

| | | | | |
|------------------------------|---------|----------------|------------|-------------------|
| Brandenburg. geowiss. Beitr. | Cottbus | 18 (2011), 1/2 | S. 29 – 70 | 101 Abb., 53 Zit. |
|------------------------------|---------|----------------|------------|-------------------|

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

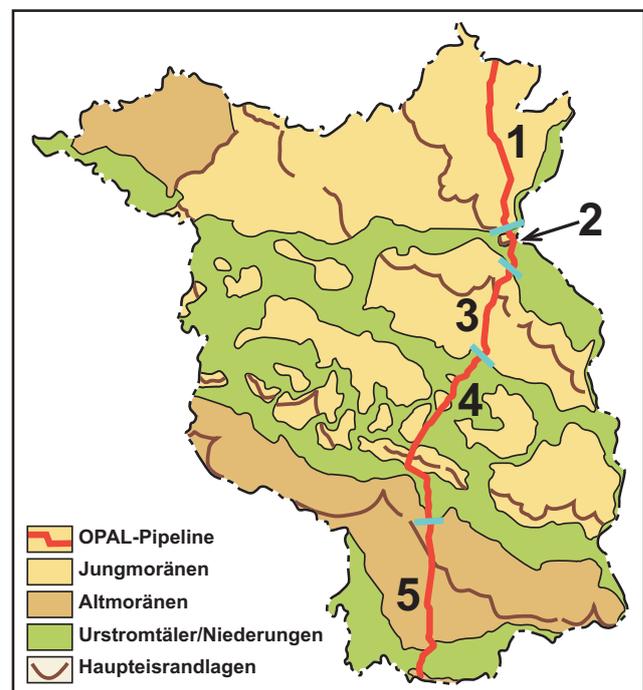


Abb. 1: Geologisch-morphologisches Schema Brandenburgs. Eingetragen sind der Verlauf der OPAL-Trasse (rot) und die in den nachfolgenden Kapiteln beschriebenen Abschnitte

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 Eisrandlagen 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 (DREGER 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 Vorschütt-sedimenten, angetroffen wurde. Der Till ist über weite Strecken massiv 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 massiv 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 Klüftflächen 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 Klüftflächen 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-Wechselagerungen) und sind nach ihrer stratigraphischen Position im Hangenden des Tills als Nachschüttimente 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-, Kies- und 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)



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-Hohengüstow area (photo: O. JUSCHUS)

limnische Sedimentation über Toteis, bildete sich nach dessen Auflösung eine Hohlform, die zunächst eine Sedimentationsfalle für Solifluktion und Ablation 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,

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 Neuendorf 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 eingeschleppte 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 Vorschüttimente 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. SCHLAACK)

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



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 Bänderschuffe 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 Bänderschuff 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)

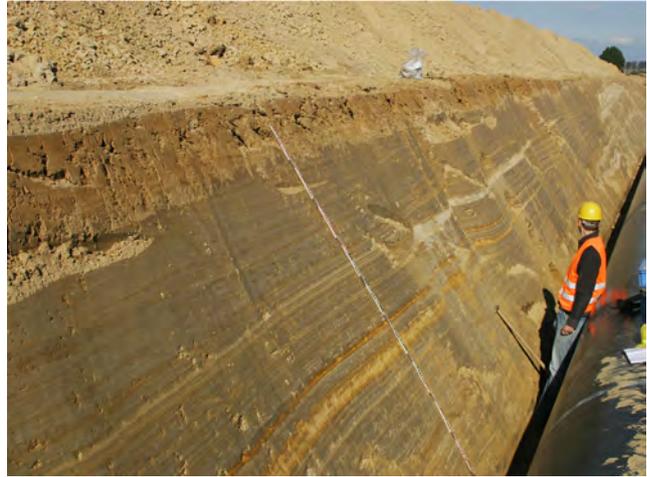


Abb. 14: 3 m mächtige Folge von Bänderschlufl/-ton über Till im Eisstaubecken, westlich von Crussow (33 U 0437445, 5871712) (Foto: N. SCHLAAK)

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



Abb. 13: Getrepte 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)



Abb. 15: Durch einen oszillierenden Gletscher überfahrenes glazilimnische 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)

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 Bänderschluflfen überlagert werden, zeigt eine mehrphasige Entwicklung des Beckens an. Ineinander gleitende Schichtpakete belegen Störungen im Sedimentationsgleichgewicht. Antithetische Ab-

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 glazilimnische 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 glazifluvial 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 Torfaufgabe 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 x 2,4 x 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: Größter 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)



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)

1.3 Bodenkundliche Ergebnisse im Überblick

Auf den glazialen 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-ZUIKOW 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. 20: Feuchtschwarzerde aus glazilimnischem 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 „Tailenbereich“ 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

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 aufgedigelt 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 glazifluviatilen 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 (background). 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: fluvial sand at the base is overlain by peat (black), a series of limnic fine sands and silts, that contain abundant molluscs and flood loam (photo: O. JUSCHUS)



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)

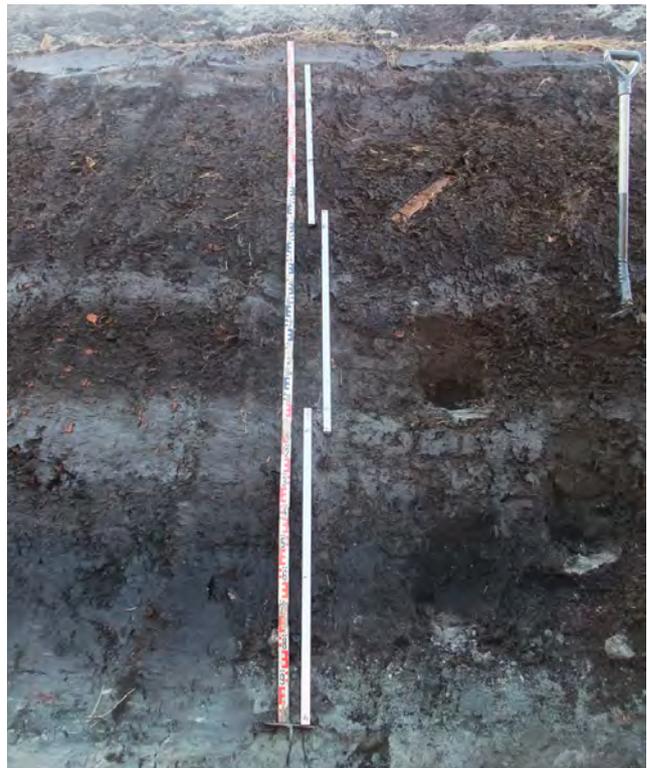


Abb. 31: Überlappende Beprobung für die Pollenanalyse eines Torf-/Schluffmuddeprofils am Nordrand der Neuenhagener Oderinsel (33 U 0437997, 5856275) (Foto: N. SCHLAAK)

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 Altgletzen 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 grobsandig-kiesigen, 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 Altgletzen 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 Altgletzen 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 Altgletzen, 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 Altgletzen. Coarse sands and gravels are overlying fine sands. Measured flow direction to the northeast (photo: N. SCHLAAK)



Abb. 33: Grobklastische Rinnenfüllung nördlich von Altgletzen (33 U 0438660, 5854832) (Foto: N. SCHLAAK)

Fig. 33: Channel filled with coarse gravel north of Altgletzen (photo: N. SCHLAAK)

Bralitz erst vor wenigen Jahren freigelegten Blockpackung. 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 weichelspätglazialen begrabenen Bodens, hier als Nassboden ausgeprägt, liegt am südlichen Rand zur Krebssee-Rinne. Mit Querung dieser Rin-



Abb. 34: Eiskeilpseudomorphose in glazifluvialen 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)



Abb. 37: Spornartige Auftragung 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)

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 Bänderschluße 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

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 verbrauchten 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-Altgau 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 Höhengniveau 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 Schiefen (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 glazifluvialen 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) oberflächlich 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 Auftragungen 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 Auftragungen 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)

hängenden 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. 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. 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. 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 Eiskeilpseudo-morphosen 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 Vorschütt-sedimente 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 Vorschüttimente 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 Kiesande 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 Vorschüttimenten 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 Quarzsandbänder) 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-Hohenstein area (photo: O. JUSCHUS)



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)



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)

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 glazifluvialer 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.

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)*



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)*

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 glazifluvialen 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-

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 Stauungsaspekt 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 wechsell-spätglaziales Einsetzen vermutet wird, scheint ein größerer Teil der Mudden durch Mühlenstau (Namensgebung) verursacht und damit jüngerer 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 Höhengniveau 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 Höhengniveau 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 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 Tillen (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 Urstromtals 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 Urstromtals 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 großdimensionierter 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 Groß 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 Groß 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)



Abb. 65: Syntsedimentäre Deformationen in Urstromtal-sanden nördlich von Gräbendorf (33 U 0411769, 5789539) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 65: Syntsedimentary deformation structures in ice marginal valley sands north of Gräbendorf (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 post-sedimentäre 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 syntsedimentäre 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. 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. 69: Horizontalgeschichtete Urstromtalsande, die kryoturbierte 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 coarse-grained sands of the Baruth ice marginal valley. East of Jetsch, municipality of Kasel-Golzig (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.

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 kryoturbierte, 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 Urstromtals 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)



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

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

bemergel). Der Till ist normal konsolidiert; die Lagerungsdichte wurde mit $2,2 \text{ kg/cm}^2$ 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 Vorschütsande 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 Egisdorfer Bergen, unterscheiden sich von den weiter nördlich gelegenen Platten durch das großflächige Fehlen der weichselzeitlichen Tilldecke. Während der Till auf den Egisdorfer 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 Vorschütsande schwankt stark. Vor allem auf den Egisdorfer Bergen aber auch auf der Pätzer Platte wurden wiederholt die Sedimente im Liegenden der Vorschütsande aufgeschlossen. Oft handelte es sich um Till (Unterer Geschiebemergel im Sinne der preußischen geologischen Kartierung); es wurden aber auch glazilimnische und glazifluviale Ablagerungen angetroffen. Auffällig waren die zum Teil kräftigen Lagerungsstörungen dieser Absätze. Da die überlagernden Vorschütsande über weite Strecken ungestört sind, sind die Stauchungen



Abb. 72: Weichselzeitlicher Till, der deformierte Beckensedimente und älteren Till direkt überlagert. Egisdorfer Berge (33 U 0402631, 5777504) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 72: Deformed glaciolimnic sediments and older till are directly overlain by Weichselian till. Egisdorfer Berge, west of Teupitz-Egisdorf (photo: O. JUSCHUS)

in den meisten Fällen nicht durch den jüngsten, weichselzeitlichen Eisvorstoß verursacht worden. Dennoch überlagerte lokal, z. B. westlich von Egisdorf 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-Eggsdorf. 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-Eggsdorf. 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-Eggsdorf (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-Eggsdorf (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 überla-

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

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



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 weichspätglazialen 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-

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 Jüngerem 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 glazifluviale und hangende fluviatile Sandkörper. Die Zuordnung im Gelände erfolgte nach den gleichen Kriterien wie am Spreemäander Hangelsberg (Korngröße, Schichtung, Braunkohlgehalt, 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 glazifluviale Sande direkt oder lediglich mit geringer fluviatiler Überdeckung oberflächlich 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



Abb. 78: Altlauf der Spree nördlich von Spreenhagen-Stübchen (33 U 0418589, 5802176)
(Foto: O. JUSCHUS)

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



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)



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.

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 Priewrow 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 weichelspätglazial 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 begrabene 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 Urstromtäälern 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 verbrauchten 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).

5. Der Aufschluss entlang der OPAL-Pipeline im Altmoränenland südlich des Baruther Urstromtals

5.1 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 Becken- und 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 glazifluviale 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 Vorherrschenden fluvialer 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 Überblick

5.2.1 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. Vereinzelt 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. 86: Durch Überschiebungen gestörte Schmelzwasser-sande 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. 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)



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)

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.

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-

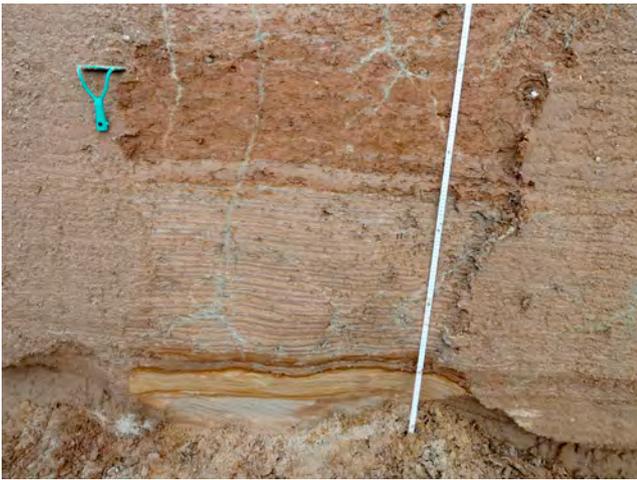


Abb. 88: Bänderton im Liegenden des drenthezeitlichen Tills bei Finsterwalde-Dröbzig (33 U 0408456, 5717279) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 88: Varved clays below a Drenthian till at Finsterwalde-Dröbzig (photo: O. JUSCHUS)



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)



Abb. 89: Auskeilen des drenthezeitlichen Tills und der liegenden Bändertone südlich von Finsterwalde-Dröbzig (33 U 0408442, 5717145) (Foto: O. JUSCHUS)

Fig. 89: Drenthian till and laminated clays that wedge towards the sandy ridge Dröbiger 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 massiv 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-Dröbzig wurden gut ausgebildete Bändertone über eine Strecke von mindestens

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-Dröbzig 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)



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)

Während das Tertiär sonst in den Niederungsräumen prozentual zurücktritt, wird der südlichste Beckenabschnitt an den Grünwalder Läuchen bei Lauchhammer-Grünwalde 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

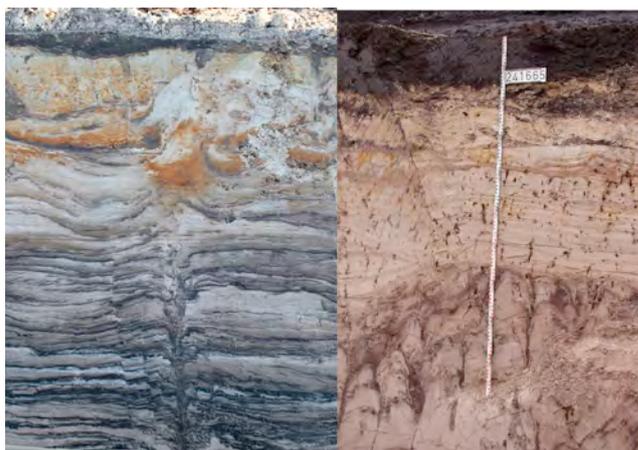


Abb. 93: Eiskeilpseudomorphosen und Tropfenböden in tertiären Sedimenten (33 U 0409352, 5735697) (Foto: A. BAURIEGEL)

Fig. 93: Ice wedge 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 weichelzeitliche 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)



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)

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 vereinzelt Kies. 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 verrotten 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. 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 periglazial-fluviatile 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 undisturbed 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 oberflächlich 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)

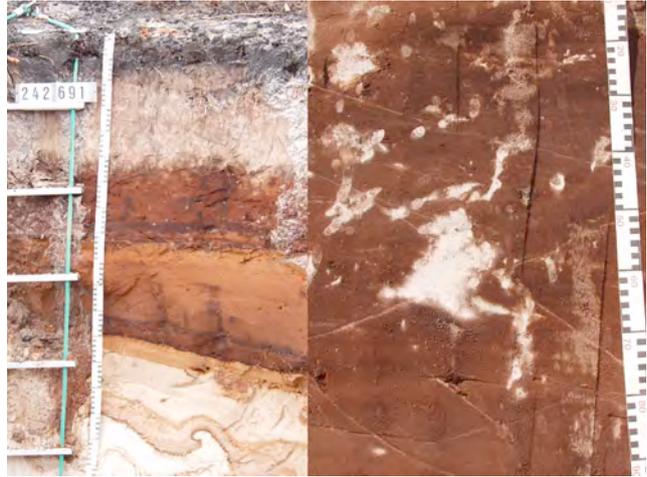


Abb. 100: Podsol aus tertiären Sanden (links), Bleichflecken in eisen-manganreichen tertiären Sanden (rechts) (33 U 0407760, 5720360) (Foto: A. BAURIEGEL)

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

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 Krausniker 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 Sandlössen sind allerdings als sehr geringmächtige Decke ausgebildet und erreichen lediglich in kleineren Hohlformen Mächtigkeiten von > 5 dm (Abb. 101).



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

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

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 wartheitlich geprägten Luckauer Becken intensive Stauchungen dokumentiert, während sich im südlichen drenthezeitlichen Gebiet Till, Staubeckensedimente und Schmelzwassersande mit allenfalls modera-

ten 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 Albelvisols, 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 underlying 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 Spezialkarte 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): Zerschlungung 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. VANDENBERGHE (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-ZUIJKOV, 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., KRBETSCHKE, 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 Urstromaltheorie). – 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
- SCHIRRMEESTER, 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