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

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

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

1. Einführung

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

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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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



Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes

Fig. 2: General geological map of investigation area

die Becken des Oderhaffs und des Greifswalder Boddens freitauten, wurde auch die Zieseniederung kurzzeitig als Schmelzwasserabflussbahn genutzt (s. Kap. 7). Nördlich davon dominiert ein sandig ausgeprägter Till die Bodenformen der Hochfläche um Wusterhusen. Den nördlichen Abschluss des Untersuchungsgebietes stellen die Ablagerungen des Lubminer Beckens dar. Die Wirkung weichselspätglazialer und holozäner äolischer Prozesse zeigt sich in der großen Verbreitung von Flugsanddecken und Dünen, wie z. B. in den großen Sandgebieten der Ueckermünder und Lubminer Heide (s. Abb. 2). Gebietsweise sind den Beckensanden massige oder gebänderte Schluffe und Tone zwischengelagert (KLIEWE 2004).

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

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

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



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

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

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

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



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



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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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





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



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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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



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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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



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

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

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



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

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

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

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

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

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



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

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

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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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



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

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

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

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

Zusammenfassung

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



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

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

Summary

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

Danksagung

Die WINGAS GmbH & Co. KG unterstützte die geowissenschaftlichen Arbeiten in Begleitung des Trassenprojektes nicht nur durch die Erlaubnis der regelmäßigen Aufschlussbefahrung, sondern förderte das Kartierungsprojekt zusätzlich mit einem Projektmittelfond, wofür die Autoren dem Unternehmen danken. Der Geologische Dienst möchte auch der Harress-Pickel-Consult AG (Sitz: Kassel, Bitterfeld) und der Nickel GmbH (Sitz: Bad Honnef) für die gute Kooperation während der ingenieurgeologischen Untersuchungen in der Planungsphase danken.

Literatur

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

- BRAMER, H. (1991): Das Jungmoränenland. In: BRAMER, H., HENDL, M., MARCINEK, J., NITZ, B., RUCHHOLZ, K., & S. SLOBODDA: Physische Geographie Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg, Sachsen-Anhalt, Sachsen, Thüringen. – S. 554 – 617, Gotha (Haack)
- BREMER, F. (2000): Geologische Übersichtskarte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 500 000, An der Oberfläche und am angrenzenden Ostseegrund auftretende Bildungen, 2. Auflage. – LUNG M-V (Hrsg.), Güstrow
- BREMER, F. (2004): Glaziale Morphologie. In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. – S. 284 – 291, Stuttgart (E. Schweizerbart)
- CEPEK, A. G. (1965): Die Stratigraphie der pleistozänen Ablagerungen im Norddeutschen Tiefland. – In: GELLERT, J. F. (Hrsg.): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR. – S. 45 – 65, Berlin
- DOBRACKA, E. (1983): Development of the lower Odra valley and the Wkra Forest (Ueckermünder Heide) lowland in the Late-glacial and the Holocene. – Petermanns Geographische Mitteilungen, Erg.-H. 282, S. 108 – 117, Gotha
- DSchG M-V (1998): Gesetz zum Schutz und zur Pflege der Denkmale im Lande Mecklenburg-Vorpommern. – GVO-Bl. M-V, S. 12, zuletzt geändert durch Art. 10 ÄndG vom 12.7.2010, GVOBI. M-V, S. 383, Schwerin
- ELBERT, J. (1907): Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen sowie in den angrenzenden Gebieten der Uckermark und Mecklenburgs während der letzten diluvialen Vereisung. – Jahresberichte der Geographischen Gesellschaft Greifswald 10, S. 161 – 221, Greifswald
- Historische Kommission für Pommern in Verbindung mit dem Vorpommerschen Landesarchiv Greifswald (1999): Die schwedische Landesaufnahme von Vorpommern 1692-1709. Ortsbeschreibungen, Bd. 3: Distrikt Wolgast Teil I: Nördlich der Ziese (Land Wusterhusen). – 150 S., Greifswald (Steinbecker Verlag Ulrich Rose)
- HURTIG, T. (1957): Physische Geographie von Mecklenburg. 252 S., Berlin
- JANKE, W. (1978): Schema der spät- und postglazialen Entwicklung der Talungen der spätglazialen Haffstauseeabflüsse. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Greifswald **27**, 1/2, S. 39 – 43, Greifswald
- JANKE, W. (1992): Ausgewählte Aspekte der jungweichselzeitlichen Entwicklung in Vorpommern. – In: BILLWITZ, K., JÄGER, K.-D., & W. JANKE: Jungquartäre Landschaftsräume. – S. 3 – 15, Berlin (Springer Verlag)

- JANKE, W. (2002): Zur Genese der Flusstäler zwischen Uekker und Warnow (Mecklenburg-Vorpommern). – Greifswalder Geographische Arbeiten **26**, S.39 – 44, Greifswald
- JANSEN, F. (1999): Standortsveränderung und Kohlenstoffbilanz der Zieseniederung. – Petermanns Geographische Mitteilungen **143**, 5/6, S. 387 – 400, Gotha
- JANSEN, F. & M. SUCCOW (2001): Ausgewählte Beispiele der "Anthropogenese" von Mooren Nordostdeutschlands – Ziese-Niederung. – In: Succow, M. & H. Joosten (Hrsg.): Landschaftsökologische Moorkunde, Kap. 7.3.2.5. – S. 443 – 452, Stuttgart (Schweizerbart)
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern. – Greifswalder Geographische Arbeiten 24, 208 S., Greifswald
- KATZUNG, G, MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., KRULL, P. & U.
 STRAHL (2004): Glaziale Deformationen. In: KATZUNG,
 G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. S.
 403 409, Stuttgart (E. Schweizerbart)
- KEILHACK, K. (1899): Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des Pommerschen Küstengebietes. – Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt **19**, S. 90 – 152, Berlin
- KLAUTZSCH, A. & O.V. LINSTOW (1915): Geologische Specialkarte von Preußen. Blatt: 1948, Wolgast. – Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin
- KLEBS, R. E. (1888): Geologische Specialkarte von Preußen, Blatt: 2549, Nechlin. – Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin
- KLIEWE, H. (2004): Weichsel-Spätglazial. In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. S. 243 251, Stuttgart (E. Schweizerbart)
- KLIEWE, H. & W. JANKE (1972): Verlauf und System der Marginalzonen der letzten Vereisung auf dem Territorium der DDR. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität., Math.-Nat. Reihe 21, 1, S. 31 – 37, Greifswald
- KLOSE, H. (1905): Die alten Stromtäler Vorpommerns, ihre Entstehung, ursprüngliche Gestalt und hydrographische Entwicklung im Zusammenhange mit der Litorinasenkung. – Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald 9, 88 S., Greifswald
- KLOSTERMANN, H. (1968): Die Bedeutung der Terrassen im Randowtal (im Abschnitt Schwedt/O.-Löcknitz) für die Rekonstruktion spätglazialer Abflussverhältnisse des "Notec-Oder-Urstromtales". – Geographische Berichte 49, S. 292 – 309, Gotha/Leipzig

- KRIENKE, H.-D. (2001): Karte der quartären Bildungen
 Oberfläche bis fünf Meter Tiefe, 1 : 200 000, Blatt Neubrandenburg/Torgelow. – Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin
- KRIENKE, H.-D. (2003): Neue Ergebnisse zu den Lagerungsverhältnissen des Quartärs im Stauchmoränenkomplex der Rosenthaler Staffel bei Jatznick. – Neubrandenburger Geologische Beiträge 3, S. 29 – 34, Neubrandenburg
- LANGER, L. (1963): Geologische Karte 1 : 25 000 für die Karte der an der Oberfläche anstehenden Bildungen im Maßstab 1 : 100 000, Blatt 1847, Wusterhusen und 1947, Hanshagen. – VEB Geologische Erkundung Nord, Schwerin
- LANGER, L. (1964): Geologische Karte 1 : 25 000 für die Karte der an der Oberfläche anstehenden Bildungen im Maßstab 1 : 100 000, Blatt 2549, Nechlin. – VEB Geologische Erkundung Nord, Schwerin
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & S. WANSA (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal) **56**, 1/2, S. 7 – 65, Stuttgart
- LNatG M-V Landesnaturschutzgesetz im Lande Mecklenburg-Vorpommern (1998): Gesetz zum Schutz der Natur und der Landschaft, § 20 Gesetzlich geschützte Biotope und Geotope. – GVOBI. M-V, S. 647, zuletzt geändert 23.2.2010, GVOBI. M-V S. 66, Schwerin
- MENG, S., BÖRNER, A., STRAHL, J. & H-J. THIEKE (2009): Biound lithostratigraphische Untersuchungen an fluviolimnischen Sedimenten aus dem Eem-Interglazial im unteren Peenetal (NO-Deutschland). – Brandenburg. geowiss. Beitr., 16, 1/2, S. 63 – 78, Cottbus
- MULLER, U. (2004): Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. – In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. – S 226 – 242, Stuttgart
- OBST, K. (2005): Der "Buskam" von Göhren/Rügen ein Riesenfindling aus Hammer-Granit. – Geschiebekunde aktuell **21**, S. 33 – 44, 68, Hamburg/Greifswald
- PERSSON, L. & P.-O. PERSSON (1997): U-Pb datings of the Hedesunda and Åkersberga granites of south-central Sweden. – GFF 119, S. 91 – 95, Stockholm
- PETERSS, K. (1985): Zur Spannungsanalyse von Geschiebemergeln. Beitr. Geophysik **94**, 4/6, S. 435 443, Leipzig
- RÜHBERG, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. – Z. geol. Wiss. **15**, 6, S. 759 – 767, Berlin

- RÜHBERG, N. & H.-D. KRIENKE (1977): Zur Geschiebeführung der Weichselgrundmoräne im westlichen Odermündungsgebiet. – Z. geol. Wiss. 5, 6, S. 805 – 813, Berlin
- RÜHBERG, N., SCHULZ, W., BÜLOW, W.V., MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., BREMER, F. & T. DANN (1995): Mecklenburg-Vorpommern. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands. – S. 95 – 115, Berlin-Stuttgart (Bornträger)
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. – Berliner Geographische Arbeiten 76, 145 S., Berlin
- SCHNEYER, B. (1964): Aufnahmebericht zur Geologischen Übersichtskartierung 1 : 100 000: Blätter 2248-Ducherow, 2247-Spantekow, 2147-Medow. – VEB Geologische Erkundung Nord, 48 S., 4 Anl., Schwerin (unveröff.)
- SCHOLZ, H. & K. OBST (2004): Einführung in die Geologie Skandinaviens. – Geographische Rundschau 2, S. 43 – 49, Braunschweig
- SCHULZ, W. (1965): Die Stauchmoräne der Rosenthaler Staffel zwischen Jatznick und Brohm in Mecklenburg und ihre Beziehung zum Helpter Berg. – Geologie **14**, 5/6, S. 564 – 588, Berlin
- SCHULZ, W. (1970): Abriß der Quartärstratigraphie Mecklenburgs. – Archiv d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg., N.F. 13, S. 99 – 119, Rostock
- SCHULZ, W. (1971): Die quartärgeologische Kartierung in den Bezirken Rostock, Schwerin und Neubrandenburg bis zum Jahre 1967. – Petermanns Geograph. Mitt. 115, 4, S. 307 – 315, Gotha
- STRAHL, J. (2009): Bericht zur pollenanalytischen Bearbeitung der Bohrungen Ig StpWo 6/007, 8/007 und 9/007, Peenetalquerung OPAL-Trasse, Land Mecklenburg-Vorpommern. – Bericht LBGR, 21 S., Kleinmachnow (unveröff.)
- Schwedische Matrikelkarte, Arealausrechnungen 1694 der Orte Ernsthof, Schalense, Pritzier und Wolgast. – www. svea-pommern.de
- TGL 25232/01-05 (1971): Fachbereichsstandard Geologie: Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. – Zentrales Geologisches Institut, Berlin
- TGL 25232/01-05 (1980): Fachbereichsstandard Geologie: Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. – Zentrales Geologisches Institut, Berlin
- WINGAS GmbH & Co KG (2010): http://www.wingas.de, Zugriff: 15.09.2010

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

Anschrift der Autoren:

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

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