollegen und Vereinsmitglieder Diplomgeologen Ursula und Rolf Striegler: Sie wurden in die Ehrenchronik der Stadt Cottbus eingetragen ... und für Mitfreude ist es nie zu spät! So gratulieren wir beiden ganz herzlich zu dieser Ehrung, freuen uns über die öffentliche Wahrnehmung und danken ihnen für ihr jahrzehntelanges intensives Geo-Engagement in der Lausitz.

Wer diese Region geologisch kennenlernen will, stößt immer wieder auf ihre Arbeiten und auf ihre Spuren: Als Verein bedanken wir uns ganz direkt für ihre Mitwirkung an unseren Führern **Nr. 3:** Lübbenau – Calau, **Nr. 8:** Geowissenschaftliche Sammlungen ... und **Nr. 10:** Cottbus und Landkreis Spree-Neiße (in Vorb.), für manche Exkursionsführung und manchen Vortrag.

"Die Strieglers" und das Eem von Klinge fallen einem gleich als zusammengehörig ein, haben die beiden doch viele Jahre lang dort arbeiten dürfen und sensationelle Funde gerettet, selbst sowie mit verschiedenen Fachleuten aufgearbeitet und zur Kenntnis gebracht (die zusam-



Ursula und Rolf Striegler anlässlich der feierlichen Aufnahme in die Ehrenchronik der Stadt Cottbus (Foto: I. ZACHOW)

menfassende Darstellung siehe "Natur und Landschaft in der Niederlausitz", Heft 27, 2007). Die Erhaltung und Erlebbarkeit dieses Aufschlusses im Freilichtmuseum "Zeitsprung" ist Ergebnis ihrer Arbeit, mehr oder weniger direkt.

Ihr Tertiärwald in den Spreeauen von Cottbus lädt in ebenso ungewöhnlicher wie schöner Weise zu einem besonderen Geo-Erlebnis ein. Zahlreiche Artikel in den nunmehr 29 Heften der Zeitschrift "Natur und Landschaft in der Niederlausitz" von beiden sowie die langjährige Mitarbeit in der Redaktion von Rolf Striegler (seit Heft 26 mit Tochter Iris Zachow) sind für die öffentliche Wahrnehmung und die Sicherung von geologisch/paläontologischen Arbeitsergebnissen und Informationen nicht hoch genug zu schätzen! Dabei ist das nur eine Fassette ihrer jahrzehntelangen Arbeit in und mit dem Naturwissenschaftlichen Verein der Niederlausitz. In dessen Vorstand ist Ursula Striegler seit der Gründung 1990 tätig; Vorsitzende ist sie seit 1995.

Ihre gemeinsame Hauptarbeit jedoch galt der Darstellung geologischer Funde und Befunde - vor allem aus der Niederlausitz - im Museum, zunächst dem Bezirksmuseum Cottbus, dann dem Naturmuseum. Die geologische Sammlung wuchs auf stattliche 55 000 Exponate und ist damit eine der wichtigsten Regionalsammlungen in Brandenburg geworden. Leider kann sie heute nach einigen Umzügen und nach Personalreduzierung nicht mehr gezeigt werden (zusammenfassende Darstellung in "Natur und Landschaft in der Niederlausitz", Heft 29, 2009). Dies ist die Folge von unverständlichen Entscheidungen, wie sie auch aus Ämtern und Universitäten sattsam bekannt sind (... aber das ist ja wirklich kein Trost!). Wir wünschen den Strieglers, den Cottbusern, allen geowissenschaftlich interessierten Besuchern und uns, dass zu der Ehrung auf dem Papier auch eine Würdigung ihrer Arbeit in Form einer adäquaten Ausstellung dieser Schätze hinzukommt ... und dass sie noch lange begeistert und begeisternd zur Mehrung der geologischen Kenntnis der Region beitragen können!

Johannes H. Schroeder, Jaqueline Strahl für den Verein der Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e. V.

S. 107 - 123

Raben Steinfeld und die Eiszeit: Landschaftsentwicklung und geologische Sehenswürdigkeiten südöstlich von Schwerin

Raben Steinfeld and the ice age: landscape evolution and geosites south-east of Schwerin

HANS-DIETER KRIENKE & KARSTEN OBST

1. Einleitung

Die Region südöstlich von Schwerin ist quartärgeologisch deshalb so interessant, weil hier - geomorphologisch deutlich abgrenzbar – die Bildungen zweier glazialer Zyklen eine reizvoll gegliederte Landschaft geschaffen haben. Besonders südlich und südöstlich des Schweriner Sees - im Bereich der Gemeinde Raben Steinfeld und Umgebung dokumentiert ein vielfältiger eiszeitlicher Formenschatz die verschiedenen Auswirkungen von glazialen Vorstößen und Abschmelzprozessen. Die primäre Gestaltung dieser Glaziallandschaft erfolgte durch den Frankfurter Vorstoß (vorherrschend Akkumulation) und ihre partielle Umgestaltung zum heutigen Landschaftsbild durch die Schmelzwässer der Pommerschen Vorstöße (vorherrschend Erosion) der Weichsel-Kaltzeit. Endmoränenzüge, Sanderflächen, "Gletschertore" und Schmelzwasserdurchbrüche bezeugen dies.

In und um Raben Steinfeld sind darüber hinaus eine Reihe von Sehenswürdigkeiten, die als Geotope bzw. Biotope eingestuft sind, auf engstem Raum vorhanden. Dazu gehören neben zahlreichen Findlingen die Terrassen und der Steilhang am Südostufer des Schweriner Sees. Sie bilden das über 2 km lange Naturschutzgebiet (NSG) "Görslower Ufer", das unter anderem auch durch seine reichen Leberblümchenbestände bekannt ist. Quellen, Sümpfe und Moore am Pinnower See gehören ebenso zu den sehenswerten Landschaftselementen, wie die Trockentäler im Raben Steinfelder Forst. Zudem sind im Oberdorf 34 Eichen als Naturdenkmale erhalten, deren Alter auf 350 – 650 Jahre geschätzt wird. Dieser Ortsteil bildet den westlichen Zipfel des Naturparks "Sternberger Seenland".

Seit einigen Jahren ist der Name Raben Steinfeld auch mit der Weitergabe geologischer Inhalte an die Öffentlichkeit verknüpft, informieren Sammlungen und Ausstellungen über erdgeschichtliche Entwicklungen. Im Jahr 2004 wurde im Unterdorf von Raben Steinfeld das private Geologische Museum von Reinhard Braasch eröffnet, in dem bedeutende Funde des oberoligozänen Sternberger Gesteins und von Feuersteinen der Oberkreide und des Paläozäns, aber auch seltene Tertiärgeschiebe aus der Umgebung ausgestellt sind. Mit der Eröffnung des Findlingsgartens anlässlich der BUGA 2009 wurde schließlich der Bezug der eiszeitlichen Landschaftsentwicklung zum Ortsnamen demonstriert. Auf einer Tafel werden hier auch erstmalig die aktualisierte quartärgeologische Situation und geologische Sehenswürdigkeiten dargestellt, nachdem frühere Veröffentlichungen über diese Region (BENTHIEN 1956/57, HECK 1960 und auf diesen aufbauend MARCINEK & NITZ 1973) korrekturbedürftig sind (vgl. auch KRIENKE 2010).

In diesem Beitrag wird zunächst die regionale Landschaftsentwicklung während des Weichsel-Hochglazials und anschließend das geologische Inventar der Gemeinde Raben Steinfeld beschrieben, um dann auf geologische Sehenswürdigkeiten sowie den BUGA-Findlingsgarten und das Geologische Museum im Ort einzugehen.

2. Die Landschaftsentwicklung südöstlich von Schwerin im Weichsel-Hochglazial

2.1 Die Frankfurter Eisrandlage zwischen Crivitz und Schwerin

Die Glaziallandschaft südlich und südöstlich des Schweriner Sees stellt eine Modellregion für den Frankfurter Vorstoß und seine Überprägung durch die Schmelzwässer der Pommerschen Vorstöße in Norddeutschland dar. Bestimmendes Element des Gebietes ist die Eisrandlage des Frankfurter Vorstoßes (W1F = Frankfurt-Phase, LITT et al. 2007), welche von Crivitz kommend nach Westen mit zunächst unsicherem Verlauf – und im Bereich der Bietnitz-Rinne ausgeräumt – die Mitte Raben Steinfelds quert und nach einer weiteren Unterbrechung durch das heutige Störtal ("Mueßer Pforte") zum Südende des Schweriner Sees verläuft (Abb. 1). Sie bildet im Abschnitt zwischen Raben Steinfeld und Schwerin den morphologisch



Abb. 1: Quartärgeologische Übersichtskarte der Region um den Schweriner See (nach BREMER 2000, verändert) mit Fundorten, von denen ein Großteil der Findlinge für den Raben Steinfelder Findlingsgarten stammen.

B – Buchholz (A 14, Grundmoräne gW2); **C** – Consrade (Kiesgrube, Sander gfsW1); **G** – Gadebusch (Kiesgrube, Grundmoräne gW2); **J** – Jesendorf (A 14, Sander gfsW2 und Grundmoräne gW2); **L** – Liessow (A 14, Grundmoräne gW2); **P** – Pinnow (Kiesgrube, Sander gfsW2); **R** – Raben Steinfeld (Oberdorf und A 14, Endmoräne W1); **T** – Tarzow (Kiesgrube, Endmoräne W2); **W** – Weitendorf (Kiesgrube, Grundmoräne gW2) und Sander gfsW2)

Fig. 1: Quaternary geology map of the Schwerin lake region (after BREMER 2000, modified) with locations, from which most erratic boulders were taken for the Raben Steinfeld Findlingsgarten (erratic boulder exhibition).
B – Buchholz (A 14, ground moraine gW2); C – Consrade (gravel pit, sander gfsW1); G – Gadebusch (gravel pit, ground moraine gW2); J – Jesendorf (A 14, sander gfsW2 and ground moraine gW2); L – Liessow (A 14, ground moraine gW2); P – Pinnow (gravel pit, sander gfsW2); R – Raben Steinfeld (upper village and A 14, terminal moraine W1); T – Tarzow (gravel pit, terminal moraine W2); W – Weitendorf (gravel pit, ground moraine gW2)

sichtbaren Außenrand des skandinavischen Inlandeises während der Weichsel-Kaltzeit, denn die südlich zu erwartende Eisrandlage des Brandenburger Vorstoßes (W1B = Brandenburg-Phase, LITT et al. 2007) scheint hier durch den Sander des Frankfurter Vorstoßes verschüttet bzw. durch die Schmelzwässer des Pommerschen Maximalvorstoßes (W2max) ausgeräumt worden zu sein. Erstmalig werden die Endmoränen südlich des Schweriner Sees und in Raben Steinfeld durch GEINITZ (1886) als Bestandteil des Geschiebestreifens VII beschrieben und dargestellt, wobei dessen weiterer Verlauf den heutigen Kenntnissen nicht mehr entspricht. Mit der 1960 durch BRÜCKNER und LANGER erfolgten Kartierung des Untersuchungsgebietes für die 1968 erschienene Geologische Karte im Maßstab 1:100 000, Einheitsblatt 35, Schwerin (vgl. Übersicht bei SCHULZ 1967) wurde ihr Verlauf neu festgelegt, der auch heute weitestgehend Gültigkeit hat, wie die jüngste Bearbeitung von KRIENKE & NAGEL (2002) zeigt.

2.2 Der Sülstorfer Sander und das Gletschertor am Südende des Schweriner Sees

Dem Endmoränenzug der Frankfurter Eisrandlage am Südufer des Schweriner Sees ist der gewaltige Sülstorfer Sander (gfsW1; entspricht dem Schweriner Sander sensu GEINITZ 1922) vorgelagert, der sich mit über 20 km Länge und 5 bis 20 km Breite nach Süden erstreckt (Abb. 1). Die Dimensionen des Sanderkörpers lassen sich nur mit der subglazialen Ausräumung einer unter dem Brandenburg/Frankfurter Gletscher verlaufenden Rinne erklären, aus welcher der Schweriner See in seiner Anlage hervorgegangen sein dürfte. Damit kann das Südende des Schweriner Sees als Gletschertor und der Schweriner See primär als Tunneltal bezeichnet werden. In der Niedertauphase des Eisrandes wurde das Gletschertor schließlich durch die Ablagerung einer breiten Satzendmoräne verriegelt. Aus subglazialen Rinnen, die zur Bildung von Tunneltälern geführt haben, sind u. a. auch der Schaalsee (SCHULZ 1998) und das Tollense-Becken mit dem Tollensesee (KANTER 2000) hervorgegangen. Allen drei Seen ist gemeinsam, dass sie langgestreckt sind und ihnen ein ehemaliges Gletschertor, eine Endmoräne (am Schaalsee ausgeräumt?) und ein ausgedehnter Sander vorgelagert sind.

2.3 Der Pommersche Maximalvorstoß und sein Sander

Der Verlauf der Randlage des Pommerschen Maximalvorstoßes (W2max; auch als Frühpommersche Randlage bezeichnet, s. SCHULZ 1967) ist erst einige Kilometer nordöstlich von Raben Steinfeld gesichert, weil sich dort ein flächenhaft ausgebildeter breiter Sander (gfsW2) anschließt (Abb. 1). Endmoränenbildungen nördlich des Pinnower Sees und am Ostufer des Schweriner Sees gegenüber der Insel Ziegelwerder lassen den weiteren Verlauf nach Westen allerdings vermuten. Die differenzierte morphologische Gliederung der Landschaft südöstlich des Schweriner Sees ist den Schmelzwässern dieses Pommerschen Maximalvorstoßes zu verdanken. Ein von Nordosten aus dem Raum südlich Sternberg kommender, über weite Strecken etwa 10 km breiter Schmelzwasserstrom räumte östlich des Pinnower Sees in einem über 3 km breiten Abschnitt - der sogenannten Bietnitz-Rinne - Endmoräne und Sander des Frankfurter Vorstoßes aus und schüttete einen Sander auf, dessen Oberfläche mehr als 20 m unter der des Frankfurter Sanders liegt und allmählich in die Talsande der Lewitz-Niederung übergeht.

2.4 Das Störtal – Schmelzwasserdurchbruchstal zur Lewitz-Niederung

Nachdem der etwas jüngere Pommersche Hauptvorstoß (W2 = Pommern-Phase, LITT et al. 2007) am Nordende des Schweriner Sees zum Stillstand kam (Abb. 1), sammelten sich dessen Schmelzwässer in der Hohlform des (wohl noch nicht vollständig ausgetauten) Schweriner Sees, bis durch den Druck der Wassermassen ein weiterer Durchbruch durch Endmoränen und Sander des Frankfurter Vorstoßes erfolgte. Von der "Mueßer Pforte" am Südende des Schweriner Sees ausgehend, entstand ein etwa 4 km langes und 1 km breites Tal, in dem heute die Stör fließt. Von hier aus konnten die Schmelzwässer nun weiter nach Süden in die Lewitz-Niederung abfließen. An den Talrändern ist teilweise eine (obere) Talsand-Terrasse ausgebildet, die etwa dem Niveau des Pommerschen Sanders entspricht (ca. 40 m NHN). Sporadisch finden sich auch Schwemmkegel vor den Erosionstälern der Hänge. Die Oberfläche der im Weichsel-Spätglazial/ Holozän angelegten und mit holozänen Bildungen aufgefüllten Niederterrasse des Tals liegt bei ca. 39 m NHN.

2.5 Der Schweriner See – vom Tunneltal zum Rinnensee

Der Schweriner See verläuft in N–S-Richtung zwischen Hohen Viecheln und Raben Steinfeld (Abb. 1). Mit 21 km Länge und bis zu 6 km Breite ist er nach der Müritz der zweitgrößte See Norddeutschlands. Der durchschnittliche Wasserspiegel liegt bei knapp 38 m NHN. Der See entwässert nach Süden durch die schiffbare Stör-Wasserstraße zur Elde und von dort über die Elbe in die Nordsee, aber zu einem geringeren Teil auch nach Norden über den Wallensteingraben zum Lostener See. Der Wasserstand wird nach Norden durch ein Wehr (Aalfang bei Hohen Viecheln) und nach Süden durch die Stör-Schleuse in Banzkow reguliert. Ein konstanter Wasserstand des Sees ist für die Gebäudesicherung des auf Pfählen gegründeten Schweriner Schlosses und weiterer Gebäude am Schweriner See unbedingt notwendig.

Der Schweriner See entstand aus einem Tunneltal, dass sich im Verlaufe des Brandenburg/Frankfurter Vorstoßes entwickelte, worauf bereits SCHUH (1930) hinwies. Dabei wurden die subglazial unter hydrostatischem Druck ausgeräumten Sedimente an seinem Südrand zum Sülstorfer Sander (s. o.) aufgeschüttet. Ob das ausgebuchtete Südende des Sees ein Gletscherzungenbecken des Frankfurter oder des Pommerschen Maximalvorstoßes darstellt, ist unklar. Mit dem Abschmelzen und Niedertauen des Eises bis zu seinem Nordrand entwickelte sich der See – zuletzt von der Pommerschen Haupteisrandlage ausgehend – zu einer bedeutenden Schmelzwasserabflussbahn des Pommerschen Gletschers.

2.6 Der Pinnower See

Der Pinnower See, fast parallel zum südlichen Ostufer des Schweriner Sees verlaufend und nur ca. 800 m von ihm entfernt, misst 3 km in der Länge und bis zu 2 km in der Breite. Entstanden ist die Hohlform des Pinnower Sees vermutlich durch Gletscherschurf, aus dem der nach Norden zurückspringende Lobus der Eisrandlage des Frankfurter Vorstoßes an seiner SW-Flanke hervorgegangen sein könnte (Abb. 1). Hier erreicht der blockreiche Hang Höhen bis 35 m über dem Seespiegel.

Der Wasserspiegel des Pinnower Sees liegt mit knapp 28 m NHN etwa 10 m unter dem des Schweriner Sees, denn zwischen beiden Seen befindet sich die orographische Wasserscheide zwischen Nord- und Ostsee, und der Pinnower See entwässert über die Warnow in die Ostsee. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass ein 1,3 km südöstlich gelegener großer Tagebausee der Pinnower Kieswerke im Bereich des Pommerschen Sanders durch den Anschnitt des abgedeckten Grundwasserleiters etwa den Seespiegelstand des Schweriner Sees erreicht, so dass der Pinnower See wie eine Wanne dazwischen liegt und nur durch stauende Schichten in seinem Untergrund und folglich verzögertem unterirdischen Wasserzufluss aus dem Schweriner See vor dem "Volllaufen" geschützt wird.

3. Das quartärgeologische Inventar der Gemeinde Raben Steinfeld

Raben Steinfeld, nur wenige Kilometer östlich der Landeshauptstadt Schwerin gelegen, wurde 1410 erstmals erwähnt.



Geologische Sehenswürdigkeiten in und um Raben Steinfeld

Abb. 2: Geo- und Biotope sowie weitere geologische Sehenswürdigkeiten südöstlich von Schwerin (Topographische Karte mit freundlicher Genehmigung durch das Amt Ostufer Schweriner See), Detailkarte in Abb. 4
Fig. 2: Geo- and biotopes and other geosites south-east of Schwerin, Detailed map in Fig. 4

In einer Urkunde wurde hier die Adelsfamilie von Raven durch Beschluss des Herzogs von Mecklenburg mit dem Dorf "Stenvelde" belehnt. Das später in "Steinfeld" umbenannte Rittergut in den Grenzen des heutigen Oberdorfes gelangte 1683 wieder in herzoglichen Besitz und wurde gleichzeitig zu Ehren der Vorbesitzer in Raben Steinfeld umbenannt. Nach Umwidmung zum Hausgut und Sommersitz der großherzoglichen Familie im Jahre 1848 setzte eine rege Bautätigkeit ein, in deren Folge der Ort seine architektonische Prägung erhielt. Noch heute verbindet sich mit dem Namen des Ortes das bis 1887 geschaffene einmalige Ensemble aus Schloss mit angrenzendem Park und neugotischen Backsteingebäuden im englischen Landhausstil. Erst ab 1870 entstand südlich der heutigen B 321 das Unterdorf.

Quartärgeologisch bildet die Gemeinde Raben Steinfeld in ihren Grenzen eine von Seen und jüngeren Sedimenten umgebene "Halbinsel", welche ganz überwiegend von Bildungen des Frankfurter Vorstoßes in einer vollständigen glazialen Serie bedeckt ist (Abb. 2). Im Nordwesten verläuft hangparallel zum Schweriner See ein Höhenzug, der bereits als Rest einer in die vorgeprägte Hohlform des Schweriner Sees vorgestoßenen Gletscherzunge des Pommerschen Maximalvorstoßes gedeutet werden kann. Nördlich des Pinnower Sees setzt sich diese Eisrandlage fort. Der Verlauf dazwischen ist morphologisch nicht erkennbar, dürfte aber in der Nähe der nördlichen Gemeindegrenze zu suchen sein. Dementsprechend wird die Gemeinde Raben Steinfeld bis auf die Nordgrenze von Steilhängen begrenzt, wenn man von einer Gemeindefläche im Störtal absieht. Im Oberdorf fällt das Gelände nach Westen etwa 20 m zum Schweriner See hin ab (Abb. 3a), während es nach Osten zum Pinnower See sogar etwa 30 m sind. Im Unterdorf beträgt der Abfall sowohl zum Störtal im Westen als auch zur Sanderebene des Pommerschen Maximalvorstoßes im Osten etwa 20 m.

Die Bodennutzung gibt bereits Aufschluss über die Verbreitung der geologischen Bildungen: Auf der Grundmoräne im Norden überwiegen Land- und Weidewirtschaft, während Endmoränen- und Sandergebiet außerhalb der Bebauung von einem geschlossenen Waldareal mit unterschiedlichen Baumbeständen eingenommen werden. Dabei herrscht im Endmoränenbereich und dem unmittelbar vorgelagerten Sander Laubwald vor, während im Süden der Nadelwald immer stärker dominiert. Die Steilhänge sind jedoch ausschließlich von Buchenwald bedeckt. Die grundwassernahen Sande und Moorböden des Störtals werden überwiegend als Weideland genutzt, die hangnäheren etwas höher gelegenen Talsande auch als Forst.



- Abb. 3: (a) Der Steilhang am "Görslower Ufer" begrenzt den Schweriner See im Südosten. Der Uferweg verläuft teilweise auf der weichselspätglazialen Seeterrasse, die 1 m über dem heutigen Seespiegel liegt. (b) Die Findlingsmauer in Raben Steinfeld repräsentiert das Geschiebespektrum der Frankfurter Endmoräne. (c) Raben auf Findlingen im neuen Kreisel symbolisieren den Ortsnamen Raben Steinfeld. (d) Das "Steinerne Sofa" im Raben Steinfelder Oberdorf (Fotos a und b: H.-D. KRIENKE; Fotos c und d: K. OBST)
- Fig. 3: (a) The slope at the "Görslow Shore" borders the Schwerin lake towards the southeast. The trail partly follows the late glacial lake terrace, which is situated one meter above the today's sea level. (b) Wall made of erratic boulders in Raben Steinfeld representing the geschiebe spectra of the Frankfurt terminal moraine.
 (c) Ravens on top of erratic boulders within the new roundabout symbolize the name of Raben Steinfeld.
 (d) The "Stone Sofa" in the upper village of Raben Steinfeld (photos a and b: H.-D. KRIENKE; photos c and d: K. OBST)

Im Gemeindegebiet markieren wenig auffällige Hügel den Endmoränenverlauf des Frankfurter Vorstoßes (Abb. 2). Sie sind als typische Satzendmoränen ausgebildet, wobei verbreitet an ihrer Oberfläche ein blockreicher Geschiebemergel (geW1F) ansteht. In der Baugrube eines großen Gebäudekomplexes der Firma PLANET im Endmoränenbereich des Oberdorfes zeigte sich Geschiebelehm über kiesig-sandigen Schichten, wobei der Geschiebelehm eine blockpackungsartige Anreicherung von größeren Geschieben aufwies. Aus diesen Geschieben wurde eine Mauer in Hangnähe zum Schweriner See errichtet (Abb. 3b), deren Geschiebespektrum der hier anstehenden Eisrandlage entspricht. Dieser Geschiebereichtum ist auch – mit allmählicher Abschwächung – in der nördlich vorgelagerten kuppigen Grundmoräne anzutreffen und war namensgebend für den Ort. Den Geschiebereichtum nutzte der Großherzog, indem er für den Bau der Grotte des Schweriner Schlosses alle geeigneten Geschiebe des Ortes über eine Rutsche den Hang zum Schweriner See "rollen" ließ, die dann mit Schuten zum Schloss transportiert wurden (GEINITZ 1886).

Aus Bohrungen (MÜLLER 1982) und temporären Aufschlüssen geht hervor, dass regional im Verbreitungsgebiet des Frankfurter Vorstoßes überwiegend nur eine weichselzeitliche Moräne vorliegt. Es handelt sich um einen etwa 2 - 5 m mächtigen braunen Geschiebelehm bis Geschiebemergel, der von mächtigeren sandigen, zur Randlage auch kiesigen Vorschüttbildungen unterlagert wird. Eine Geschiebezählung (H.-D. KRIENKE) aus einer 2009 niedergebrachten Spülbohrung etwa 500 m nördlich der Endmoräne ergab für den hier 4 m mächtigen oberen Geschiebemergel ein für die W1-Moräne etwas untypisches Spektrum. Die vergleichsweise geringe Anzahl von Paläozoischen Schiefern (PS) kann durch den auffällig hohen Geschiebereichtum in der Fraktion 4 – 10 mm erklärt werden. Darunter folgte 7 m Fein- bis Grobkies und dann ein weiterer geringmächtiger Geschiebemergel, welcher möglicherweise den Brandenburger Vorstoß repräsentiert und den Schluss zulassen würde, dass in Randlagennähe auch der Frankfurter Vorstoß eine eigene Moräne ausgebildet hat. Dafür spricht auch das Vorkommen zweier, durch Sande getrennte geringmächtige Moränen in zwei Bohrungen am Südhang des Pinnower Sees (Mül-LER 1993). Zu diskutieren wäre damit im Rückland der Frankfurter Eisrandlage folgende Abfolge:

- Grundmoräne des Frankfurter Vorstoßes (gW1F),
- Vorschüttbildungen des Frankfurter Vorstoßes (gfW1Fv),
- Grundmoräne des Brandenburger Vorstoßes (gW1B) häufig ausgeräumt –

(zumindest in dem Bereich, in welchem die Vorschüttbildungen verbreitet sind).

Wie der Übergang von der kuppigen Grundmoräne zur Endmoräne fließend ist, so finden sich die gleichen Verhältnisse beim Übergang des in einzelne flache Hügel aufgelösten "Endmoränenkomplexes" zum Raben Steinfelder Sander in der Forst (Abb. 2). Auf der Sanderfläche sind in Randlagennähe verlehmte Bereiche und größere Geschiebe bzw. Gerölle verbreitet, die GEINITZ (1886) als "Deckkies" bezeichnete und die auf einen oszillierenden Gletscherrand hindeuten. Baugruben im Unterdorf am Hang zum Störtal zeigen einen mächtigen Sanderkörper aus geschichteten, teilweise kieshaltigen Sanden, so dass Verlehmung und Geschiebebedeckung tatsächlich auf die Oberfläche beschränkt bleiben und nicht auf ältere Durchragungen zurückzuführen sind.

Am Südende der Raben Steinfelder Forst wird der Sander keilförmig durch den Pommerschen Sander bzw. Talsande des Störtals abgeschnitten. Dort wurden in einer großflächigen Kiesgrube am Südwesthang die hier noch 10 - 15 m über dem Talboden anstehenden Sande für den Bau der A 14 gewonnen. In Aufschlüssen des Raben Steinfelder Sanders wurden auffällig viele Tertiärgerölle gefunden, darunter das Nummulitengestein, das Sternberger Gestein und das Raben Steinfelder Turritellen-Gestein (s. u.).

Die hangbegleitende obere Talsand-Terrasse des Störtals (s. o.) besteht aus Sanden mit geringem Kiesanteil. Sie bildete im Weichsel-Spätglazial bis ins Holozän das Ufer einer wassererfüllten, später versumpften Niederung, die sich vom Störtal zur Lewitz erweiterte und mit dem Schweriner See verbunden war. Im Störtal bildete sich im Zuge der Verlandung bis 2 m Torf über maximal 3 m mächtigen Ablagerungen von Wiesenkalk.

3.1 Geologische Sehenswürdigkeiten in der Gemeinde Raben Steinfeld

3.1.1 Findlinge

Aufgrund der Lage Raben Steinfelds im Bereich der Endmoräne des Frankfurter Vorstoßes finden sich vor allem im Oberdorf zahlreiche Findlinge von zum Teil beachtlicher Größe (Abb. 4). Bemerkenswert ist der als Geotop geschützte "Planet-Stein". Er wurde 1998 in einer Baugrube nahe des Erosionshanges zum Schweriner See (nur 30 cm unter der Geländeoberfläche liegend) angetroffen und anschließend vor dem PLANET-Firmengebäude aufgerichtet. Leider ziert seitdem ein Plexiglasschild mit dem Firmenlogo diesen gut 12 m³ großen Gneis. Fünf weitere große Findlinge dieser Baugrube wurden – künstlerisch mit Raben besetzt – 2009 im Innenbereich des Kreisverkehrs im



Abb. 4: Geologische Sehenswürdigkeiten in Raben Steinfeld (Karte: Landeshauptstadt Schwerin, Nr. 60/08-0599)
1 – Findlingsgarten; 2 – "Planet-Stein"; 3 – Findlingsmauer; 4 – "Steinernes Sofa"; 5 – "Steinerner Tisch"; 6 – Kreisel; 7 – Geologisches Museum
Fig. 4: Geosites in Raben Steinfeld
1 – Erratic boulder exhibition (Findlingsgarten); 2 – "Planet-Stone"; 3 – Wall of erratic boulders (Findlingsmauer); 4 – "Stone Sofa"; 5 – "Stone Table"; 6 – Roundabout; 7 – Geological Museum



Abb. 5: Der "Steinerne Tisch" in Raben Steinfeld befindet sich unter einer 650 Jahre alten Eiche (Foto: K. OBST).

Fig. 5: The "Stone Table" in Raben Steinfeld is situated underneath a 650 years old oak tree (photo: K. OBST).

Oberdorf aufgestellt (Abb. 3c). Kleinere Findlinge wurden für den Bau einer Findlingsmauer (s. o.) verwendet. Daneben wurden im Ort Findlinge aus anderen Baugruben zu dekorativen Zwecken aufgestellt, u. a. das Steinerne Sofa (Abb. 3d) und ein Steinerner Tisch (Abb. 5).

3.1.2 Das Raben Steinfelder Turritellen-Gestein

Eine weitere geschiebekundliche Besonderheit ist in den Aufschlüssen des Raben Steinfelder Sanders zu finden, deren regionale Bedeutung vor allem durch den Hobby-Geologen Reinhard Braasch erkannt wurde. Die von ihm gefundenen zahlreichen Exemplare eines rostfarbenen Sandsteins mit besonders großen Schnecken und Muscheln konnten auch Spezialisten nicht näher zuordnen. Es wurde deshalb zunächst als Varietät des oberoligozänen Sternberger Gesteins angesehen. Nachdem es gelegentlich auch in Kiesgruben der weiteren Umgebung, wie in Pinnow, Consrade und Tarzow gefunden wurde (vgl. Abb. 1) und es sich nach dem äußeren Erscheinungsbild immer deutlich vom Sternberger Gestein unterscheiden lässt, schlug Reinhard Braasch im Jahre 2009 vor, diesem Gestein einen charakteristischen Namen zu geben und nach der Typuslokation als "Raben Steinfelder Turritellen-Gestein" zu bezeichnen. Die hier besonders große Turmschnecke Turritella ist für dieses Gestein in Verbindung mit großen Muscheln, Schnecken



Abb. 6: Das attraktivste Exemplar eines Raben Steinfelder Turritellen-Gesteins mit 30 cm Durchmesser stammt aus dem Sander im Unterdorf (Sammlung R. Braasch, Raben Steinfeld; Foto: R. BRAASCH).

Fig. 6: The most attractive example of the so called Raben Steinfeld Turritella Rock with 30 cm in diameter derives from the sander in the lower village (collection R. Braasch, Raben Steinfeld; photo: R. BRAASCH).

und weiteren Fossilien sowie seiner rostbraunen Farbe ein unverwechselbares Merkmal, welches sogar für Laien gut erkennbar ist (Abb. 6). Nach dem Fossilinhalt repräsentiert das Gestein ein flachmarines Sediment aus dem Ober-Oligozän (ZESSIN et al. 2009). Unklar bleibt, ob es sich um eine fazielle Sonderentwicklung des Sternberger Gesteins handelt. Vermutlich stammt das Raben Steinfelder Turritellen-Gestein (wie auch weitere Tertiärgerölle) von einer nordöstlich gelegenen präquartären Hochlage (z. B. vom Salzkissen Sternberg).

3.1.3 Quellen, Sümpfe und Moore am Pinnower See

Am westlichen Uferhang des Pinnower Sees befinden sich in Höhen von ca. 1 - 5 m oberhalb des Seespiegels zahlreiche Quellen und Schichtwasseraustritte (Abb. 2), die zur Bildung von kesselartigen Ausbrüchen und in deren Folge zu Galerien terrassenartig in den See vorspringenden Schwemmkegeln mit bewaldeten Quellmooren bzw. Quellsümpfen geführt haben (Abb. 7a). Ursache ist der gegenüber dem Schweriner See um 10 m tiefer liegende Wasserspiegel, von dem aus das durchsickernde Wasser mit seinem Gefälle im Hang oberhalb des Pinnower Seespiegels endet. Diese Quellmoore gehören zu den klassischen Molluskenfundorten in Norddeutschland. Hier gelang 1853 der Erstnachweis der sehr seltenen Landschnecke *Lauria cylindracaea* in Mecklenburg (MENZEL-HARLOFF 2004).

Auf der Terrasse gegenüber der Südspitze der Insel Fischerwerder entspringt zudem eine kleine artesische Quelle. Hier tritt aus dem nicht verfüllten Bohrloch einer Geophysik-



- Abb. 7: (a) Quellmoor am westlichen Uferhang des Pinnower Sees (b) Tisch mit Granitplatte des Mecklenburger Großherzogs Friedrich Franz II. am Pinnower See (c) Westhang des älteren Trockentals (die "Alte Koppel"), eine lokale Schmelzwasserabflussbahn während des Abschmelzens des Frankfurter Gletschers (d) Jüngeres, sich nach Norden öffnendes Trockental (Fotos: H.-D. KRIENKE)
- Fig. 7: (a) Spring marsh at western slope of the Pinnow lake (b) Table with granite plate sponsored by Mecklenburgian Lord Friedrich Franz II. at Pinnow lake (c) Western slope of an older dry valley (named "Old Paddock"), that was a local melt water channel during the down melting of the Frankfurt glacier (d) Younger dry valley that opens towards the North (photos: H.-D. KRIENKE)

Bohrung Wasser aus einem tiefer gelegenen Grundwasserleiter aus. Unweit davon befindet sich in Ufernähe ein Tisch mit einer Granitplatte, den der Großherzog um 1850 errichten ließ (Abb. 7b).

Weiterhin ist am Südufer des Sees, unmittelbar nördlich der B 321 etwa 15 m über dem Seespiegel gelegen, ein abflussloses Kesselmoor mit vorherrschender Torfmoosbedeckung und von den Rändern zur Mitte vordringenden Moorbirken ausgebildet. Im zentralen Bereich ist noch eine typische Hochmoorvegetation erhalten.

3.1.4 Die Trockentäler in der Raben Steinfelder Forst

Als schutzwürdige Geotope befinden sich im bewaldeten Süden der Gemeinde Raben Steinfeld zwei fossile Trockentäler, welche mit steilen Hängen in den Sander bzw. die Endmoräne eingeschnitten sind (Abb. 2). Beide Täler unterscheiden sich deutlich, obwohl sie sich bis auf weniger als 100 m nähern (in einer Karte von BENTHIEN 1956/57 sind diese beiden Täler unzulässigerweise zusammengefasst).

Das ältere Trockental (die "alte Koppel") stellt eine lokale Schmelzwasserabflussbahn des niedertauenden Frankfurter Gletschers dar. Es setzt an der Eisrandlage an und verläuft mit einem 150 – 250 m breiten Talboden nach Süden. Während an seiner Westseite ein steiler Prallhang ausgebildet ist (Abb. 7c), fällt der Osthang flacher und unregelmäßig zum Talboden ab. Im Talverlauf ist nur ein geringes Gefälle ausgebildet und es müsste eigentlich "blind" am Steilhang zum tiefer liegenden Pommerschen Sander (Bietnitz-Rinne) enden. Durch rückschreitende Erosion verstärkt sich jedoch das Gefälle zum Sander hin, so dass es auf dem Niveau des Pommerschen Sanders ausläuft. Das Tal verlor seine Funktion, als der Dauerfrost unter dem Talboden aufgetaut war und das Wasser im Sand versickern konnte.

Das jüngere, ebenfalls trocken gefallene Erosionstal ist kürzer und schmaler und verläuft nach Norden in Richtung zum Pinnower See (Abb. 7d). Mit steilen Flanken und stärkerem Gefälle durchschneidet es die Endmoräne des Frankfurter Vorstoßes und endet mehr als 12 m über dem Seespiegel in einer kleinen Niedermoorsenke - dem "Troggrund" südlich der B 321. Von der Forst angelegte Schürfe zeigen kalkfreie kies- und blockreiche Sande mit Verwitterungserscheinungen. Weiter nordöstlich, in Richtung Pinnower See, finden wir unmittelbar nördlich der Straße - vom "Troggrund" durch eine Schwelle getrennt - das bereits erwähnte, etwas höher gelegene Kesselmoor. Das Höhenniveau der moorerfüllten ehemaligen Toteisdepression von etwas über 40 m NHN deckt sich mit dem Niveau des Sanders des Pommerschen Maximalvorstoßes, der offenbar auf den ebenfalls bis etwa zu dieser Höhe noch mit Toteis ausgefüllten Pinnower See geschüttet wurde. Man kann also davon ausgehen, dass das Erosionstal ursprünglich am Toteisrand des Sees endete und damit annähernd zeitgleich mit dem Pommerschen Maximalvorstoß angelegt worden sein dürfte. Auch dieses Tal verlor seine Funktion, als das Wasser im nicht mehr gefrorenen sandigen Untergrund versickern konnte.

3.1.5 Terrassen

Vor dem Steilhang zum Schweriner See befinden sich zwei Seeterrassen. Auf der oberen, etwa 1 m über dem Seespiegel lückenhaft ausgebildeten nacheiszeitlichen Terrasse verläuft streckenweise der Weg im NSG "Görslower Ufer" (Abb. 3a). Die jüngere, sehr schmale und wenige Dezimeter über dem Wasserspiegel gelegene Terrasse säumt den See und dürfte erst durch die Flussregulierung der Stör entstanden sein. Nach Süden erweitern sich die Terrassen zu einer Halbinsel, der "Seekoppel".

3.2 Geologische Ausstellungen

Im Raben Steinfelder Oberdorf wurde von den Autoren in den vergangenen Jahren auf einem Endmoränenhügel ein **Findlingsgarten** eingerichtet (Abb. 4). Als ehemaliger Außenstandort der BUGA 2009 in Schwerin ist die Dauerausstellung nicht nur eine touristische Attraktion der Gemeinde, sondern auch des Naturparks "Sternberger Seenland", dessen südwestliches "Eingangstor" er quasi markiert. Die Idee und die Konzeption für den Findlingsgarten stammen von Hans-Dieter Krienke. Bei der Auswahl und Bestimmung der Geschiebe wurde er von Dr. Karsten Obst unterstützt. Unter den 138 Findlingen befinden sich neben zahlreichen kristallinen Geschieben auch sedimentäre Geschiebe, von denen 10 als Geotope geschützt sind. Im Unterdorf lädt das **Geologische Museum** von Reinhard Braasch mit einer umfangreichen Sammlung von Sternberger Gestein, zahlreichen Feuersteinraritäten und einer Naturstein-Galerie zu einem Besuch ein.

3.2.1 Der Raben Steinfelder Findlingsgarten

Ausgangspunkt für die Errichtung eines Findlingsgartens waren die zahlreichen Anhäufungen von großen Geschieben im Zuge des Weiterbaus der A 14 (vormals A 241) zwischen Schwerin und Wismar. Insbesondere in den nahe der Strecke angelegten Kiesgruben (z. B. bei Tarzow) wurden die Autoren fündig (Abb. 8a). Darüber hinaus wurden zahlreiche Kiesgruben der Region (Abb. 1) sowie in der Ortslage von Raben Steinfeld befindliche große Geschiebe bemustert und ausgewählt. Bei der Gestaltung und Ausstattung wurde neben pädagogischen und wissenschaftlichen Ansprüchen auch auf eine ästhetische Wirkung im Gesamtbild und in den Gesteinsgruppen Wert gelegt. Nach 7 Jahren der Planung, der Geschiebeauswahl und -bestimmung (Abb. 8b) sowie der baulichen Umsetzung der Ausstellung (Abb. 8c), wurde der Raben Steinfelder Findlingsgarten am 18. April 2009 als Projekt der Bundesgartenschau (BUGA) in Schwerin feierlich eröffnet (Abb. 8d). Er ist einer von über 30 Findlingsgärten in Mecklenburg-Vorpommern (vgl. Obst & Schütze 2009).

Der Findlingsgarten stellt 138 ausgewählte Findlinge aus der Region vor. Sie bieten einen repräsentativen Querschnitt durch die Gesteinswelt Skandinaviens und des Ostseegrundes, welche die weichselhochglazialen Vorstöße des skandinavischen Inlandeises nach Mecklenburg-Vorpommern transportiert haben (vgl. KRIENKE & OBST 2009). Im Eingangsbereich des Findlingsgartens erleichtern vier Tafeln dem Besucher die Orientierung und geben einen Überblick zu folgenden Themen (Abb. 9):

- Der Naturpark "Sternberger Seenland",
- Raben Steinfeld und die Eiszeit,
- Der Raben Steinfelder Findlingsgarten,
- Gesteine des Findlingsgartens.

Die Findlinge sind nach vier Gesteinsgruppen angeordnet, wie der Lageplan zeigt (Abb. 10): Die 48 Plutonite bilden einen Doppelkreis, die 29 Vulkanite und Ganggesteine ein Rechteck, die 41 Metamorphite einen Mäander (um eine Steinbank) und die 18 Sedimentite schließlich ein Dreieck. Vor jedem Findling gibt ein Schild Auskunft über Gesteinsart, mögliche Herkunft, Alter und Fundort. Auf den Schildern vor den Findlingen, deren Herkunftsgebiet genauer zu bestimmen ist (Leitgeschiebe), wurde dieses zusätzlich auf einer kleinen Grafik mit den Umrissen Skandinaviens und der Ostsee durch einen Punkt gekennzeichnet.

Wie aus der geologischen Karte mit Lage der Fundorte ersichtlich ist, stammen alle ausgestellten Findlinge aus dem Verbreitungsgebiet der Brandenburg/Frankfurter und Pommerschen Gletscher (Abb. 1). Die Leitgeschiebe des Findlingsgartens lassen eine Bewegung der skandinavischen Inlandeismassen aus Nordosten erkennen. Aber der Find-



- Abb. 8: (a) Die Findlinge für den Raben Steinfelder Findlingsgarten stammen aus der Region um den Schweriner See,
 z. B. aus der Kiesgrube Tarzow. (b) Bei der Bestimmung der kristallinen Geschiebe wurden die Autoren von
 Prof. Roland Vinx und Matthias Bräunlich unterstützt. (c) Sämtliche Findlinge sind mit Schildern versehen, die
 Auskunft zum Gestein, seinem möglichen Herkunftsgebiet und dem Alter geben. Polierte Anschliffe geben zudem
 Einblick in Mineralbestand und Gefüge. (d) Bei der Eröffnung des Findlingsgartens im Jahr 2009 kamen
 zahlreiche Besucher, um die ausgestellten Objekte zu besichtigen (Fotos: K. OBST).
- Fig. 8: (a) The erratic boulder used in the Raben Steinfeld Findlingsgarten (erratic boulder exhibition) derive from the region of the Schwerin lake, e. g. from the Tarzow gravel pit. (b) The authors were supported in determination of crystalline geschiebe by Prof. Roland Vinx and Matthias Bräunlich. (c) All erratic boulders have a plate that give information about the rock type, its possible origin area and age. Polished sections give insights into mineral content and texture. (d) Many visitors joined the opening ceremony in 2009 and visited the exhibited objects (Fotos: K. OBST).

lingsgarten soll der interessierten Öffentlichkeit nicht nur die jüngste Vereisungsgeschichte Nord- und Mitteleuropas und deren landschaftsprägende Auswirkungen zur Kenntnis geben, sondern auch geologisches Grundwissen, u. a. die grobe Untergliederung von Gesteinsgruppen vermitteln und die Zusammensetzung von Gesteinen besonders für Schüler sichtbar und "begreifbar" machen. Bei über 60 Findlingen wurden deshalb Flächen von etwa 10 cm Durchmesser angeschliffen und poliert, um Mineralbestand und -gefüge im unverwitterten Zustand studieren zu können.

Ein weiteres Anliegen des Findlingsgartenprojektes war es, schützenswerte Findlinge aus der Region zu sichern. So befinden sich unter den ausgestellten Sedimentgesteinen 10 Findlinge mit einer Kantenlänge über 1 m (Abb. 11). In dieser Dimension sind die relativ "weichen" Sedimentgesteine selten und nach dem Naturschutzgesetz von Mecklenburg-Vorpommern geschützte Geotope. Sie ergänzen die bisher im Land erfassten und unter Schutz gestellten Sedimentärgeschiebe, da im Findlingsgarten sowohl typische Vertreter (Jotnischer Sandstein, Paläoporellenkalk) als auch seltene Geschiebe (Digerberg-Konglomerat, Kreidesandstein) zu finden sind.

Die Tiefengesteine (Granite bis Gabbros) sind unter den im Raben Steinfelder Findlingsgarten ausgestellten Ob-

Abb. 9: Der Eingangsbereich des Raben Steinfelder Findlingsgartens mit den Erläuterungstafeln (Blick von Westen). Im Vordergrund sind der Doppelkreis aus Plutoniten (links) und das Rechteck aus Vulkaniten und Ganggesteinen (rechts) zu sehen (Foto: H.-D. KRIENKE).

Entrance of the Raben Steinfeld Findlingsgarten (erratic boulder exhibition) with information boards (view from Fig. 9: the West). In the foreground, a double circle is formed by plutonitic rocks (left) and volcanic or subvolcanic rocks outline a rectangle (right; photo: H.-D. KRIENKE).

Kleingartenanlage

Abb. 10: Lageplan des Raben Steinfelder Findlingsgartens Fig. 10: Map of the Raben Steinfeld Findlingsgarten (erratic boulder exhibition)

Abb. 11: Unter den sedimentären Geschieben, die im Raben Steinfelder Findlingsgarten ein Dreieck bilden, befinden sich über 10 Geotope. Blick aus Osten (Foto: H.-D. KRIENKE)

Fig. 11: More than 10 geotopes belong to a group of sedimentary erratic boulders, which form a triangle in the Raben Steinfeld Findlingsgarten (erratic boulder exhibition). View from the East (photo: H.-D. KRIENKE)

jekten zahlenmäßig am stärksten vertreten und häufig sind sie auch hinsichtlich ihrer Größe dominant. Nach regionalgeologischen Kriterien und dem Alter können vier Gruppen unterschieden werden. Zu den ältesten Granitfindlingen gehören die schwarz-weißen Uppland-Granite Mittelschwedens. Dabei handelt es sich um synorogene svekofennische Intrusionen, die zumindest partiell metamorph überprägt wurden. Charakteristisch ist das Auftreten von schwarzen Nestern aus Biotit (bzw. Amphibol), die zum Teil gelängt und eingeregelt sind. Ihr Intrusionsalter beträgt ca. 1,9 Ga.

Die größte Anzahl der Granitfindlinge stammt aus dem Bereich des Transskandinavischen Magmatitgürtels (TIB = Transscandinavian Igneous Belt), der sich am Westrand der svekofennisch geprägten Krustenareale Schwedens von Småland bis nach Värmland und von dort weiter über Dalarna bis unter die kaledonischen Decken Mittelnorwegens erstreckt. Aufgrund der Dominanz von SiO₂-reichen Intrusionen, Laven und Ignimbriten wird er auch als Granit- und Porphyrgürtel bezeichnet (vgl. SCHOLZ & OBST 2004). Die

petrographische Ausbildung der sogenannten TIB-Granite variiert deutlich, sowohl hinsichtlich der Farbe als auch der Korngröße. Rötliche und rötlichgraue bis graue Typen sind in der Ausstellung vertreten. Porphyrisches Gefüge, hervorgerufen durch größere Kristalle von rötlichem Kalifeldspat (Karlsbader Zwillinge) in einer feiner körnigen Grundmasse oder bläuliche Quarze sind ebenfalls charakteristische Merkmale. Eine exakte Bestimmung der zugehörigen Granitmassive ist zwar nicht möglich, aber die meisten dieser Granitfindlinge stammen aus Småland und Östergötland bzw. aus dem Grenzbereich dieser beiden ostschwedischen Provinzen. Ein Findling dieser Gruppe repräsentiert den Garberg-Granit im Siljangebiet (Dalarna). Ein weiterer wurde als Hedesunda-Granit (Gävleborg) identifiziert, der - obwohl inmitten von älteren svekofennischen Gesteinen ein isoliertes Granitmassiv bildend - Merkmale der TIB-Granite aufweist. Die verschiedenen Generationen von TIB-Graniten (TIB 0, 1, 2, 3) entstanden vor 1,86 bis 1,66 Ga (ANDERSSON et al. 2004). Sie sind im Bezug zur svekofennischen Gebirgsbildung als spät- bis postorogene Intrusionen einzustufen.

Deutlich nach der svekofennischen Gebirgsbildung sind vor ca. 1,6 Ga anorogene Granite entstanden, die gemeinsam mit mafischen Intrusionen (Gabbros und Anorthosite) isolierte Massive im Südwesten Finnlands und entlang der Ostküste Schwedens bilden. Von diesen als Rapakiwi-Granite bezeichneten Gesteinen der Åland-Inseln und dem angrenzenden Bereich der nördlichen Ostsee finden sich ebenfalls einige Vertreter im Findlingsgarten (Abb. 12a). Weitere Granitfindlinge, wie die Hammer-Granite von Bornholm und ein Karlshamn-Granit aus Blekinge sind einem jüngeren Krustenareal im südlichen Randbereich des Fennoskandischen Schildes zuzuordnen. Sie repräsentieren ca. 1,45 Ga alte Intrusionen, deren Entstehung im Zusammenhang mit der danopolonischen Gebirgsbildung gesehen wird (vgl. BOGDANOVA et al. 2008).

Größere Vulkanitfindlinge sind seltener zu finden, da sie häufig engständiger geklüftet sind als Plutonite. Bei den ausgestellten Objekten handelt es sich überwiegend um Porphyre rhyolithischer, trachytischer und andesitischer Zusammensetzung, die insbesondere den bekannten Vorkommen in Småland und Dalarna zugeordnet werden können. Sie gehören ebenfalls zu dem o.g. Granit- und Porphyrgürtel, dem TIB. In einigen Fällen wurden auch die genauen Herkunftsgebiete (z. B. Påskallavik-Porphyr/Småland, Grönklitt-Porphyrit/Dalarna) identifiziert (Abb. 12b). Weitere kieselsäurereiche Vulkanite bzw. Ganggesteine stammen vom Ostseegrund (z. B. Brauner Ostsee-Porphyr, Aplit-Rapakiwi). Basaltische Gesteine und ihre älteren, überprägten ("vergrünten") Vertreter, die Diabase, lassen sich nur selten einem bestimmten Herkunftsgebiet zuordnen und auch eine Alterseinstufung ist daher problematisch. Ein Basalt mit leistenförmigen Plagioklaseinsprenglingen ähnelt makroskopisch porphyrischen Dolerit-Gängen in Schonen, die vor ca. 300 Ma entstanden. Als weitere Besonderheit ist eine vulkanische Brekzie mit Calcit verheilten Klüften und Hohlräumen zu besichtigen.

- Abb. 12: (a) Der porphyrische Rapakiwi-Granit stammt vermutlich vom Ostseegrund nördlich der Ålandinseln.
 (b) Aufgrund seines Aussehens auch als "Blutwurststein" bezeichneter Påskallavik-Porphyr aus Ost-Småland. Ein polierter Anschliff zeigt petrographische Details. (c) Ein sillimanitführender Granat-Cordieritgneis aus Sörmland (d) Der ordovizische Ostsee-Kalkstein stammt vermutlich von einem Gebiet nördlich der schwedischen Insel Öland. Zahlreiche Fossilien, darunter Korallen, Brachiopoden und Trilobiten sind trotz des weiten Eistransportes sehr gut erhalten (Fotos: K. OBST).
- Fig. 12: (a) Pophyritic rapakivi granite probably derives from the Baltic Sea ground north of the Åland Islands.
 (b) Typical Påskallavik porphyry from eastern Småland that is called "black pudding rock" due to its appearance. A polished section shows petrographical details. (c) Sillimanite bearing garnet-cordierite gneiss from Sörmland (d) Ordovician Baltic Sea limestone has its origin probably in an area north of the Swedish island of Öland. Many fossils, among them corals, brachiopodes and trilobites have been preserved despite its long transport in the ice (photos: K. OBST).

Metamorphe Gesteine lassen sich nur mit wenigen Ausnahmen einem bestimmten Herkunftsgebiet zuordnen. Dazu gehören in der Ausstellung z. B. ein Loftahammar-Gneisgranit, der ebenfalls zu den älteren TIB-Graniten gestellt wird (WIKSTRÖM & ANDERSSON 2004), wobei dessen Alter umstritten ist (1,85 oder 1,80 Ga). Eine Besonderheit ist ein Sörmland-Gneis, der aufgrund seiner mineralogischen Zusammensetzung auch als sillimanitführender Granat-Cordieritgneis bezeichnet werden kann (Abb. 12c). Dieses metamorphe Gestein, das an der schwedischen Ostseeküste südlich von Stockholm verbreitet ist, erfüllt sogar die Kriterien eines Leitgeschiebes (Prof. R. VINX, frdl. mdl. Mitt. 2006). Bei den übrigen metamorphen Findlingen handelt es sich um diverse Gneise, Amphibolite und Migmatite, deren Edukte (Granit, Gabbro) teilweise noch zu erkennen sind. Auch Meta-Sedimente, u. a. ein Quarzit von Västervik und ein Marmor ("Urkalk") aus Sörmland gehören zu den selteneren Kristallingeschieben.

Größere sedimentäre Geschiebe sind seltener als Findlinge aus kristallinen Gesteinen. Dennoch konnten für den Raben Steinfelder Findlingsgarten einige, zum Teil interessante Objekte dieser Gesteinsgruppe zusammengetragen werden. Ein besonders herausragender Fund wurde von Dirk Pittermann an der Trasse der A 14 bei Rubow entdeckt und konnte nach Genehmigung durch die Bauleitung von Hans-

- Abb. 13: Seltener Geschiebefund eines monomikten Digerberg-Konglomerats aus Dalarna, das aufgrund seiner Größe (Kantenlänge ca. 1,20 m) ein schützenswertes Geotop darstellt (Foto: H.-D. KRIENKE).
- Fig. 13: Rare erratic boulder of monomict Digerberg conglomerate from Dalarna that is classified as protected geotope due to its size (ca. 1,20 m in length; photo: H.-D. KRIENKE).

Dieter Krienke für den Findlingsgarten geborgen werden. Dabei handelt es sich um ein buntes, monomiktes Konglomerat vom Typ der subjotnischen Digerberg-Konglomerate (>1,6 Ga) mit Porphyr-Geröllen (Abb. 13), die im Nordwesten von Dalarna verbreitet sind (PITTERMANN 2008). Verschiedene rote, jotnische Sandsteine zeigen typische sedimentäre Gefüge, u. a. Schrägschichtungen, Konglomeratlagen oder Horizonte mit umgelagerten "Tongallen". Sie kommen in Dalarna vor (ca. 1,4 Ga alte Dala-Sandsteine) und erstrecken sich von Mittelschweden nach Osten über die Ostsee und im Süden Finnlands bis zur russischen Grenze. Als Leitgeschiebe sind sie daher nicht geeignet. Zu den "jüngeren" Sandsteinen gehören ein rötlicher, Feldspat führender Nexö-Sandstein von Bornholm aus dem Grenzbereich Präkambrium/Kambrium sowie unterkambrische Sandsteine vom Typ der weiß-grauen, guarzzementierten Hardeberga-Sandsteine, die im Süden Skandinaviens weit verbreitet sind. Ein ordovizischer Ostsee-Kalkstein führt zahlreiche Fossilien (Abb. 12d). Er kommt vermutlich aus einem Gebiet nördlich der schwedischen Insel Öland. Weiterhin ist ein großer, fossilreicher Kalksandstein aus der Unterkreide ausgestellt sowie ein größerer hellgrauer Feuerstein aus dem Dan. Das jüngste sedimentäre Gestein ist ein bräunlicher. Fossilien führender Sandstein aus dem Tertiär. der als Consrader Gestein bezeichnet wird. Dabei handelt es sich um ein Lokalgeschiebe aus dem Ober-Oligozän (vgl. ZESSIN et al. 2009) von beachtlicher Größe.

3.2.2 Das Geologische Museum von Reinhard Braasch

Im Unterdorf von Raben Steinfeld (Abb. 4) befindet sich eine weitere "Bildungsstätte" für geologisch Interessierte.

Das kleine Geologische Museum lädt zu einem Besuch ein, der sich nicht nur für Fossilienfreunde lohnt, sondern aufgrund der gezeigten Vielfalt ästhetisch anspruchsvoller geologischer Objekte auch den mit der Gesteinswelt weniger vertrauten Betrachter in Erstaunen versetzt. Das Museum wird von Reinhard Braasch, einem seit vielen Jahren engagierten Hobby-Geologen und Geschiebesammler, privat betrieben. Infolge seiner intensiven Sammlungstätigkeit in den Kiesgruben der Region wurden von ihm zahlreiche, zum Teil einzigartige Geschiebefunde, insbesondere tertiäre Sedimentgesteine zusammengetragen.

Im Museum befinden sich sowohl die umfangreichste Sammlung des Raben Steinfelder Turritellen-Gesteins (vgl. ZESSIN 2010) als auch eine in seiner Vielfalt kaum zu übertreffende Kollektion des Sternberger Gesteins (Abb. 14a). Letzteres wird im Volksmund aufgrund der an einen Mürbeteig erinnernden braunen Farbe und den mitunter massenhaft darin eingebetteten hellen Schalenresten von Muscheln, Schnecken und anderen subtropischen Meeresbewohnern als "Sternberger Kuchen" bezeichnet. Zu den bei Sammlern begehrten Fossilien dieser ca. 25 Ma alten, flachmarinen Sedimente des Ober-Oligozäns gehören auch Zähne und Knochenreste von Haifischen und Rochen sowie die Gehäuse von Krabben, die in den bei Sturmereignissen zusammengespülten Schilllagen enthalten sein können (Abb. 14b). Mitunter sind zudem Stücke mit umgelagerten Sedimentintraklasten zu finden.

Neben den Lokalgeschieben und anderen fossilführenden Sedimentgesteinen aus Skandinavien, der Ostsee oder dem Baltikum ist eine Abteilung in der Ausstellung den kreidezeitlichen und tertiären Feuersteinen gewidmet. Verschiedene Farbvariationen und Kristallisationsstufen der Kieselsäure vom Opal über Chalcedon bis zum Quarzkristall sowie die unterschiedlichsten Formen der natürlichen "Konservierung" von Fossilien (Schwämme, Seeigel, Krebse etc.) begeistern den Betrachter (Abb. 14c und d). Vielfach wurden die Exponate geschliffen und poliert und ermöglichen dadurch bei entsprechendem Lichteinfall einen Blick in die inneren Strukturen der früheren Lebensformen.

Zusammenfassung

Die reizvolle Glaziallandschaft südöstlich von Schwerin ist primär durch die Bildungen des Frankfurter Vorstoßes und sekundär durch die der Pommerschen Vorstöße der Weichsel-Kaltzeit geprägt. Wesentliche Strukturen sind die Frankfurter Eisrandlage zwischen Crivitz und Schwerin sowie der mächtige Sülstorfer Sander und der kleinere Raben Steinfelder Sander. Der Schweriner See wurde während des Brandenburg/Frankfurter Vorstoßes als subglaziale Rinne (Tunneltal) angelegt, aus der unter hydrostatischem Druck stehende Schmelzwässer die anstehenden Sedimente ausräumten und vor dem Gletscher als Sander aufschütteten. Sie entwickelte sich im Zuge des Pommerschen Hauptvorstoßes zu einer offenen Schmelzwasserrinne. Die vom heu-

- Abb. 14: (a) Ausstellungsstück eines Sternberger Gesteins (Ober-Oligozän) aus der Kiesgrube Pinnow im Geologischen Museum von Reinhard Braasch. Die auch als "Sternberger Kuchen" bezeichneten Lokalgeschiebe sind im Raum Sternberg–Schwerin verbreitet. Der Fund hat eine Kantenlänge von ca. 50 cm. (b) Das ca. 25 Millionen Jahre alte Sternberger Gestein ist eine fossilreiche Flachwasserbildung. Neben zahlreichen Schalen von Muscheln und Schnecken kommen darin auch Haifischzähne und Knochenfragmente von Rochen vor. (c) Fossilien (Seeigel, Schwämme etc.) in Feuersteinerhaltung sind ebenfalls im Geologischen Museum ausgestellt. (d) Bei der Verkieselung der Kreidekalke des Maastricht und Dan entstanden neben dem gewöhnlichen Feuerstein auch diverse Quarzmodifikationen, die von amorphem Opal über Chalcedon bis zu kristallinem Quarz reichen (Sammlung R. Braasch, Raben Steinfeld; Fotos: K. OBST).
- Fig. 14: (a) Exposure of Sternberg rock (Upper Oligocene) from the Pinnow gravel pit shown in the Geological Museum hosted by Reinhard Braasch. These rocks are also called "Sternberg cake". They are local erratic boulders in the area between Sternberg and Schwerin. The finding has a size of about 50 cm. (b) The approximately 25 million years old Sternberg rock is a fossil rich shallow marine sediment. Besides shells of bivalves and snails, shark teeth and bone fragments of rays also occur. (c) Silicified fossils (echinites, sponges etc.) can also be seen in the Geological Museum. (d) Besides common flintstone, other quartz modifications were formed during silification of chalky limestone of Maastrichtian and Danian age, which vary from amorphous opal over chalcedony to crystalline quartz (collection R. Braasch, Raben Steinfeld; photos: K. OBST).

tigen Nordende des Schweriner Sees abfließenden Schmelzwässer schufen mit ihrem Durchbruch durch die Frankfurter Eisrandlage und ihren Sander bei Mueß das Störtal. Zuvor hatten bereits Schmelzwässer des Pommerschen Maximalvorstoßes auf 3 km Breite zwischen Raben Steinfeld und Crivitz die gleichen Bildungen durchbrochen und den im Niveau 20 m tiefer liegenden Pommerschen Sander geschüttet, der in der Lewitz-Niederung in Talsande übergeht. Die Gemeinde Raben Steinfeld bei Schwerin, deren Name schon den geologischen Bezug verrät, bildet in ihren Grenzen eine quartärgeologische Einheit: Von Seen und jüngeren Bildungen umrahmt, ist hier die vollständige glaziale Serie der Frankfurt-Phase der Weichsel-Vereisung ausgebildet. Bemerkenswerte geologische Sehenswürdigkeiten in der Gemeinde stehen hier in speziellem Bezug zur Landschaftsentwicklung. Gleich zwei regional bedeutende Ausstellungen zum Thema Eiszeit und Geschiebe – der Findlingsgarten und das Geologische Museum – sind Anziehungspunkte für geologisch Interessierte und ein weiteres naturkundliches Bildungsangebot für Schulklassen im Großraum Schwerin.

Summary

The Pleistocene glacial landscape in the southeast of Schwerin was primarily formed by the ice advance of the Frankfurt stage, and secondarily overprinted by the ice advances of the Pomeranian stage during the Weichselian glacial period. Main morphological units are the Frankfurt terminal moraine between Crivitz and Schwerin as well as the large Sülstorf sander and the minor Raben Steinfeld sander. The Schwerin lake was formed first as subglacial channel during the Brandenburg/Frankfurt ice advance. Melt water under hydrostatic pressure eroded older deposits, and sander sediments were laid down in the glacial foreland. Later, a melt water channel developed during the Pomeranian main ice advance. The melt water, which flew from the recent northern end of the lake southwards, led to a break through in the Frankfurt terminal moraine and sander formation near Mueß that resulted in the creation of the Stör valley. Slightly earlier, melt water of the Pomeranian maximal ice advance had already led to an about 3 km wide break through in the Frankfurt terminal moraine between Raben Steinfeld and Crivitz further to the East. There, the Pomeranian sander was deposited at a level situated 20 m deeper than the Frankfurt sander. These melt water deposits graduated into valley sands in the Lewitz low land area.

The village Raben Steinfeld, named after the occurrence of large erratic boulders southeast of the Schwerin lake, host in its borders a distinct Quaternary unit. Framed by lakes and younger deposits, a full geological/morphological set of the glacial series of the Frankfurt stage as a part of Weichselian glacial period is exposed. Special geosites refer to the development of the landscape during the Pleistocene. Two regional exhibitions about the ice age and erratic boulders – the Findlingsgarten (erratic boulder exhibition) and the Geological Museum – are attractions for people who are interested in geology. They also can be used by schools as opportunities for children to get in touch with Earth's history in the broader area of Schwerin.

Dank

Der Raben Steinfelder Findlingsgarten konnte nur mit Unterstützung zahlreicher Personen und Firmen errichtet werden. Stellvertretend soll hier besonders der Gemeinde Raben Steinfeld für die großzügige finanzielle Unterstützung bei der Gestaltung des Findlingsgartens und seines Umfeldes sowie seiner laufenden Pflege gedankt werden. Für die fachlichen Hinweise bei der Geschiebebestimmung geht besonderer Dank an die Herren Prof. Dr. Roland Vinx (Hamburg), Matthias Bräunlich (Hamburg) und Johannes Kalbe (Rostock).

Literatur

- ANDERSSON, U. B., SJÖSTRÖM, H., HÖGDAHL K. & O. EKLUND (2004): The Transscandinavian Igneous Belt, evolutionary models. – In: HÖGDAHL, K., ANDERSSON, U. B. & O. EKLUND [eds]: The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. – Geological Survey of Finland, Special Paper **37**, S. 104 – 112, Espoo
- BENTHIEN, B. (1956/57): Bemerkungen zur geomorphologischen Karte der Lewitz und zur Entwicklungsgeschichte dieser südwestmecklenburgischen Niederung. Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-Nat. Reihe VI, S. 341 361, Greifswald
- BOGDANOVA, S. V., BINGEN, B., GORBATSCHEV, R., KHERASKO-VA, T. N., KOZLOV, V. I., PUCHKOV, V. N. & Y. A. VOLOZH, (2008): The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. – Precambrian Research 160, 1/2, S. 23 – 45, Amsterdam
- BREMER, F. (2000): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 500 000, Oberfläche. – Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow
- BRÜCKNER, W. (1960): Geologische Karte 1 : 25 000, Blatt 2335 Langen Brütz für die Karte der an der Oberfläche anstehenden Bildungen 1 :100 000, Ebl. 35 Schwerin. – VEB GFE Nord, Schwerin (unveröff.)
- GEINITZ, E. (1886): Die mecklenburgischen Höhenrücken (Geschiebestreifen) und ihre Beziehungen zur Eiszeit. – Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde 1, 5, S. 215 – 310, Stuttgart
- GEINITZ, E. (1922): Geologie Mecklenburgs. I. Teil: Diluvium und Alluvium. – 200 S., Rostock (C. Hinstorff)
- HECK, H.-L. (1960): Brandenburger Phase oder Frühwürm bei Schwerin? Geologie **9**, S. 482 91, Berlin
- HECK, H.-L. (1961): Glaziale und glaziäre Zyklen. Ein Prinzip des Quartärs, erläutert am Raum Mecklenburg. – Geologie **10**, 4/5, S. 378 – 395, Berlin
- KANTER, L. (2000): Das Tollensebecken ein ehemaliges Tunneltal. – Neubrandenburger Geol. Beitr. **1**, S. 11 – 23, Neubrandenburg
- KRIENKE, H.-D. & D. NAGEL (2002): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 200 000 Karte der quartären Bildungen – Oberfläche bis fünf Meter Tiefe (ÜKQ 200) Blatt 21/22 Boizenburg/Schwerin. – Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow
- KRIENKE, H.-D. & K. OBST (2009): Findlingsgarten Raben Steinfeld. Außenstandort der BUGA 2009. – Faltblatt

Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, 6 S., Güstrow/Gemeinde Raben Steinfeld

- KRIENKE, H.-D. (2010): Die Entstehung der Landschaft um Raben Steinfeld. 1410–2010: 600 Jahre Raben Steinfeld.
 – Festschrift der Gemeinde Raben Steinfeld, S. 6 – 7, Raben Steinfeld
- LANGER, H. (1960): Geologische Karte 1 : 25 000, Blatt
 2435 Crivitz für die Karte der an der Oberfläche anstehenden Bildungen im Maßstab 1 : 100 000, Ebl. 35 Schwerin.
 VEB GFE Nord, Schwerin, (unveröff.)
- 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
- MARCINEK, J. & B. NITZ (1973): Das Tiefland der Deutschen Demokratischen Republik. – 288 S., Gotha/Leipzig (Hermann Haack)
- MENZEL-HARLOFF, H. (2004): Die Molluskenfauna des NSG Campower Steilufer (Landkreis NW-Mecklenburg) unter besonderer Berücksichtigung von *Lauria cylindracaea*.
 Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Mecklenburg 4, 1, S. 44 – 52, Ludwigslust
- MÜLLER, U. (1982): Lithofazieskarte Quartär 1 : 50 000, Blatt Schwerin Ost 1564. – Autorenoriginal, Schwerin (unveröff.)
- MüLLER, U. (1993): Geologischer Schnitt Schwerin-Crivitz. – 60. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen vom 01. bis 04. Juni 1993 in Klein Labenz (M-V), Kurzfassungen und Exkursionsführer, S. 128, Klein Labenz
- PITTERMANN, D. (2008): Digerberg-Konglomerat mit monomikten Klasten aus Porphyr – ein seltenes Leitgeschiebe/ Fundmitteilung. – Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Mecklenburg 8, 1, S. 40 – 43, Ludwigslust
- OBST, K. & K. SCHÜTZE (2009): Findlingslehrgärten in Mecklenburg-Vorpommern. – In: OBST, K., REINICKE, G.-B., RICHTER, S. & R. SEEMANN [Hrsg.]: Schatzkammern der Natur – Naturkundliche Sammlungen in Mecklenburg-Vorpommern. – S. 94 – 97, Stralsund
- SCHOLZ, H. & K. OBST (2004): Einführung in die Geologie Skandinaviens. – Geographische Rundschau 2, S. 43 – 49, Braunschweig
- SCHUH, F. (1934): Hefte zur Verbreitung geologischen Wissens in Mecklenburg. Heft 5/6, S. 20 22, Meckl. Geol. Landesanstalt, Rostock

- SCHULZ, W. (1967): Abriß der Quartärstratigraphie Mecklenburgs. – Archiv Freunde Naturgesch. Mecklenburg 13, S. 99 – 119, Rostock
- SCHULZ, W. (1998): Streifzüge durch die Geologie des Landes Mecklenburg-Vorpommern. – 192 S., Schwerin (cw-Verlagsgruppe)
- WIKSTRÖM, A. & U. B. ANDERSSON (2004): Geological features of the Småland-Värmland belt along the Svekofennian margin, part I: from the Loftahammar to the Tiveden-Askersund areas. In: Högdahl, K., ANDERSSON, U. B. & O. EKLUND [eds]: The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. Geological Survey of Finland, Special Paper 37, S. 22 39, Espoo
- ZESSIN, W., BRAASCH, R. & S. POLKOWSKY (2009): Zwei neue Gesteinstypen aus dem Oberoligozän von Mecklenburg: "Consrader Gestein" und "Raben Steinfelder Turritellengestein". – Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Mecklenburg **9**, 1, S. 46 – 54, Ludwigslust
- ZESSIN, W. (2010): Das Geologische Museum und die Naturstein-Manufaktur von Reinhard Braasch, Raben Steinfeld bei Schwerin, Mecklenburg-Vorpommern. – Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Mecklenburg **10**, 1, S. 44 – 48, Ludwigslust
- ZGI (1968): Geologische Karte der DDR 1 : 100 000, Karte der an der Oberfläche anstehenden Bildungen, Einheitsblatt 35 Schwerin. – Zentrales Geologisches Institut, Berlin

Anschrift der Autoren:

Dipl.-Geol. Hans-Dieter Krienke An der Schlenke 18 19065 Raben Steinfeld dieter_krienke@web.de

Dr. Karsten Obst Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern Goldberger Str. 12 18273 Güstrow karsten.obst@lung.mv-regierung.de

Kurzmitteilung

Geowissenschaftler in Berlin-Brandenburg

22. Jahreshauptkolloquium und -exkursion2011 in die Calauer Schweiz

Die 22. traditionelle 1. Mai-Exkursion führte in diesem Jahr in die Calauer Schweiz. Mit einem Kolloquium am Vortag im Alexander-von-Humboldt-Haus in Berlin-Steglitz wurden die Teilnehmer in die interessierenden Themen dieser Region wissenschaftlich eingeführt. Sie erhielten Informationen über den geologischen Tiefenbau (W. STACKEBRANDT, LBGR) sowie über die Grundzüge des tertiären und quartären Deckgebirges (F. THIEMIG, LMBV). Ergänzt wurden sie durch eine Übersicht über Geotope in Südbrandenburg (H. SITSCHICK, LBGR), über den historischen Braunkohlenbergbau im Calauer Förderraum (U. DÜMICHEN, PROTERRA) sowie das Naturschutzgebiet Calauer Schweiz (H. DONATH, Naturpark Niederlausitzer Landrücken). Kulturgeschichtlich abgerundet wurde der Themenkreis durch eine eindrucksvolle Darstellung der archäologischen Befunde der urgeschichtlichen Besiedlung des Niederlausitzer Landrükkens (E. BÖHNISCH, BLDAM).

Solcher Art gut vorbereitet machten sich 62 Teilnehmer, Vereinsmitglieder und Gäste, auf den Weg in die reizvolle Altmoränenlandschaft der Calauer Schweiz als Teil des Niederlausitzer Landrückens. Geologischer Höhepunkt war der Besuch des Kies- und Tontagebaus Plieskendorf, Klinkerwerk Buchwäldchen (Wienerberger GmbH). Der Laborleiter des Werks erläuterte die Technologie der Klinkerherstellung sowie im Tagebau die technischen Parameter der Kies- und Tongewinnung (Foto). Auf die Besonderheiten der Kieslagerstätte als Reste des miozänen Entwässerungssystems der sogenannten Senftenberg Elbeläufe und ihre Gerölle südlicher Herkunft wies anschaulich und mit schönen Belegstücken Herr Dr. D. Schwarz (Cottbus) hin. Da die fluviatile Sedimentation etwa zeitgleich mit dem Nördlinger Ries-Impact stattfand (14,6 Mio a), sind in den Kiesen Moldavite (Tektite) gefunden worden, was uns trotz kurzen und intensiven Suchens aber nicht vergönnt war.

Zu den zahlreichen geotopischen und landschaftlichen Höhepunkten führte mit vielen kulturhistorischen Hintergrundinformationen Frau Sitschick. Herr Dr. E. Böhnisch machte uns vertraut mit der Bestattungskultur der neolithischen Kugelamphorenkultur (Steinkistengrab bei Settinchen) und Herr U. Dümichen erläuterte an einem abgeworfenen Grubenfeld bei Bronkow einige Probleme des Altbergbaus und seine Sanierung.

Organisation und Leitung des Kolloquiums und der Exkursion stand unter der bewährten Leitung von Frau Dr. J. Strahl, unterstützt von Frau H. Sitschick und Frau E. Wetzel (alle LBGR, Cottbus). Ihnen und allen, die an der erfolgreichen Durchführung der Jahreshauptveranstaltung unseres Vereins Anteil hatten, sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

Hans Ulrich Thieke

Kiesaufschluss der Senftenberg Elbeläufe im Tagebau Buchwäldchen (Foto: H. U. THIEKE)

Die Rügböden als spezifische Tieflandsphänomene in ihrer Typusregion – ein Feldreport

The group of Ruegsoils as a lowland phenomenon in its primary region - field report

CHRISTOPH KUNKEL, TONY BAUDIS & SIXTEN BUSSEMER

Herrn Prof. Dr. Joachim Marcinek (Berlin) zum 80. Geburtstag gewidmet

Einführung

Zum bodenkundlichen Erbe der DDR und speziell des brandenburgischen Bodenforschungszentrums in Eberswalde gehören neben ubiquitären Bodentypen (z. B. Rosterde, Braunpodsol) auch regionalspezifische wie die Rügerde (Kopp et al. 1969). Sie wurden vom langjährigen Leiter der Eberswalder forstlichen Standortserkundung, Herrn Dr. Dietrich Kopp, im Zuge hochauflösender Bodenkartierungen nach ihren Originalstandorten im vorpommerschen Küstenraum erstmalig beschrieben und in der Folge auch im gesamten Tiefland beobachtet.

Mit der Wiedervereinigung der ost- und westdeutschen bodenkundlichen Schulen erfolgte zunächst eine grundsätzliche Konsolidierung der deutschen Bodenklassifikation (u. a. AG Boden 2005), in deren Folge nun auch wieder regionalspezifische Detailfragen, wie die nachfolgend diskutierten Rügböden genauer untersucht werden sollten.

Problemstellung und Untersuchungsansatz

Der Prototyp der Rügerde wird von Kopp et al. (1969) als Doppelfolge von verbraunten Verwitterungszonen angesprochen, wobei der obere Profilteil mit der rügerdespezifischen γ -Perstruktionszone koinzident ist. Im Weiteren wurde sie in den Standortskarten mit den verwandten Rügpodsolen und Fahlrügpodsolen zur Rüg-Gruppe oder auch wie nachfolgend zu den Rügböden zusammengefaßt.

Die eigene Untersuchung umfasst im Rahmen dieser Feldstudie vorerst die Verifizierung des Phänomens Rügböden, ihre Verbreitung in der Typusregion und die Einordnung in die Standortsmosaike Ostrügens. In diesem Rahmen wurden auch die jeweiligen Naturraumkarten für die Teilgebiete Granitz und Jasmund präzisiert. Dabei wurden bodenkundliche, geomorphologische und botanische Geländemethoden eingesetzt (AG Boden 2005, AK Standortskartierung 2003). In einer nachfolgenden Untersuchung sollen bodenchemisch genauer analysierte Leitprofile genetisch diskutiert und in die aktuelle deutsche bzw. brandenburgische Klassifikation eingeordnet werden.

Regionaler Hintergrund

Eine hohe Dichte der spezifischen Rüg-Horizontfolgen kann auf den Inselkernen der Granitz und Jasmunds beobachtet werden. Eine systematische Befragung von Standortserkundern der letzten 40 Jahre zu den Verbreitungsmustern und Standortbedingungen der Rügböden ergab jedoch keine genauere naturräumliche Systematik. Tendenziell zeichnet sich nach diesen Aufnahmen eine Konzentration auf die im Norddeutschen Tiefland jüngsten Eisrandlagen der Nordrügen-Ostusedomstaffel (H_{III} bis H_v; Mecklenburger Stadium bzw. Mecklenburg-Phase nach LITT et al. 2007) ab. Das würde eine besondere Bedeutung frischer unverwitterter Ausgangssubstrate bei der Rügbodenbildung nahelegen, welche besonders bei sandigen Serien vorausgesetzt werden kann. Stichprobenartige Prüfungen von forstlichen Rügbodenansprachen in anderen Regionen Mecklenburg-Vorpommerns und Brandenburgs ergaben bisher keine sichere Verifizierung.

Auch aus ökologischer Sicht werden die Rügböden eine zentrale Rolle für die komplexe Erkundung der küstennahen Waldökosysteme spielen – insbesondere vor dem Hintergrund der unlängst am 25.6.2011 erfolgten Aufnahme der Buchenwälder Ostrügens in das UNESCO-Weltnaturerbe.

Kartierungsergebnisse

Die an sandige Substrate gebundenen Rügböden treten vor allem in Kombination mit Normpodsolen (Granitz) und Normbraunerden (Jasmund) auf. Dabei sind die Rügböden tendenziell eher auf südexponierten Hängen zu finden.

In der Granitz bei Binz als erstem Testareal (vgl. Abb. 1) wurden 117 Handbohrungen mit zugehörigen botanischen Aufnahmen zu acht Catenen mit jeweils fünf pedologischen Leitprofilen verdichtet (KUNKEL 2009). Hier stellen Normpodsole im Sinne der AG Boden (2005) mit 54 % über die Hälfte der untersuchten Profile dar, während Rügböden lediglich ein Drittel der untersuchten Horizontfolgetypen ausmachen. Eine Abhängigkeit der Rügböden vom geologischen Untergrund bzw. von den Vegetationsgesellschaften ließ sich hier nicht erkennen. Innerhalb der Rügserien war die Tendenz zum Rügpodsol dominant.

Die Fortsetzung dieser Untersuchungen auf Jasmund unterstreicht das flächenhafte Vorkommen von Rügböden. Keine Abhängigkeit besteht zwischen Rügböden und ihrer jeweiligen Stammvegetation bzw. Humusform - hier scheinen beliebige Kombinationen möglich zu sein (Abb. 2 und 3). Auf semiterrestrischen Böden sind überhaupt keine Rügbodenmerkmale erkennbar. Auf Grundlage dieser Flächenkartierung wurde mit der Ausweisung von Leitprofilen begonnen.

Abb. 2: Standortverhältnisse auf Jasmund nördlich von Sassnitz.

Local conditions on Jasmund north of Sassnitz *Fig. 2:*

Leitprofile

Im Verlauf der Kartierung fiel auf, dass echte Rügerden im engeren KOPP'schen Sinne mit Ausnahme von anthropogen gestörten Sonderstandorten praktisch nicht auftreten. Als weitverbreitete Leitform kann der Rügpodsol gelten, dessen Ausbildung nachfolgend vor dem Hintergrund des ebenfalls häufig vorkommenden Normpodsols am Beispiel des Typusprofils Binz I (Abb. 4) diskutiert werden soll.

Der Standort befindet sich am Rand des H_v-Stauchmoränenkomplexes in einem kuppig welligen Gelände bei 16 m

Bodenmosaik

Pseudogley

Pseudogley

Humusform

Mull

Moder

Rohhumus

1

2

3

4

5

zusammengefasst nach LUNG MV 2005 Parabraunerde-Pseudogley/

Parabraunerde/Pararendzina/

Kolluvisol/Parabraunerde-

Mullartiger Moder

Rohhumusartiger Moder

- 2005 e Rügboden
 - Podsol

Bodentyp

- Braunerde
- Parabraunerde
- Rendzina
- Regosol
- Pseudogley
 - Gley

0

0

0

- Niedermoor
- Kolluvisol

- Abb. 3: Bodenverhältnisse auf Jasmund nördlich von Sassnitz
- Fig. 3: Soil conditions on Jasmund north of Sassnitz

State and the state	Horizont Bereich in cm	Profil Binz I in gestauchten, periglazial überprägten Beckensanden
	Aeh 0-10	mäßig humos, mSfS, Einzelkorn- gefüge, 2,5Y3/1
	Ahe 10-17	schwach humos, fSmS, Einzelkorn- gefüge, 7,5YR4/2
	Bsh 17-25	schwach humos, fSmS, Einzelkorn- gefüge, 7,5YR4/3
	Bs 25-30	sehr schwach humos, fSmS, Einzelkorngefüge, 10YR5/4
	Ael 30-40	sehr schwach humos, fSmS, Einzel- korngefüge, 10YR6/3
	B(t) ₁	fSmS, leicht bindig, Einzelkorngefüge, 7,5YR4/6
	B(t) 52-702	fSm ₂ S, Einzelkorngefüge, 7,5YR4/2
A Constant of the second secon	ilC 70-100	fSmS, Einzelkorngefüge, 7,5YR4/2

Abb. 4: Profil Binz I Fig. 4: Section Binz I NHN. Am Standort stockt ein Buchen-Eichen-Mischwald über spärlicher Krautschicht aus Vogelbeere und Sauerklee mit feinhumusreichem Rohhumus (bis zu 10 cm). Der ungleichmäßig mächtige Oberboden erreicht Tiefen bis zu 30 cm und kann in vier Horizonte unterteilt werden (Aeh/ Ahe/Bsh/Bs). Besonders scharf ist die Grenze vom Ahezum Bsh-Horizont ausgebildet. Zur Basis dieses offenbar periglazial überprägten Abschnitts hin nimmt die Korngröße spürbar zu und bei 30 cm Tiefe bilden Grobkiese eine Steinsohle.

In der Tiefe folgt ein bleicher, beinahe schneeweißer Horizont mit einer Mächtigkeit von bis zu 15 cm. Dieser als Auswaschungshorizont interpretierte Bereich besitzt ein lockeres Einzelkorngefüge ohne erkennbare Feinschichtung. Der anschließende orangene Einwaschungshorizont [B(t),] weist dagegen schon ein Einzelkorngefüge mit Übergängen zum Kittgefüge auf. Der Einwaschungsbereich lässt sich regelhaft zweiteilen, im Fall von Binz I erstreckt sich der folgende eher bräunlich-orange wirkende B(t),-Horizont bis in 70 cm Tiefe und geht dann diffus in den ilC-Horizont über. Im Gegensatz zum oberen Profilteil lässt sich hier eine Tendenz zur Tonanreicherung erkennen, jedoch werden die Kriterien für einen echten Tonhäutchenhorizont nicht erfüllt. Deshalb wird für Rügböden die Ausweisung eines B(t) mit schwacher Tonverlagerung als diagnostischer Horizont vorgeschlagen.

Die komplexe Horizontfolge des vorangehend beschriebenen Rügpodsols wird vor dem Hintergrund eines Normpodsols im gleichen Testareal Binz deutlich. Der Standort von Podsol Binz II (Abb. 5) ist mit Buchen und Fichten bestockt, während im Unterwuchs Drahtschmiele und Adlerfarn dominieren. Ein 12 cm mächtiger feinhumusreicher Rohhumus liegt dem minerogenen Substrat auf. Bei dem Substrat handelt es sich durchgehend um mittelsandigen Feinsand, erst im Ausgangsgestein wird das Substrat etwas gröber. Auch durch das fehlende Skelett gibt es keine Hinweise auf periglaziale Deckschichten. Am Standort ist ein Normpodsol entwickelt. Sein Bh-Horizont ist nur lükkenhaft ausgebildet, hingegen sind Bhs- und Bs-Horizonte lehrbuchhaft durchgängig vorhanden. Die Mächtigkeit des weniger gegliederten Normpodsols tritt mit 60 cm gegenüber dem Rügpodsol zurück, was ein regelhaftes Phänomen darstellt.

Die Leitprofilbetrachtung belegt somit weiteren Untersuchungsbedarf vor allem bezüglich der spezifischen Kombination von Verwitterungsprozessen in Rügböden, deren Diskussion anhand detaillierter bodenchemischer Analysen in dieser Reihe vorbereitet wird.

Zusammenfassung

Die Gruppe der Rügböden im Sinne von Kopp et al. (1969) stellt in weiten Bereichen Ostrügens ein spezifisches Phänomen dar, deren bodenbildende Faktoren, Profilaufbau und Verbreitungsmuster in der vorliegenden Studie exemplarisch am Beispiel der Untersuchungsgebiete auf der Granitz und auf Jasmund geprüft wurden. Ihren Hauptvertreter stellt

Abb. 5:Profil Binz IIFig. 5:Section Binz II

der Rügpodsol dar, welcher auf sandigem Ausgangssubstrat klein gekammerte Mosaike mit den klassischen Braunerden und Normpodsolen bildet. Dabei ist er gewöhnlich in großer Mächtigkeit auf den jeweils südexponierten Hängen entwickelt. In der Feldansprache kann sein B(t)-Horizont mit einer schwach entwickelten Tonanreicherungszone in der unteren Verwitterungsfolge als diagnostisches Merkmal dienen.

Summary

The Ruegsoilgroup in terms of KOPP et al. (1969) describes an idiosyncratic phenomenon in eastern parts of the German island Ruegen, whose soil forming factors, profil arrangement and dispersal archetype have been studied exemplarily in the Granitz and on Jasmund. Their primary representative, the Ruegpodzol, is displayed in mosaics of little range in sandy parent material with Cambisols and Podzols. Usually Ruegpodzols are developed in intense depth on southern slopes. In the field the B(t) horizon with its weakly clay illuviation in the lower alterationzone can be used as diagnostic feature.

Literatur

- AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 438 S., Hannover
- AK STANDORTSKARTIERUNG (2003): Forstliche Standortsaufnahme. Begriffe, Definitionen, Einteilungen, Kennzeichnungen, Erläuterungen. – 352 S., Eching
- 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.)
- KOPP, D. et al. (1969): Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung in der Deutschen Demokratischen Republik.
 S. 1 141, Potsdam
- LUNG MV (2005): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 500 000 (Böden). – Landesamt für Umwelt, Natur und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow
- MARCINEK, J. (2002): Die Jungmoränengebiete Norddeutschlands. – In: H. LIEDTKE & J. MARCINEK (Hrsg.): Physische Geographie Deutschlands. – S. 415 – 437, Gotha

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

Kurzmitteilung

Os bei Pinnow (Landkreis Spree-Neiße) entdeckt!

Im Rahmen der Feldarbeiten für die Geologische Karte im Maßstab 1: 50 000 Blatt L 3952/3954 (Eisenhüttenstadt/ Cybinka) fand im Jahr 2007 eine Übersichtsbegehung des südlich anschließenden Blattgebietes L 4152 (Peitz) statt. Dabei wurde in einem Waldgebiet ca. 4 km südwestlich der Ortslage Pinnow innerhalb eines ehemaligen Sperrgebietes, das bis 1994 von den GUS-Streitkräften als Übungsgelände genutzt und nicht betreten werden durfte, ein Os entdeckt [Mtbl. 4052 (Jamlitz; geologisch noch nicht kartiert), R: 54 64 800, H: 57 59 000; Abb. 1, 2].

Regionalgeologisch gehört das Os zum Reicherskreuzer Sander, der in diesem Gebiet von der leicht geschwungenen, generell W-E verlaufenden Pinnower Rinne zerschnitten wird. Die Rinne beginnt unmittelbar westlich des Oses und mündet bei Grano in das Gubener Neißetal. Im Rinnentiefsten liegt der Pinnower See. Das Os rahmt den morhpologisch erkennbaren Rinnenanfang im Norden und Osten ein. Der Rinnenanfang bzw. Wurzelbereich der Rinne ist hier durch einen stark geschwungenen und generell etwa NW-SE streichenden Verlauf geprägt. Die Pinnower Rinne wurde während des Weichsel-Hochglazials als subglaziale Schmelzwasserrinne angelegt und fungierte im Weichsel-Spätglazial als periglaziale Abflussbahn. Möglicherweise besteht ein genetischer Zusammenhang mit der ca. 4 km nordwestlich gelegenen Schwanseerinne. Es ist zu vermuten, dass beide Rinnen zur Zeit der Herausbildung der Brandenburger Randlage ursprünglich als eine durchgehende subglaziale Schmelzwasserabflussbahn existierten. Wahrscheinlich wurde wegen fehlender Toteiseinlagerung der mittlere Teil dieser Rinne während der Herausbildung der Reicherskreuzer Randlage mit Schmelzwassersanden verfüllt. Eine eindeutige Klärung muss einer zukünftigen geologischen Spezialkartierung vorbehalten bleiben.

Das Os besteht aus 4 sich aneinander reihenden Wallbergen und weist eine Gesamtlänge von ca. 2 km auf. Die Breite des Oszuges schwankt zwischen 50 – 200 m. Mit max. 94 m NHN hebt sich sein höchster Punkt um ca. 19 m aus dem umliegenden Gelände heraus.

Das Os ist völlig unverritzt und von Kiefernwald bestanden, in dem gelegentlich auch Traubeneichen vorkommen. Ein kleiner Schurf an der Osoberfläche zeigte einen heterogenen petrographischen Aufbau mit stark wechselkörnigen Sanden und Kiesen mit einem sehr hohen Grobkies- und Steinanteil.

In der Vergangenheit wurden Oser häufig für rohstoffwirtschaftliche Zwecke abgebaut und so als landschaftsprä-

Abb. 1: Lage des Oses auf der Geologischen Übersichtskarte im Maßstab 1: 100 000 Landkreis Spree-Neiße (Ausschnitt)

Zeichnung: D. Mehlau

Abb. 2: Blick zum Os von Pinnow, im Vordergrund die Pinnower Rinne (Foto: H. SITSCHICK)

gendes Element unwiderruflich zerstört. Dieses Os blieb scheinbar nur deshalb erhalten, weil es sich über mehr als 60 Jahre im o. g. militärischen Sperrgebiet befand. Es ist vorgesehen, in Zusammenarbeit mit der unteren Naturschutzbehörde des Landkreises Spree-Neiße, das inzwischen vom LBGR als Geotop (Nr. 2320) erfasste Os von Pinnow als solches unter Schutz zu stellen und so als Zeuge der Eiszeit für Wissenschaft und Heimatkunde sowie als prägendes und die Landschaft bereicherndes Einzelelement zu erhalten.

Literatur

- SONNTAG, A. & I. KRÜGER (1987): Lithofazieskarte Quartär 1: 50 000, Blatt Lieberose (2269). ZGI, Berlin
- SONNTAG, A. (2006): Geologische Übersichtskarte 1:100 000 Landkreis Spree-Neiße. LBGR, Cottbus
- HERMSDORF, N., SCHULZ, R. & H. SITSCHICK (2010): Digitale Geotopkarte des LBGR. – Cottbus (unveröff.)

Rainer Schulz und Heidemarie Sitschick

Buchbesprechungen

WITTERN, A. (2010): Mineralfundorte und ihre Minerale in Deutschland

3. überarbeitete Auflage, VII, 288 S., 182 Abb.,
16 Farbfotos
Stuttgart – E. Schweizerbart Science Publishers
ISBN 978-3-510-65264-8

Preis: 24,80 €

Die jetzt erschienene dritte, in weiten Teilen überarbeitete und verbesserte Auflage des Buches "Mineralfundorte und ihre Minerale in Deutschland" wendet sich wiederum vor allem an Mineraliensammler und an der Mineralogie Interessierte.

Gegenstand der Abhandlung ist eine kompakte, übersichtliche und die wesentlichsten Fakten enthaltende Darstellung möglichst aller bekannten Mineralfundpunkte in der Bundesrepublik Deutschland. Damit sind in dem Werk Kenntnisse gebündelt, die der Leser sonst nur durch ein langwieriges Studium schwer zugänglicher regionaler Literatur aus sehr verschiedenen Zeitepochen erlangen würde.

Das Buch unterteilt Deutschland in insgesamt 20 Fundortbereiche, die nicht unbedingt der Aufgliederung in Bundesländer folgen, sondern sich an geographisch-geologischen Regionen orientieren. So sind "Schleswig-Holstein und Hamburg" ebenso zusammengefasst wie "Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und Berlin"; an den natürlichen Gegebenheiten orientierte Bündelungen finden sich zum Beispiel anhand der Darstellungen von "Aachener Revier, Nordeifel und Vulkaneifel" oder "Sächsisches Granulitgebirge und Erzgebirge".

Den einzelnen Fundortbereichen vorangestellte Karten mit Ziffern der nachfolgend abgehandelten Lokalitäten erleichtern dem Leser die Orientierung, wobei sie natürlich keine detaillierteren topographischen oder geologischen Karten ersetzen können. Ein etwas größeres Format der Übersichtskarten wäre allerdings an manchen Fällen wünschenswert gewesen. Sehr hilfreich ist die Nennung der Nummern der Amtlichen topographischen Karten i. M. 1 : 50 000 bei allen sächsischen Fundstellen.

Ferner erfolgt zu Beginn der Abhandlung eines jeden neuen Fundortbereiches eine kurze textliche Einführung in die Geologie des Gebietes.

Das Vorhaben einer Beschreibung aller Fundorte in Deutschland sollte eigentlich eine sehr knappe und gedrängte Darstellung erfordern, dennoch ist es gelungen, im Text zu vielen Fundstellen neben der Beschreibung der Örtlichkeit und der Mineralisationen auch Informationen zur Geologie und zur Bergbaugeschichte unterzubringen. Die Benennung der Fundstellen orientiert sich weitestgehend an Lokalitäten, die aus der Literatur bzw. aus Fundbeschreibungen allgemein bekannt sind, so dass der versierte Leser sogleich eine genaue Vorstellung von den beschriebenen Fundpunkten hat. Ebenso sind, als wissenswerte Ergänzung für Sammler, die die jeweiligen Regionen bereisen, auch Hinweise auf Museen mit sehenswerten mineralogischen Exponaten aufgenommen worden.

Einen wichtigen Aspekt für jede Sammeltätigkeit vor Ort stellt die Kenntnis der jeweils gültigen Sammelbestimmungen bzw. der Betretungsrechte für Fundstellen dar. Diese Regelungen sind – wie allen Mineralsammlern bekannt ist – oftmals sehr unterschiedlich und können sich zudem auch relativ schnell verändern. Der Autor weist in vielen Fällen darauf hin, unter welchen Bedingungen der Zutritt zu Fundstellen gestattet ist, jedoch wird auch angemerkt, dass Sammler diese Regelungen vor Ort genauestens recherchieren sollten.

Der Appell des Autors an alle Sammler, durch vorbildliches Verhalten dazu beizutragen, dass nicht weitere Sammelbeschränkungen oder Sammelverbote auf privaten Grundstücken wie Steinbrüchen oder Kiesgruben verhängt werden, sollte selbstverständliches Allgemeingut werden.

Besondere Aufmerksamkeit auf Sammel- oder Betretungseinschränkungen sollte auch auf unter Naturschutz gestellten Flächen gelegt werden. Auch hierzu findet der Leser Hinweise in den entsprechenden Gebiets- und Fundpunktdarstellungen.

Die schwarz-weiß Abbildungen im Buch zeigen die Übersichtskarten der Fundgebiete, einige Skizzen zur geologischen Entwicklung und vor allem für diese Darstellungsweise sehr gelungene Bilder der aufzufindenden Kristalle und Kristallformen mit ihren lokal charakteristischen Erscheinungsstypen. Dem mineralogisch noch nicht so versierten Sammler sollten diese auf die wesentlichen äußeren Merkmale beschränkten Darstellungen eine gute Hilfe sein. Neu in dieser 3. Auflage des Buches ist ein Farbabbildungsteil, der einige besonders schöne Minerale verschiedener Lokalitäten zeigt.

Im Schlussteil des Buches befinden sich ein Literaturverzeichnis, ein Ortsregister sowie ein Grubenregister. Anhand des ausführlichen Literaturverzeichnisses, das für ein solches "Mineralfundortbuch" nicht selbstverständlich ist, kann sich jeder interessierte Leser leicht weiter in die Materie einarbeiten. Dem Grubenregister hätte man jedoch gewünscht, dass es nicht nur eine "Auswahl" beinhaltet.

Insgesamt sind die "Mineralfundorte und ihre Minerale in Deutschland" in ihrer nun schon dritten Auflage ein gelungenes und ohne Einschränkungen empfehlenswertes Werk, das auf derzeit einzigartige Weise alles Wesentliche über die Mineralfundpunkte in ganz Deutschland zusammenfasst. Für Sammler von Mineralen aus deutschen Lokalitäten sollte es unentbehrlich sein, für Interessenten an Geologie und Bergbaugeschichte eine spannende Ergänzung ihres Wissens und allgemein für alle eine Überraschung, was deutsche Fundstätten an interessanten Mineralen zu bieten haben.

Thomas Höding

EHLING, A. & H. SIEDEL (Koord.) (2011): **Bausandsteine in Deutschland, Band 2: Sachsen-Anhalt, Sachsen und Schlesien (Polen)** 324 S., 21 Farbabb., 62 Farbfotos, 6 SW-Fotos, 33 Foto-

bzw. Farbtafeln, 135 Tab. Stuttgart – E. Schweizerbart Science Publishers ISBN 978-3-510-95985-3 Preis: 69,00 €

Dieser Band gehört zu einem auf sechs Bände angelegten Werk, das sich vor allem an Anwender in der Bau- und denkmalpflegerischen Praxis richtet; der Einführungsband mit Grundlagen und Überblick ist seit Ende 2009 verfügbar (siehe Besprechung in Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge **17**, 1/2, 2010, S. 38). Band 2 eröffnet nun die ausführlichere Behandlung der historisch und gegenwärtig genutzten Bausandstein-Vorkommen der einzelnen Bundesländer mit Sachsen-Anhalt und Sachsen, ergänzt durch die Darstellung der in Deutschland sehr häufig verwendeten Oberkreide-Sandsteine aus dem benachbarten Schlesien in Polen.

Benutzerfreundlich sind die Abhandlungen für die drei Regionen nach einer einheitlich konzipierten Grundstruktur aufgebaut, die nicht nur die grobe Gliederung, sondern weitgehend auch die Detailcharakterisierung betrifft, jedoch noch Raum für regional- oder Bearbeiter-spezifische Besonderheiten bzw. Zusatzinformationen lässt; ebenso ist dies für die weiteren Bände vorgesehen.

Nach einer Einführung mit Überblick und Einordnung in den geologischen Kontext des jeweiligen Bundeslandes, werden die Bausandsteinhorizonte in der Reihenfolge ihres geologischen Alters beschrieben. Diese Beschreibung beginnt mit einer allgemeinen Kurzcharakteristik und der teilweise erklärend kommentierten Aufzählung von synonymen oder für Untergruppen verwendeten Bezeichnungen. Es folgen die spezifischen geologischen Angaben zu Alter, Vorkommen und Genese. Die Petrographie umfasst sodann neben der makroskopischen vor allem die detaillierte mikroskopische Charakterisierung - konsequent stets mit Angaben zu Textur, Struktur, Komponenten, Bindung und Porenraum. Geochemische und gesteinstechnische Daten sind tabellarisch erfasst und teilweise verbal erläutert. Auf die Beschreibung des typischen Verwitterungsverhaltens und die Benennung ähnlicher Sandsteine, manchmal mit Hinweisen auf Unterscheidungsmerkmale, folgt abschließend die Darstellung von Abbau und Verwendung in ihrer historischen Entwicklung bis hin zur aktuellen Situation.

Zahlreiche geologische Karten und Profile und die Eintragung der Lage der historischen und aktiven Steinbrüche erleichtern dem Nutzer die Zuordnung der einzelnen Vorkommen. Die petrographische Charakteristik wird auf übersichtlichen Tafeln mit fast ausnahmslos qualitativ hochwertigen Fotos illustriert. Fotografisch sind außerdem durchgängig jeweils Verwendungsbeispiele und häufig typische Verwitterungsbilder veranschaulicht.

Der Teil Sachsen-Anhalt (Autorin: Angela Ehling mit Beiträgen von Bodo-Carlo Ehling, Erhard Model und Meike Wehry) ist aufgrund der Vielzahl der hier vorkommenden und untersuchten Bausandsteinhorizonte mit 8 Kapiteln und 153 Seiten am umfangreichsten und ein begrüßenswerter Kenntnisgewinn. Mit Ausnahme des *Nebraer Sandsteins* und des *Gommern-Quarzits* waren die vorwiegend lokal bis regional genutzten Sandsteine meist nur Spezialisten bzw. vor Ort bekannt. Zusätzlich zur Grundstruktur wird ein recht ausführlicher zusammenfassender Überblick zu Abbau und Verwendung der Sandsteine in einzelnen Kulturepochen von der Jungsteinzeit bis zum Industriezeitalter gegeben.

Der Teil Sachsen (Autoren: Heiner Siedel, Jens Götze, Katrin Kleeberg, Gudrun Palme) umfasst 4 Kapitel auf 110 Seiten. Hier besticht vor allem die klare, nachvollziehbare Zuordnung, Gruppierung und Erläuterung der großen Fülle von Elbsandstein-Varietäten hinsichtlich geographischer Herkunft, geologischem Alter, verwendungsrelevanten Eigenschaften und jeweiliger Abbaugeschichte. Zusätzlich zur Grundstruktur sind Korngrößen- und Porenradienverteilungen in zahlreichen Grafiken veranschaulicht und auf den Farbtafeln zusammen mit Dünnschliff- und rasterelektronenmikroskopischen Fotos und tabellarischer mikroskopischer Beschreibung übersichtlich platziert. Trotzdem hätte man sich auch hier eine konkrete, auf die abgebildeten Bereiche bezogene Beschreibung der Dünnschliffbilder gewünscht, wie sie in den Teilen Sachsen-Anhalt und Schlesien gegeben wird.

Der Teil Schlesien, der im Wesentlichen auf der Dissertation und fortgesetzte Arbeiten der Autorin Angela Ehling beruht und dadurch am stärksten "aus einem Guss" ist, enthält 5 Kapitel auf 54 Seiten. Hervorzuheben ist die hier – wie auch im Teil Sachsen-Anhalt – konsequent durchgehaltene exakte Angabe der Datenbasis für alle Analysen einschließlich Dünnschliffuntersuchungen.

Bei der Gesamtgestaltung des Bandes gefallen neben der guten Illustration die Orientierungshilfen wie die farbliche Markierung der drei Teile. Insgesamt kann man diesen Band allen Sandstein-Befassten und -Interessierten warm empfehlen; dazu sollte man auch den Einführungsband zur Hand nehmen, insbesondere wenn man in der Analytik nicht so zu Hause ist. Wie bei derartigen Sammelbänden fast nicht zu vermeiden, fallen bei genauerem Hinsehen einige Ungereimtheiten auf, z. B. hinsichtlich der Stratigraphie oder der einheitlichen Verwendung von Begriffen. Freuen wir uns auch auf die folgenden Bände, die mit Sicherheit hinsichtlich Vereinheitlichung und Verständlichkeit von der Erfahrung mit diesem Band noch profitieren werden.

Gerda Schirrmeister

	INHALT (Fortsetzung)	CONTENTS (continue)	Seite	
Gerhard Hotzan	Die Formierung und Entwicklung des Chemismus natürlicher Grundwässer, ihre Widerspiegelung in hydrogeo- chemischen Genesemodellen sowie ihre Klassifizierung auf hydrogeo-chemisch-genetischer Grundlage	Forming and development of chemism of natural groundwater, their reflection in hydrogeochemical genesis models and classification on hydrochemical genetic base	77 – 91	
Stephan Hannappel, Beate Schwerdtfeger & Franka Koch	Ermittlung grundwasserbeeinflusster oberirdischer Gewässer in Mecklenburg-Vorpommern	Identification of groundwater influenced waterbodies in Mecklenburg-West Pomerania	93 - 105	
Hans-Dieter Krienke & Karsten Obst	Raben Steinfeld und die Eiszeit: Landschaftsentwicklung und geologische Sehenswürdigkeiten südöstlich von Schwerin	Raben Steinfeld and the ice age: landscape evolution and geosites south-east of Schwerin	107 – 123	
Christoph Kunkel, Tony Baudis & Sixten Bussemer	Die Rügböden als spezifische Tieflandsphänomene in ihrer Typusregion – ein Feldreport	The group of Ruegsoils as a low-land phenomenon in its primary region – field report	125 – 129	
	Aus dem Landesamt	From the Geological Survey		
	Leitung der Abteilung Geologie des LBGR neu besetzt	New head of department of geology at the LBGR	92	
	Kurzmitteilungen	Short news		
Johannes H. Schroeder & Jaqueline Strahl	Ursula und Rolf Striegler in die Ehrenchronik der Stadt Cottbus aufgenommen	Ursula und Rolf Striegler were admitted to the chronicle of hono- ur of Cottbus	106	
Hans Ulrich Thieke	Geowissenschaftler in Berlin-Brandenburg 22. Jahreshauptkolloquium und -exkursion 2011 in die Calauer Schweiz	Main colloquy and excursion of the year 2011 – theme and visited area: Calauer Schweiz	124	
Rainer Schulz & Heidemarie Sitschick	Os bei Pinnow (Landkreis Spree-Neiße) entdeckt!	Newfound eskar near Pinnow (Spree-Neiße)!	130 - 131	
	Buchbesprechungen	Book reviews		
Thomas Höding	Mineralfundorte und ihre Minerale in Deutschland	Mineral collecting locations in Germany	132	
Gerda Schirrmeister	Bausandsteine in Deutschland, Band 2: Sachsen-Anhalt, Sachsen und Schlesien (Polen)	Building-Sandstones in Germany. Volume 2: Saxony-Anhalt, Saxony and Silesia (Poland)	133	

Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge

Autorenhinweise

Die Zeitschrift "Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge" widmet sich geologischen, lagerstättenkundlichen und bergbaulichen Themen von Brandenburg und Berlin sowie dem neuesten Forschungsstand in den geowissenschaftlichen Disziplinen. Die eingereichten Beiträge sollen diesem Profil entsprechen. Es werden Originalarbeiten und wissenschaftliche Informationen veröffentlicht, die noch nicht andernorts publiziert wurden. Die Redaktion behält sich das Recht vor, Manuskripte zur Überarbeitung an die Autoren zurückzusenden.

Ihre Manuskripte senden Sie bitte in digitaler Form (CD) an das Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Redaktion z. Hd. Frau Dr. Jaqueline Strahl (Tel.: 0355-48640-0), PSF 10 09 93, 03009 Cottbus oder per e-mail an: Jaqueline.Strahl@lbgr.brandenburg.de. Weitere Anfragen richten Sie bitte ebenfalls an die obige Adresse.

Manuskript

- Der Umfang des Manuskripts sollte zehn Seiten (A4, 1,5 zeilig) nicht überschreiten. Wissenschaftliche Kurzinformationen sind einschließlich der Abbildungen auf maximal fünf Seiten zu bemessen.
- Jedem Beitrag ist eine kurze deutsche und englische Zusammenfassung beizufügen.
- Bitte übersetzen Sie den Titel des Beitrags, die Unterschriften der Abbildungen, Tafeln und Tabellen ebenfalls ins Englische.
- Die Textdateien sollten unformatiert sein und in Word abgefasst werden (Schrift: Times New Roman 10 pt).
- Absätze bitte mit einer Leerzeile trennen.
- Word-Dokumente bitte nicht mit integrierten Abbildungen liefern, d. h. Text und Abbildungen immer in separaten Dateien einschicken!

Abbildungen

- Wir empfehlen, die Anzahl von bis zu 7 Abbildungen je Beitrag nicht zu überschreiten.
- Zur Beschriftung in den Abbildungen verwenden Sie bitte die Schriftsätze "Times New Roman" oder "Arial".
- Jede Abbildung ist separat mit Nummer und Autorennamen zu kennzeichnen und als einzelne Datei zu liefern.
- Die Abbildungsunterschriften sind in einer gesonderten Datei beizugeben.
- Digital hergestellte Zeichnungen und Abbildungen sollten die Formate Adobe Illustrator CS3 (.ai), Corel-Draw X4 (.cdr) oder .eps aus vorgenannten Programmen haben, Fotos hochauflösendes (mindestens 300 dpi!) TIFF (.tif)- bzw. JPG (.jpg)-Format, andere nach Absprache. Das Originalformat bitte immer mitschicken!

Tabellen

• Tabellen bitte mit einem Tabellenprogramm schreiben (Word, Excel).

Zitierweise

Im Text:

- WUNDERLICH (1974) bzw. (WUNDERLICH 1974) oder
- PILGER & STADLER (1971) sowie NÖLDEKE, SCHWAB et al. (1977)
- Im Literaturverzeichnis:
- BUBNOFF, S. v. (1953): Über die Småländer "Erdnaht". Geol. Rdsch. 41, S. 78 90, Stuttgart
- NIESCHE, H. & F. KRÜGER (1998): Das Oder-Hochwasser 1997 Verlauf, Deichschäden und Deichverteidigung.
 Brandenburg. geowiss. Beitr. 5, 1, S. 15 22, Kleinmachnow
- FAUTH, H., HINDEL, R., SIEWERS, U. & J. ZINNER (1985): Geochemischer Atlas Bundesrepublik Deutschland 1: 200 000. 79 S., Hannover (Schweizerbart)
- KRONBERG, P. (1976): Photogeologie, eine Einführung in die Grundlagen und Methoden der geologischen Auswertung von Luftbildern. 268 S., Stuttgart (Enke)

Autorennamen bitte in Kapitälchen schreiben, nicht in Großbuchstaben.

Autorenname(n): Akademischer Titel, Vorname, Name, und Anschrift der Institution oder gegebenenfalls die Privatanschrift, wenn gewünscht, auch e-mail-Adresse

Grundsätze zu Rechtschreibung und Zeichensetzung

Datum: Entweder 1. März 2011 oder 01.03.2011; **Einheiten**: 2 km, 50 % - Einheitszeichen mit Zwischenraum zwischen Zahl und Zeichen verwenden; **Euro**: ausschreiben; **Rechenzeichen**: 6 + 2 = 8 - mit Zwischenraum zwischen Zahl und Rechenzeichen, ebenso </> mit festem Leerzeichen vor der Zahl **ABER** -2 - Vorzeichen vor der Zahl ohne Zwischenraum; **Mehrstellige Zahlen**: 5 350 Gliederung von der Endziffer aus durch Zwischenraum in dreistellige Gruppen; **Schrägstrich**: 2010/11 - ohne Zwischenraum; **Gedankenstrich**: 1999 – 2011 Gedankenstrich für "gegen" und "bis"; **Festabstände**: z. B., u. a. - Abkürzungen mit Zwischenraum

Die Zeitschrift "Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge" des Landesamtes für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg wird seit 1994 herausgegeben

Bisher sind erschienen:

ei sinu ei schiene	11.			
1994, Heft 1,	128 S.,	51Abb.,	14 Tab.	Zur Quartärgliederung
1995, Heft 1,	144 S.,	83Abb.,	15 Tab.	
1995, Heft 2,	96 S.,	37 Abb.,	5 Tab.	Neotektonik in Mitteleuropa
1996, Heft 1,	160 S.,	100Abb.,	9 Tab.	Geotope
1997, Heft 1,	96 S.,	57 Abb.,	2 Tab.	Ehrenkolloquium für Dr. G. Schwab
1997, Heft 2,	96 S.,	61 Abb.,	14 Tab.	-
1998, Heft 1,	84 S.,	74 Abb.,	4 Tab.	Standsicherheit Flußdeiche
1998, Heft 2,	84 S.,	35 Abb.,	10 Tab.	
1999, Heft 1,	116S.,	55 Abb.,	15 Tab.	Geopotentiale
1999, Heft 2,	80 S.,	34 Abb.,	5 Tab.	Lithofazieskartenwerk Quartär (DDR)
2000, Heft 1/2,	196 S.,	121 Abb.,	23 Tab.	Quartär, Inlandeistheorie
2001, Heft 1,	48 S.,	6 Abb.,	8 Kt.	Neogeodynamica Baltica
2002, Heft 1/2,	156 S.,	77 Abb.,	29 Tab.	
2003, Heft 1/2,	202 S.,	157 Abb.,	22 Tab.	Airborne Laserscanning
2004, Heft 1/2,	184 S.,	82 Abb.,	17 Tab.	Geothermie, Stratigraphie des Känozoikums
2005, Heft 1/2,	180 S.,	120 Abb.,	15 Tab.	
2006, Heft 1/2,	176 S.,	118 Abb.,	19 Tab.	Regionalgeologie, ausgewählte Geopotenziale
2007, Heft 1	98 S.,	59 Abb.,	11 Tab.	
2007, Heft 2	112 S.,	83 Abb.,	25 Tab.	Sonderheft: Rohstoffbericht Brandenburg
2008, Heft 1/2	170 S.,	108 Abb.,	27 Tab.	
2009, Heft 1/2	111 S.,	61 Abb.,	9 Tab.	
2010, Heft 1/2	130 S.,	86 Abb.,	9 Tab.	

Geologische Karten zum Land Brandenburg (Auswahl)

Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000

- Geologische Grundkarte (GÜK 300); 15,00 €

- Tiefenlinienkarte der Zechsteinoberfläche (GK 300 Z-OK); 10,00 €

Bodenübersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000, Bodengeologische Grundkarte (BÜK 300); 13,00 €

Karte der oberflächennahen Rohstoffe Steine und Erden des Landes Brandenburg 1 : 300 000 (KOR 300), 2. überarb. Aufl.; 20,00 €

Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 100 000 mit Beiheft (Kreiskarten)

Landkreis Uckermark; Landkreise Elbe-Elster, Oberspreewald-Lausitz; Landkreis Teltow Fläming; Landkreis Potsdam-Mittelmark, kreisfreie Stadt Potsdam, kreisfreie Stadt Brandenburg a. d. Havel; Landkreis Havelland; Landkreis Spree-Neiße; Landkreis Prignitz; Landkreis Ostprignitz-Ruppin; Landkreis Oberhavel; je 8,00 €

Geologische Karte von Berlin und Umgebung 1:100 000

- Geologische Grundkarte (GÜK 100); 8,00 €
- Karte ohne Quartär mit Darstellung der Tiefenlage der Quartärbasis (GKoQ); 13,00 €

Geologische Karte des Landes Brandenburg 1 : 50 000, Blatt L 3752 Frankfurt (Oder) / Słubice; 12,00 €

Bodengeologische Karte 1 : 50 000 (BK 50), Blatt L 3744 Potsdam; 10,00 €

Hydrogeologische Karte 1: 50 000 (HYK 50), je Blatt-Nr. 3 Teilkarten:

· Hydrogeologische Schnitttafel (HYK 50-S)

- · Karte der oberflächennahen Hydrogeologie (HYK 50-1)
- · Karte des weitgehend bedeckten Grundwasserleiterkomplexes GWLK 2 (HYK 50-2)
- Blatt L 3744 Potsdam liegt gedruckt vor, je Teilkarte 15,00 €

Alle weiteren Blatt-Nr. werden als Kartenplots, je Teilkarte zu einer Gebühr von 10,00 € herausgegeben.

Rohstoffgeologische Karte 1 : 50 000, Karte der oberflächennahen Rohstoffe (KOR 50), flächendeckend für das Land Brandenburg, je Kartenplot 15,00 €

Atlas zur Geologie von Brandenburg 1 : 1 000 000, 4. Aufl.; 25,00 € Weitere thematische Karten sowie ältere Unterlagen sind im Archiv des LBGR auf Anfrage verfügbar. Ein vollständiges Vertriebsverzeichnis können Sie im LBGR anfordern.

Zu beziehen über:

Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Vertrieb: Telefon: (0355) 48640-0, Telefax: (0355) 48640-510 e-mail: lbgr@lbgr.brandenburg.de, Internet: www.lbgr.brandenburg.de

