

Exkursion E3: Die Seen- und Flussentwicklung in der Mecklenburgischen Seenplatte

SEBASTIAN LORENZ, NADINE DRÄGER, ULRIKE KIENEL, MARTIN THEUERKAUF & ACHIM BRAUER

Kartenempfehlungen: Geologische Übersichtskarten Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000 (GÜK 500), Karte: Oberfläche; Karte der quartären Bildungen 1:200.000 – Oberfläche bis fünf Meter Tiefe (ÜKQ 200), Blatt Güstrow.

Exkursionsziele

- Stop 1: Das fossile Seebecken der Dobbiner Plage nördlich Dobbertin: Entwicklungsgeschichte eines proglazialen Stauseebeckens vom Weichsel-Pleniglazial bis in die Gegenwart.
- Stop 2: Das Mildnitz-Durchbruchstal bei Kläden. Gekoppelte Entwicklung von Seebecken und erosiven Talabschnitten im Weichsel-Spätglazial und Frühholozän.
- Stop 3: Mittagessen in Krakow am See
- Stop 4: Der Tiefe See der Klocksiner Seenkette – Forschungen des virtuellen Helmholtz-Instituts ICLEA zur hochauflösenden Klima- und Landschaftsgeschichte Nordostdeutschlands

Kontaktdaten der Mitwirkenden

Dr. Sebastian Lorenz, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17489 Greifswald, E-Mail: sebastian.lorenz@uni-greifswald.de

Dr. Martin Theuerkauf, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17489 Greifswald, E-Mail: martin.theuerkauf@uni-greifswald.de

Dr. Ulrike Kienel, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17489 Greifswald, E-Mail: ukienel@gfz-potsdam.de

M. Sc. Nadine Dräger, Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, Telegrafenberg, 14473 Potsdam, E-Mail: nadine.draeger@gfz-potsdam.de

Prof. Dr. Achim Brauer, Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, Telegrafenberg, Haus C, D-14473 Potsdam, E-Mail: brau@gfz-potsdam.de

Unter Mitarbeit von:

Dr. Andreas Börner, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Straße 12, D-18273 Güstrow.

Dipl. Geoökol. Brian Brademann, Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum, Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam.

Dipl. Geogr. Alexander Fülling, Humboldt-Universität zu Berlin, Geographisches Institut, Unter den Linden 6, D-10099 Berlin.

Dr. Thomas Hübener, Universität Rostock, MNF/Institut für Biowissenschaften (IfBI), Universitätsplatz 1, D-18055 Rostock.

Dominique Niessner, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17489 Greifswald.

Dr. Georgiy Kirillin, Leibniz-Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei (IGB), Müggelseedamm 310, D-12587 Berlin.

Prof. Dr. Reinhard Lampe, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17489 Greifswald.

Dr. Jens Mingram, Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam.

Dr. Michał Slowinski, Polish Academy of Sciences (Torun) PAN - Institute of Geography and Spatial Organization IGIPIZ, Kopernika 19, PL-87-100 Toruń.

Dr. Birgit Plessen, Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam.

Dipl. LaÖk. Manuela Schult, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17489 Greifswald.

Dr. Izabella Zawiska, Polish Academy of Sciences Warsaw, Institute of Geography and Spatial Organization PAS, Department of Geoecology and Climatology, Twarda 51/55, PL-00-818 Warsaw.

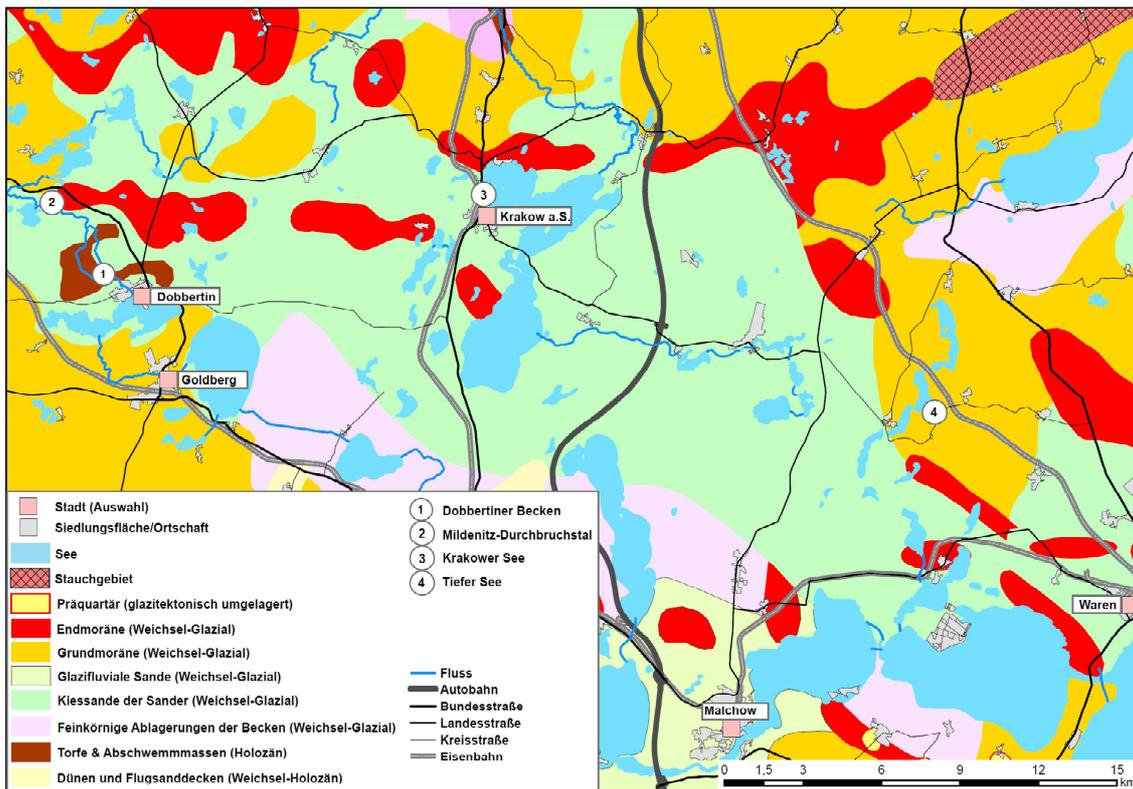


Abb. 1: Vereinfachte quartärgeologische Übersichtskarte des Exkursionsgebietes (nach BREMER 2000, Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1:500.000 Mecklenburg Vorpommern, Geologischer Dienst).

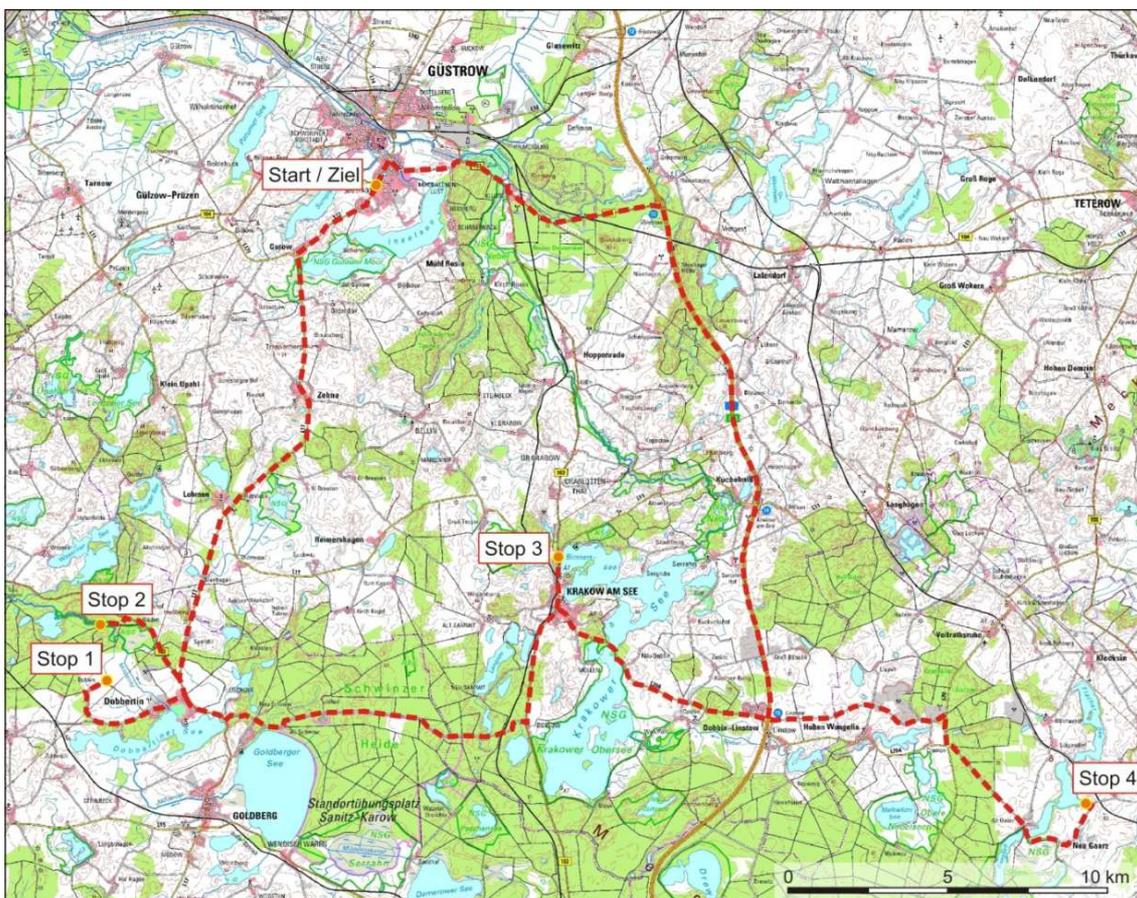


Abb. 2: Die Exkursionsroute durch die nördliche Mecklenburgische Seenplatte mit Güstrow als Ausgangs- und Zielpunkt (Grundlage Topographische Karte 1:100.000, Landesamt für Innere Verwaltung Mecklenburg-Vorpommern, GeoBasis-Daten M-V).

Einführung

Das Jungmoränengebiet Mecklenburg-Vorpommerns ist durch eine Vielzahl von Seen und Fließgewässern unterschiedlicher Dimension gekennzeichnet, die neben den Ostsee- und Boddenküsten einen ganz entscheidenden Anteil zum Landschaftsbild beitragen. Dieses, im geomorphologischen Sinn, unreife Gewässernetz ist in einem nordostdeutschen Seengürtel angeordnet, der sich von Nordwestmecklenburg in Richtung Südosten über die großen Oberen Seen in das Kleinseengebiet Südmecklenburgs und Nordostbrandenburgs erstreckt. Vielfach findet für diese Region der Begriff „Seenplatte“ Verwendung. Die nördliche Begrenzung des Seengürtels bildet der girlandenartig verlaufende Endmoränengürtel der Pommerschen Phase (W2), die südliche wird durch die deutlich lückenhafter verbreitete Frankfurter Randlage (W1F) gebildet.

Der Seengürtel erstreckt sich also über ein Gebiet, welches nahe der Eisrandlagen durch kuppige Moränenbildungen, ansonsten an der Oberfläche vorrangig durch glazifluviale und -lakustrine Bildungen gekennzeichnet ist. Nach jüngeren Vermessungen wurden in Mecklenburg-Vorpommern 2028 Standgewässer mit einer Mindestwasserfläche von einem Hektar registriert, deren Gesamtfläche mit 738 Quadratkilometern ca. 3,1 Prozent der Landesfläche ausmachen. Dabei sind es insbesondere die rund 1.500 Kleinseen mit weniger als zehn Hektar Größe und die etwa 60.000 Sölle (Kleinhohlformen) die landschaftsprägend sind. Den Kleinseen stehen ca. 170 große Seen mit Wasserflächen von mindestens 50 Hektar entgegen, von denen viele durch Fließgewässer verbunden sind (MATHES 2002, SEENPROGRAMM M-V 2015). Die Flüsse Warnow, Peene (Richtung Ostsee) und Elde (Richtung Nordsee) entwässern mit ihren Einzugsgebieten den Großteil der Landesfläche.

Das Gewässernetz des Jungmoränengebietes verdankt seine Anlage einem Wirkungsgefüge aus exarativer Tätigkeit des Inlandeises (Anlage großer Becken), glazihydrodynamischer Überprägung durch Schmelzwässer unter und vor dem Eis (subglaziale Rinnen, Talnetze) sowie einer teilweise über mehrere Jahrtausende anhaltenden Konservierung durch begrabenes und phasenhaft austauendes Toteis (NITZ 1984, JANKE 2004, BŁASZKIEWICZ et al. 2015). Eine Häufung von eem-zeitlichen Funden in der Nähe großer mecklenburgischer Seen (u. a. Schweriner See, Tollense-See) deuten auf eine Beckenpersistenz über mehrere Vergletscherungen hin (LUDWIG 1992, MÜLLER 2004).

Geomorphologisch hatte das subkutane Toteis insofern eine besondere Bedeutung, dass es bis in das Frühholozän Becken oder Täler neu entstehen ließ oder bis dahin ausgeprägte Entwässerungsstrukturen überprägte (LORENZ & SCHULT 2004, KAISER et al. 2007, BŁASZKIEWICZ et al. 2015). Anhand des limnischen Sedimentationsbeginns lassen sich die Alter von Seen in drei Gruppen unterteilen – Seebecken der Prä-Allerød-Generation (alte Becken, die bereits während des Rücktauens des Inlandeises existent waren und deshalb silikatreiche glazilimnische Ablagerungen enthalten), Seebecken des Bølling-Allerød-Komplexes (Hauptphase der Beckenentstehung durch massives Toteistauen, Basistorfe) sowie frühholozäne Seebecken (finale Toteistauen im Präboreal in gut drainierten Becken, Basistorfe).

Die Klassifizierung beruht vor allem auf geomorphologischen Untersuchungen im nördlichen Polen (BŁASZKIEWICZ 2005, BŁASZKIEWICZ et al. 2015), lässt sich anhand der verfügbaren sedimentologischen Befunde jedoch auch auf Norddeutschland übertragen (KAISER 2002, 2004, STRAHL 2005, LORENZ 2007, KAISER et al. 2012). Die holozäne Entwicklung der Gewässer ist dann durch die Herausbildung eines tributären Gewässernetzes, die Vermoorung in den großen Talungen im Wechselspiel mit der Ostsee-Entwicklung sowie durch die Sedimentation überwiegend karbonatischer Mudden in den Seen mit daraus resultierenden Verlandungserscheinungen gekennzeichnet (vgl. JANKE 2004, KAISER et al. 2012). Ab dem Spätmittelalter (13. Jahrhundert) ist von einer direkten Einflussnahme auf das Gewässernetz durch Aufstau, Melioration oder Kanalisierung auszugehen (BLEILE 2011).

Das Paläoseebecken nördlich von Dobbertin (Stop 1) repräsentiert ein Seebecken der Prä-Alleröd-Generation, in dem sich die Beckenentwicklung seit der Deglaziation der Frankfurt-Phase (W1F) morphologisch, sedimentologisch und paläoökologisch differenzieren lässt. Dessen pleniglaziale bis frühholozäne Becken- und Wasserstandsentwicklung wurde stark durch das Entwässerungsgeschehen der unmittelbar angrenzenden Frühpommerschen Eisrandlage (W2max) bestimmt.

Die Entstehung des Mildenitz-Durchbruchstals (Stop 2) an der Grenze vom Spätglazial zum Frühholozän im Bereich einer subglazialen Rinne markiert eine Zäsur für das Becken, denn das Gewässernetz stellte sich von einer südwärts gerichteten Speisung von der Eisrandlage in das Paläoseebecken von Dobbertin auf eine nordwärts gerichtete Entwässerung um. Damit vollzog sich der Anschluss eines südlich der Pommerschen Eisrandlage gelegenen Einzugsgebietes an das Ostsee-Einzugsgebiet.

Die Fließrichtungsumkehr der Mildenitz lässt sich an Flussterrassen und anhand von Delta-Schüttungen nachvollziehen. Am Beispiel des Tiefen Sees der Klocksiner Seenkette (Stop 4) soll die postglaziale Seenentwicklung und das breite methodische Spektrum zur Rekonstruktion der holozänen Klima- und Landnutzungsgeschichte verdeutlicht werden. Mit 62 m Maximalwassertiefe ist der Tiefe See der zweittiefste in Mecklenburg-Vorpommern und aufgrund seiner laminierten Seesedimente eines der Hauptuntersuchungsgebiete des virtuellen ICLEA-Institutes.

Neben sedimentbasierten Analysen an Littoral- und Profundalkernen wird hier seit März 2012 ein Monitoring meteorologischer Umweltdaten sowie limnologischer und detritischer Parameter durchgeführt (KIENEL et al. 2013). Das Verfolgen der rezenten Warvenbildung ermöglicht ein besseres Verständnis der holozänen Sedimentationsgeschichte im Tiefen See.

Stop 1: Das Paläoseebecken nördlich von Dobbertin

SEBASTIAN LORENZ

(unter der Mitwirkung von ANDREAS BÖRNER, DOMINIQUE NIESSNER, MICHAŁ SŁOWINSKI, IZABELLA ZAWISKA, MARTIN THEUERKAUF, ALEXANDER FÜLLING, MANUELA SCHULT und REINHARD LAMPE)

Exkursionspunkt: Paradieskoppel in der Dobbiner Plage

Koordinaten: 53°37'44" N, 12° 2'22"E

Einführung

Südlich der Eisrandlage des Frühpommerschen Vorstoßes (W2max) erstreckt sich in der Schwinzer Heide eine von der Mildenitz durchflossene Seenkette. Zu ihr gehören der Damerower See (47,4 m HN), abgelassen und verlandet der Große Serrahn (ehemals 47 m HN), der Goldberger See (46,3 m HN), der Dobbertiner See (44,9 m HN) und ebenfalls abgelassen und verlandet der vereinte Dobbiner und Klädener See (ehemals 42 m HN). Letztere tragen seit ihrer Drainage im späten 18. Jahrhundert den Namen Dobbiner und Klädener Plage und grenzen unmittelbar südöstlich an das Mildenitz-Durchbruchstal. Genetisch kann für diese Seen von Frühstadien während des Weichsel-Hoch- und -Spätglazials ausgegangen werden, die nach Verbreitung entsprechender Sedimente glazilimnische Großgewässer am proximalen Rand des Sanders auf einer Breite von etwa 25 km bildeten. Ihre Verbreitung zwischen dem Nordufer des Dobbertiner Sees bis östlich in die Nossentiner Heide markiert den Sammelpunkt der südwärts von der Pommerschen Eisrandlage abfließenden glazialen Schmelzwässer in glazilakustrine Becken, die als Ersatz eines Urstromtales auftraten und radial in Richtung Plauer See und Elde entwässerten (SCHULZ 1963). Aufgrund ihrer hypsographischen Lage kann für das Pleni- und Spätglazial eine bedeutend höhere Lage der Seespiegel postuliert werden (vgl. AHRENS 1913, SCHULZ 1963 und 1968, KAISER 1996).

Die Diskussion um die Chronologie der Deglaziation des nordostdeutschen Jungmoränengebietes wird durch die begrenzte Datenlage, die Abweichung der Datierungsmethoden untereinander und das zeitliche Spektrum der überregionalen Befunde erschwert. Für die Pommersche Haupteisrandlage (W2) ist in junger Vergangenheit ein ^{10}Be -Alter von $16,4 \pm 0,4$ ka ^{10}Be ka publiziert worden, welches nördlich von Berlin erhoben wurde (HEINE et al. 2009). Untersuchungen im polnischen Raum ^{14}C -datierten sie auf 15,2 ka BP (UŚCINOWICZ 1999; MARKS 2002). Es existieren ältere Datierungen im zentralen nördlichen Polen mittels Thermolumineszenz um 16,2 ka BP (WYSOTA et al. 2002). Die jüngsten publizierten Daten ordnen das finale Abtauen der Pommerschen Eisrandlage in Mecklenburg-Vorpommern auf der Grundlage von Expositionsaltern von Großgeschieben (^{10}Be) bei $15,6 \pm 0,6$ ka BP ein (RINTERKNECHT et al. 2014). Für die Maximalausdehnung des Pommerschen Stadiums (W2max) finden sich keine direkten Altersangaben. Der Rückzug vom Frankfurter Stadium (W1F, Poznań-Phase) wird von MARKS (2002) mit 18,4 ka BP angegeben. Als chronologisch abgesichert gelten der Beginn des Inlandeisrückgangs um 20 ka BP, sowie der vollzogene Rückzug des Inlandeises in das Ostseebecken um 14 ka BP (u. a. GÖRSDORF & KAISER 2001, MARKS 2002). Für das finale Abtauen der Mecklenburg-Phase bestimmten RINTERKNECHT et al. (2014) ein Mindest- ^{10}Be -

Alter von $13,7 \pm 0,6$ ka BP. Zwischen der Deglaziation der Pommerschen Haupteisrandlage und dem (datierbaren) glazilimnischen Sedimentationsbeginn in den vorgelagerten Becken erstreckt sich ein ca. 2000 Jahre umfassender Zeitraum, welcher nur an wenigen Lokalitäten sedimentologisch erfasst und datiert ist. Über das Spätglazial in Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg liefern diverse limnische und telmatische Profile Auskunft (KAISER 2001, STRAHL 2005, LAMPE et al. 2009, KAISER et al. 2012).

Zwischen der Ortslage Dobbertin im Süden und dem Mildenitz-Durchbruchstal im Norden erstreckt sich das Niederungsgebiet der Dobbiner und die Klädener Plage, welches durch sandige Kuppen durchragt und von der Mildenitz durchflossen wird (Abb. 3 und 4). Bis etwa zum Jahr 1798 existierte hier ein flacher See, in dem Kalkmudden sedimentierten, die seit seiner Drainage zusammen mit randlich verbreiteten Torfen als bodenbildende Substrate anstehen (GRUNERT 2002). In der WIEBEKING'schen Karte (1786) ist dieser See in seiner ursprünglichen Form verzeichnet. Während die Dobbiner Plage heute landwirtschaftlich als Dauergrünland genutzt wird, ist die Klädener Plage vernässt und mit Schilf bewachsen. In den 1970er Jahren wurde das Grünland der Dobbiner Plage umfassend melioriert, dennoch war die landwirtschaftliche Nutzung weiterhin beträchtlichen Einschränkungen unterworfen (LORENZ 2007). Nur im Bereich der Plagen (40-41 m HN) stehen die Kalkmudden oberflächlich an und sind bodenbildend. Als Typusboden der Dobbiner Plage benennt GRUNERT (2002) einen Pseudogley-Gley in Relikt-Gyttja (Aa/erFr-Go/erFr-Sd-Go/IIerFr-Gro/IIGr), für die Klädener Plage ist ein Anmoorgley in Kalkmudde (eGo-eAa/erFr-Gor/Gr) typisch. In den angrenzenden Arealen sind die Kalkmudden unter holozänen, stark mineralisierten Torfen und Sanden verbreitet (Abb. 4).

Die limnischen Sedimente der Dobbiner Plage werden von sieben Kuppen aus glazifluvialen Sanden durchragt, die ehemalige Inseln darstellen und alle in Niveaus zwischen 43-44 m HN gelegen sind. Das Vorkommen von Kalkmudden auf der Paradieskoppel, einer Insel am Ostrand der Dobbiner Plage, lässt eine Niveauangleichung der Inselkerne durch Abrasion vermuten. Auf anderen Kuppen konnten derartige Sedimente nicht nachgewiesen werden. Die limnischen Sedimente bestätigen zugleich einen Wasserstand des Dobbiner Sees deutlich über 44 m HN, der die exponierte Ablagerung von Kalkmudden ermöglichte und auch höher gelegene und heute vermoorte Bereiche einbezog. Die Verbreitung der limnischen Sedimente und die Höhenlage der Inselkerne korrelieren mit der Höhe der spätglazialen 5 m-Terrasse im Mildenitz-Durchbruchstal, die am östlichen Taleingang bei 44,1 m HN ansetzt und in Richtung der Plagen einfällt (LORENZ & SCHULT 2004). Die ältesten archäologischen Funde auf den Inselkuppen sind uncharakteristische Abschlüge urgeschichtlich unbestimmten Alters (BLEILE 2008).

Im Jahr 2011 wurde das Paläoseebecken nördlich von Dobbertin auf einer Länge von 2,5 km durch den Graben der NEL-Erdgasleitung gequert. Dieser Aufschluß erreichte bis zu vier Meter Tiefe und bot mit ausgezeichneten Aufschlussverhältnissen detaillierte Einblicke, nicht nur in die Beckensedimente, sondern auch in die liegende glazigene bzw. glazifluviatile Beckenbasis. Zahlreiche Profile wurden von Mitarbeitern des Geologischen Dienstes (LUNG M-V) und der Universität Greifswald (EMAU) für Datierungszwecke sowie sedimentologische und paläoökologische Analysen beprobt (NIESSNER 2013).

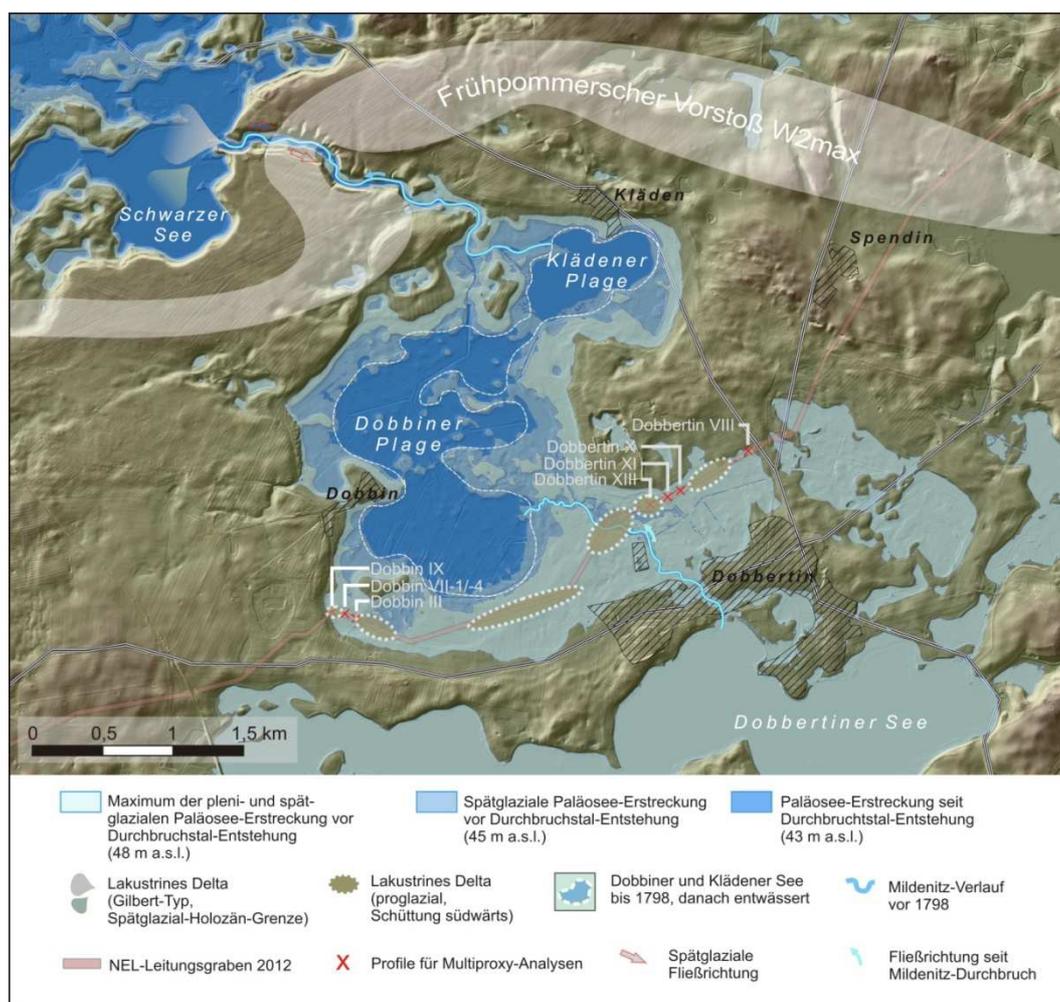


Abb. 3: Übersichtskarte zu Gewässerstadien und Verlauf der NEL-Erdgastrasse mit geomorphologischen Besonderheiten und Leitprofilen (Grundlage Digitales Geländemodell 1:5000, Landesamt für Innere Verwaltung Mecklenburg-Vorpommern, GeoBasis-Daten M-V).

Das westlich der Mildenitz gelegene Teilbecken wurde als „Dobbiner Becken“, das östlich davon gelegene als „Dobbertiner Becken“ bezeichnet. Die Fragestellungen betrafen die chronologische Einordnung des Beckens, sowie dessen paläoökologische und hydrologische Entwicklung im Zusammenhang mit der Entstehung des Mildenitz-Durchbruchstals. Wie die Karte der Kalkmuddemächtigkeiten (Abb. 4) bereits vermuten ließ, war der Beckenboden aufgrund von Toteiseinfluss wellig ausgebildet, so dass die lakustrinen Ablagerungen stark variierende Mächtigkeiten aufwiesen. Diese verteilten sich im Leitungsgraben auf 17 Senken mit Durchmesser zwischen 30-100 m, die durch Schwellen aus Kiessanden oder Geschiebemergel abgegrenzt wurden (Abb. 5, 6A und 6C, NIESSNER 2013). Die Schichtfolgen innerhalb der Becken lassen sich wie folgt generalisiert in mehrere Phasen untergliedern und modellhaft darstellen (vgl. Abb. 4, 7). Die älteste im Leitungsgraben aufgeschlossene Ablagerung ist ein lokal aufragender dunkelgrauer, ungeklüfteter Geschiebemergel, der sich über sein Kleingeschiebespektrum der Brandenburg/Frankfurt Phase (W1) zuordnen lässt. Stratigraphisch folgen darüber glazifluviale Kiessande, die als Nachschüttsande der Brandenburg Phase gedeutet werden (Abb. 7A). Indiz dafür sind erste OSL-Alter, welche die Schicht um 20 ka BP datieren. In direktem Kontakt zum Geschiebemergel zeigen sie starke Eisenausfällungen durch Hydromorphie. Aufgrund der begrenzten Grabentiefe (3,5-4,0 m) und dem stark welligen

Verlauf der glazigenen Beckenbasis waren diese Kiessande nur lokal und in geringer Mächtigkeit aufgeschlossen.

Hangend folgen glazilimnische Sande mit deutlicher und vielfältiger Schichtung, deren Ablagerungsbedingungen räumlich variierend sowohl als glazilakustrin, als auch glazifluvial eingeschätzt werden. Sie werden als Sediment der nach Süden entwässernden Eisrandlage des Frühpommerschen Vorstoßes angesehen (Abb. 7B). In ihnen sind zahlreiche Periglazialstrukturen entwickelt, welche die Schicht als phasenweise trockenfallende, ehemalige Oberfläche unter Permafrosteinfluss charakterisieren. So finden sich neben zahlreichen kryoturbaten Schichtdeformationen und Frostrissen diverse Eiskeilpseudomorphosen in Sanden (Abb. 5B-E, 6E-G), deren Füllungen mittels OSL nur ungenau in den Zeitraum Weichsel-Hochglazial bis Pleniglazial datiert wurden (um 18 ka BP). Die Oberfläche zeigt durch Toteistauen einen ebenfalls stark welligen Verlauf, der für die Erhaltung und Verbreitung der hangenden lakustrinen und telmatischen Sedimente von großer Bedeutung ist (Abb. 6A).

Der Übergang in Seesedimente und basale Torfe vollzieht sich scharf und ist nur in den tiefer liegenden Toteissenken ungestört erhalten. Er markiert den allmählichen Übergang von einer flachwelligen terrestrischen Oberfläche in ein Seebecken (Abb. 7C). Dabei ist der limnische Sedimentationsbeginn nicht überall einheitlich ausgebildet. Im Leitprofil Dobbin VII (Abb. 6H) wurde die 15 cm mächtige lakustrine Basis hochauflösend paläoökologisch untersucht (LORENZ et al. 2014), die Sedimentfolge steht für ein phasenhaftes Ausbilden des Beckens, welches die Sukzession verschiedener Habitats ermöglichte. Die Ergebnisse der botanischen Makrorest- und der Cladoceren-Analysen belegen eine initiale Gewässerphase in Form kleiner, versumpfender Flachgewässer, die sich in Toteissenken bildeten und in denen Seggen (z. B. *Carex aquatilis*) und Binsen (z. B. *Schoenoplectus lacustris*) als Torfbildner dominierten. Als einzige Cladoceren-Art wurde die robuste *Chydorus sphaericus* nachgewiesen. Pollenanalytisch ist eine Offenphase belegt, in der kaum Baumpollen nachweisbar sind, sondern Pollen von Poaceae und Cyperaceae dominierten. Nachfolgend verdeutlicht das Vorkommen der Oogonien von *Chara nitella* das Entstehen eines offenen Sees mit Submersvegetation, der allerdings rasch in Verlandung begriffen war, so dass sich Moostorfe ausbildeten (*Scorpidium scorpioides*) und der pH-Wert sank (*Alona costata*). Als Besonderheit ist ein ca. 40 cm langes Birkenstämmchen in Wuchsposition anzusehen, das im Basistorf wurzelte (Abb. 6H). Die dendrologische Bestimmung an Radialschnitten weist auf *Betula nana* oder *B. humilis*. *Betula nana* wurde zudem als Makrorest nachgewiesen. Im Pollenspektrum zeigt *Hippophae* zu dieser Zeit ein Maximum (20-30 %), Baumpollen sind weiterhin rar. Drei ¹⁴C-Daten, die an Makroresten und dem Birkenstämmchen erhoben wurden datieren den limnischen Sedimentationsbeginn an den Beginn des Weichsel-Spätglazials in das Meiendorf um 14 ka cal BP. Neben der Ausprägung mit Basistorf gibt es im Dobbertiner Paläoseebecken Toteissenken, in den die glazifluvialen Sedimente direkt durch dunkelgraue karbonatische Silikatmudden überlagert sind (Abb. 5B-D, 6G). Sie werden als vergleichsweise schnell eingesunkene und/oder zu späterem Zeitpunkt ausgebildete Hohlformen angesehen. Desweiteren gibt es Toteissenken, in denen nach Pollenanalysen die initiale limnische Sedimentation erst im Bølling-Allerød-Komplex einsetzt (Profil Dobbertin XIII, Abb. 3).

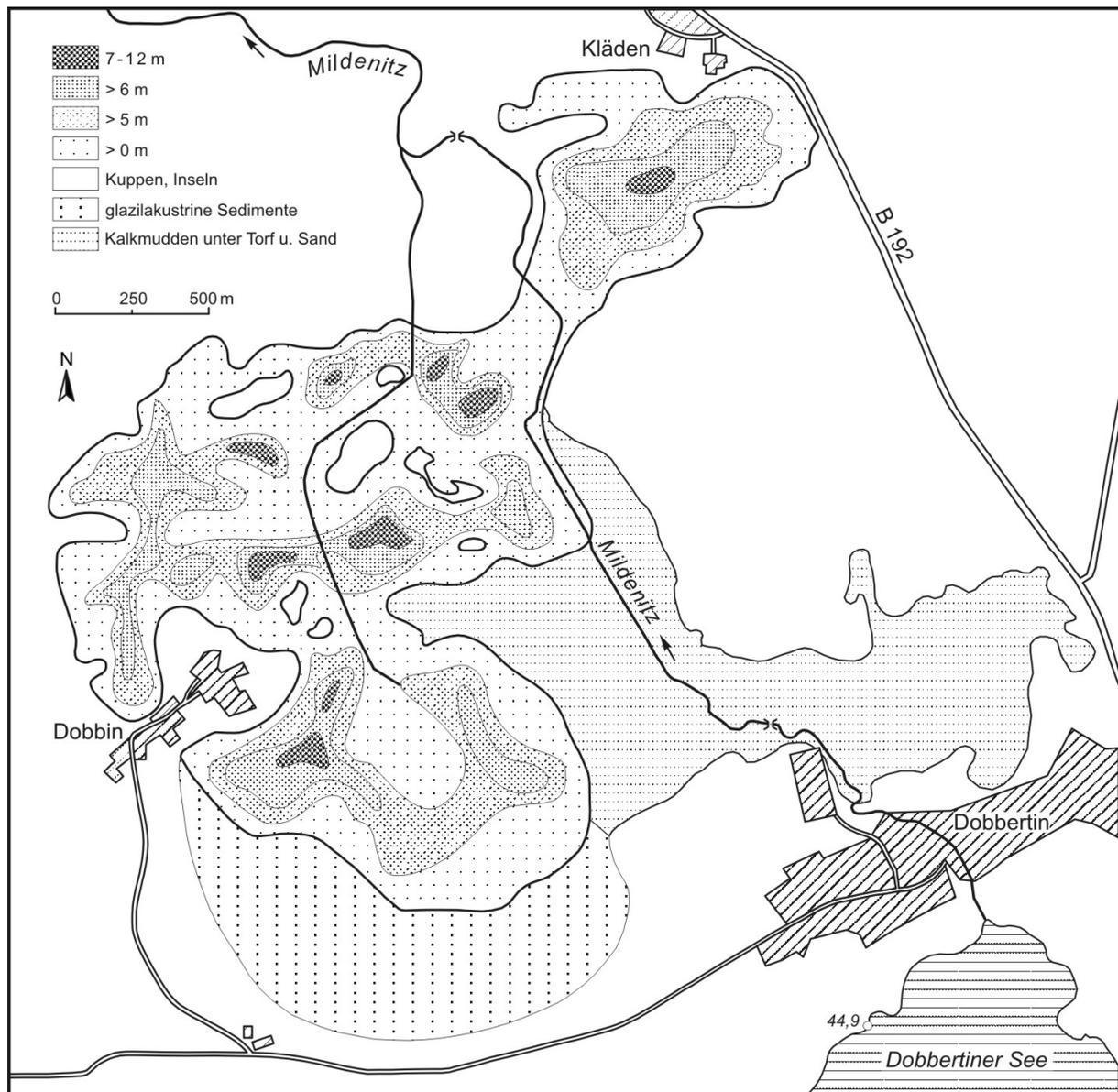


Abb. 4: Verbreitung und Mächtigkeiten limnischer Sedimente im Bereich der Dobbiner und Klädener Plage. Dick umrandet ist die Fläche des Dobbiner und Klädener Sees bis in das 18. Jahrhundert (aus LORENZ 2007: 57).

Mit einem scharfen Sedimentwechsel in silikatreiche Kalkmudden vollzieht sich im frühen Spätglazial der Übergang in ein großes offenes Seebecken, welches durch die höchstgelegene Seeterrasse „S1“ repräsentiert wird (Abb. 3). Zugleich sind es fluviatile Sedimente in Form von Deltas und Schwemmfächern, welche die basalen Torfe und Seesedimente überlagern (Abb. 7D). So wurde im Leitprofil Dobbin VII der Basistorf mit dem Birkenstämmchen durch ca. 30 cm mächtige fluviatile Sande begraben, bevor sich Kalkmudden ablagerten (Abb. 6H). Die starken fluviatilen Einträge und auch der Sedimentwechsel in Kalkmudden werden als Hinweis auf einen ansteigenden bzw. erhöhten Wasserstand mit verstärkter Oberflächenerosion im Gewässerumfeld im Zeitraum zwischen Ältester Dryas und dem Allerød angesehen.

Im Verlauf des Leitungsgrabens wurden mehrere Deltakörper angeschnitten (Abb. 3), die sich mit Seesedimenten verzahnen (Abb. 6B). Messungen des Schichteinfallens belegen eine Schüttung in vorwiegend südliche Richtung. Denkbar sind nach Süden gerichtete Abflüsse aus dem Mildenitz-Durchbruchstal sowie kleinere Zuflüsse von den Hochflächen

der nördlich angrenzenden Eisrandlage. Die 5 m-Terrasse im Mildenitz-Durchbruchstal korrespondiert hypsometrisch mit dem Paläoseniveau „S1“, welches als Seeterrasse verdeutlicht ist (Abb. 3, 8). Die Kalkmudden zeigen ein Pollenspektrum mit *Betula* und *Pinus* bei den Baumarten, sowie *Artemisia*, *Filipendula*, Süßgräsern und anderen Kräutern und werden dem Allerød zugeordnet. Die Mächtigkeiten der Kalkmudden variieren je nach Tiefe der Einsenkung zwischen einem bis drei Metern. Die oberflächenbildenden Sedimente des Paläoseebeckens von Dobbartin sind durch langfristige Entwässerung stark vererdete Torfe in nur geringen Mächtigkeiten (~0,5 m) bzw. humose Sande in den agrarisch genutzten Randbereichen. Sie prägen die als Niedermoore kartierten Flächen und waren im Trassenbereich durch Abschiebung nur unvollständig erhalten.

An einigen Stellen konnte der Fazieswechsel von Kalkmudden in die hangenden Torfe dokumentiert und beprobt werden. Dabei zeigen die Pollenanalysen, dass noch keine eindeutig holozänen Pollenspektren in den Torfen nachweisbar sind, sie also spätestens in den Übergang vom Spätglazial in Holozän (Jüngere Dryas/Präboreal) datieren. Holozäne Torfe sind durch Entwässerung, Abschiebung und eventuell erfolgten Grünlandumbruch nicht erhalten. Die Torfe werden als Indikator eines stark erniedrigten oder absinkenden Wasserspiegels und einer damit einsetzenden Verlandung des Paläooses interpretiert, der wahrscheinlich in der Seeterrasse bzw. dem Paläoseniveau „S2“ (Abb. 3) manifestiert ist.

Dieses Seeniveau ist nur noch unwesentlich größer als die im historischen Kartenbild überlieferte Form des Dobbiner Sees (Abb. 3) und wurde nicht durch den Leitungsraben tangiert. Als Hauptursache wird der nach Norden gerichtete Durchbruch der Mildenitz durch die Eisrandlage des Frühpommerschen Vorstoßes angesehen, der mit einer kerbtalartigen Einschneidung und der Fossilisierung der 5 m-Flussterrasse einher ging und ein *Gilbert type*-Delta (POSTMA 1990) im Schwarzen See akkumulierte (Abb. 7E). Damit erfolgte eine Umkehr der Fließrichtung und zugleich die Anbindung des Mildenitz-Einzugsgebietes an das der Ostsee. Mit der nun entstandenen Abflussbahn und Tieferlegung der Erosionsbasis konnte der Dobbartiner Paläosee auslaufen und entblößte sieben Inseln, u. a. die Paradieskoppel (NIESSNER 2013).

Die oberflächennahen, stark kryoturbat überformten Seesedimente und Torfe auf den minerogenen Schwellen zwischen den Toteissenken im Dobbartiner Paläoseebecken sind Indiz dafür, dass die Jüngere Dryas mit Permafrost-Rückkehr bereits auf die vom Wasser befreiten Sedimente einwirken konnte. Als Kryoturbationen wurden Entschichtungen in Sanden und für die Kalkmudden und Torfe Tropfenböden sowie ‚*ball and pillow structures*‘ dokumentiert. Sie führten zu einer weitgehenden Auflösung der Seesedimentüberdeckung im Bereich der minerogenen Schwellen (Abb. 5C und 5E jeweils am linken Bildrand, Abb. 6E).

Die holozäne Entwicklung des Dobbiner Sees ist sedimentologisch nicht untersucht, jedoch bodenkundlich für die nach 1798 entwickelten Böden in Mudden und Torfe (GRUNERT 2002). Durch die Klädener Wassermühle am Eingang des Mildenitz-Durchbruchstals war der Dobbiner See zumindestens zeitweise durch Rückstau beeinflusst. Die Mildenitz erhielt im Bereich des Dobbiner Sees nach seiner Trockenlegung ein künstliches Bett (Abb. 7F).



Abb. 5: Panoramen des Leitungsgrabens im Bereich des Paläoseebeckens nördlich von Dobbertin (Fotos S. Lorenz). A – Dobbiner Teilbecken, fein geschichtete glazifluviale Sande in Wechsellagerung mit Schluffsanden. In der rechten Bildhälfte sind geringmächtige Kalkmudden im Hangenden ausgebildet, die kryoturbat überprägt sind (Vertropfung). B – Dobbiner Teilbecken, fein geschichtete Kalk-Silikatmudden über glazifluvialen Sanden. Letztere zeigen aufgrund von Toteiseinfluß starke Lagerungsstörungen (Schichtversätze, Frostrisse). C – Dobbiner Teilbecken, langgestreckte, mit Kalkmudden erfüllte Toteissenke, an der Beckenbasis mit dunkelgrauen Silikatmudden, an der Grabenoberkante mit Resten der spätglazialen Torfe. Die glazifluviatilen Sande im Liegenden zeigen Schichtversätze durch Toteiserfall sowie am rechten Bildrand eine Eiskeilpseudomorphose. D – Dobbertiner Teilbecken, kleinere Toteissenke mit staffelartigen Schichtversätzen am rechten Beckenrand, Übergang in Seesedimente über Silikatmudden. E – Dobbertiner Teilbecken, sehr flache Toteissenke, glazifluviatile Basis mit vielen kleineren Frostrissen, limnischer Sedimentationsbeginn mit Basistorf im Senkentieftsten, über den hangenden Kalkmudden ist der spätglaziale Torf an Grabenoberkante deutlich erhalten.

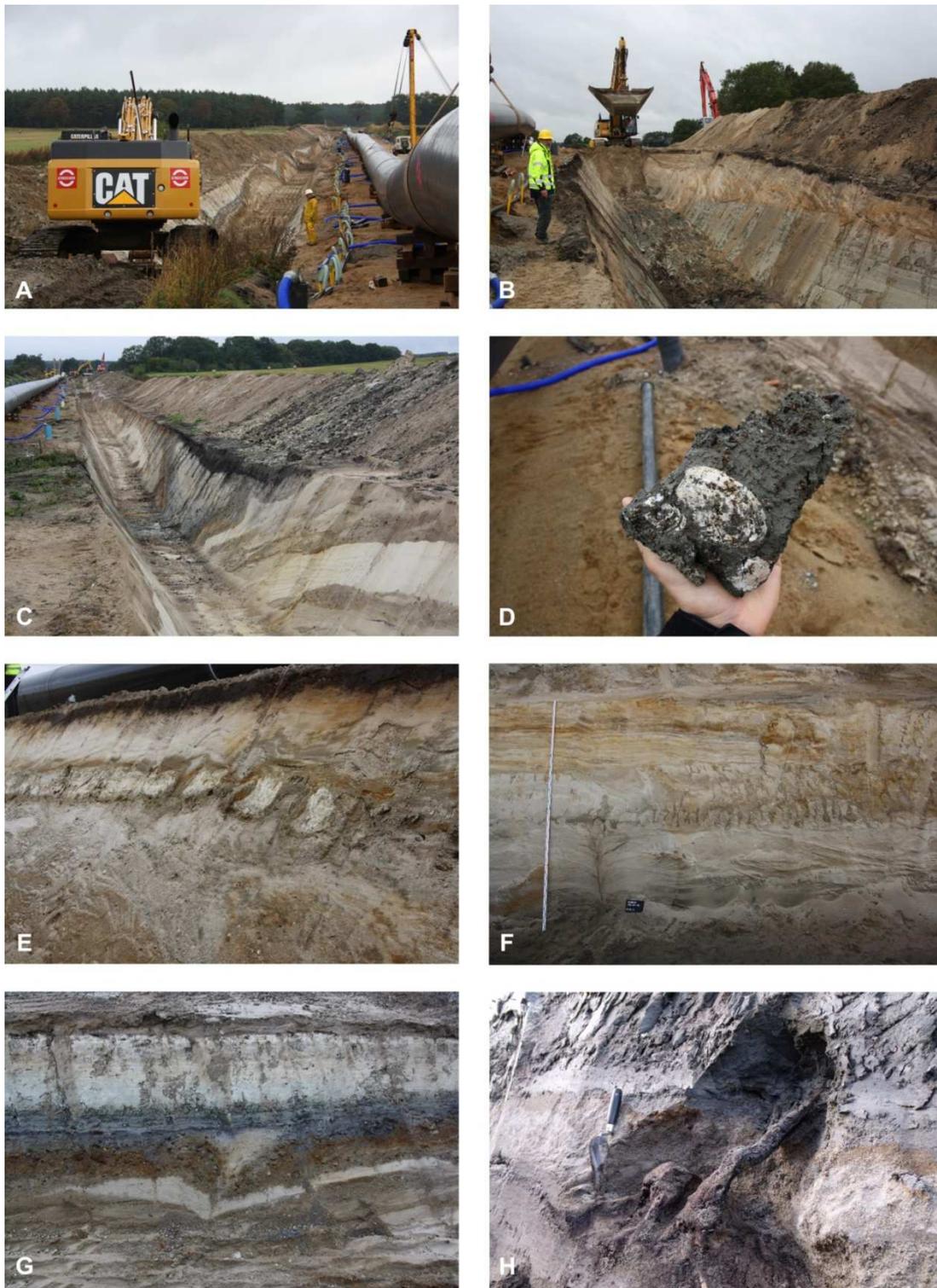


Abb. 6: Sedimentologische Besonderheiten (Fotos A-G S. Lorenz, H A. Börner). A – Der Bagger beim Öffnen des Leitungsgrabens im Dobbertiner Teilbecken. Der durch Toteiseinfluß stark wellige Verlauf der glazifluvialen Beckenbasis ist gut erkennbar. B – Gelbliche bis ockerfarbene Sande eines feingeschichteten Deltas überlagern graue Kalksilikatmudden am Westrand des Dobbertiner Teilbeckens. C – Kleine aber steil einfallende Toteisenke am Ostrand des Dobbertiner Teilbeckens. D – In den basalen Kalksilikatmudden der Senke in C war die Muschel *Anodonta spec.* nachweisbar. E – Im Bereich der minerogenen Schwellen gelangten die oberflächennahen Seesedimente unter Permafrosteinfluß und wurden kryoturbat aufgearbeitet. Hier sind durch Dichteunterschiede stark vertropfte Kalkmudden ausgebildet. F – Mehrphasiger Tropfenboden einer fossilen Oberfläche (Bildmitte der rechten Hälfte), von der auch eine Eiskeilpseudomorphose ausgeht (Bildmitte der linken Hälfte). G – Eiskeilpseudomorphose in glazifluvialen Sanden der Beckenbasis unter Kalksilikatmudden des Meiendorf. H – Ein Stamm von *Betula nana* oder *B. humilis* wurzelt im Basistorf aus dem Meiendorf und ist von Dryas-zeitlichen Schwemmsanden in Wuchsposition begraben.

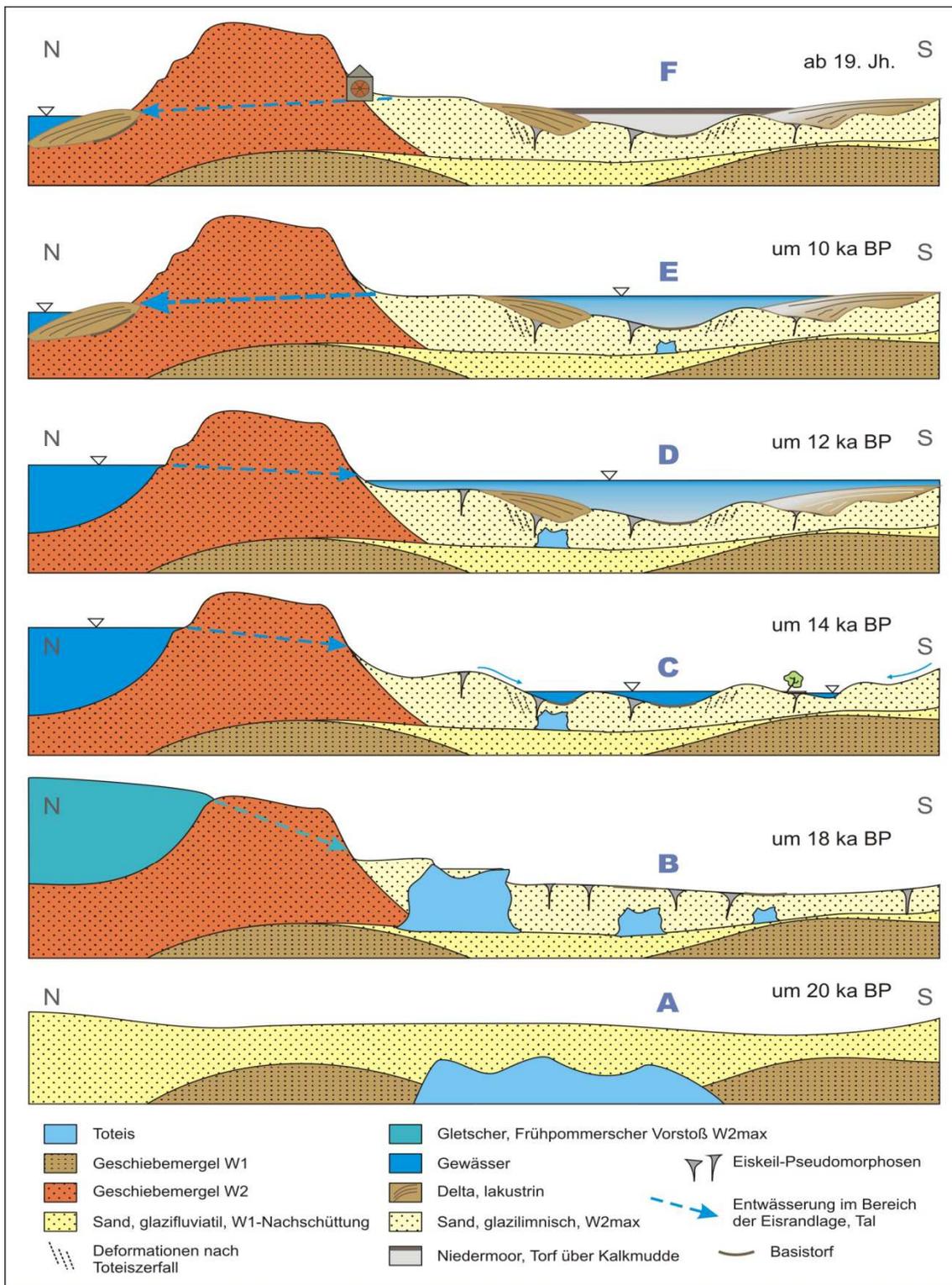


Abb. 7: Schema der Becken- und Talentwicklung im Raum Dobbertin. (A) Nachschüttsande überdecken den Geschiebemergel der Grundmoräne der Brandenburg-Phase. (B) Glazilimnische Sedimente der nach Süden entwässernden Eisrandlage des Frühpommerschen Vorstoßes verfüllen ein Becken und begraben Toteis. Sie sind für längere Zeit oberflächenbildend und unterliegen dem Permafrost. (C) Pleniglazialer Übergang von einer flachwelligen terrestrischen Oberfläche in ein Seebecken durch Toteisaustauen (ab Meiendorf bzw. Hippophae-Phase). (D) Spätglaziale Maximalwasserstände im Paläoseebecken von Dobbertin. Starke Oberflächenzuflüsse durch Schmelzwasser führen zu zahlreichen Delta-Bildungen. (E) Der Eisrandlagen-Durchbruch der „Mildenitz“ verursacht eine Umkehr der Entwässerungsrichtung sowie die Absenkung des Paläosees, so dass Seeterrassen entblößt werden. Im Seebecken nördlich der Eisrandlage wird ein großer Deltakörper abgelagert. (F) Mit Beginn des 19. Jahrhunderts wird der Dobbener See trockengelegt und ein Niedermoor entsteht.

Stop 2: Das Mildenitz-Durchbruchstal bei Kläden

SEBASTIAN LORENZ

Wanderung durch das Mildenitz-Tal

Koordinaten: 53°38'43"N, 12° 2'5"E

Im mecklenburgischen Verlauf der Pommerschen Haupteisrandlage und ihrer Maximalausdehnung (W2max, auch Frühpommerscher Vorstoß) sind größere Durchbruchstäler (DBT) entwickelt, die für die südlich der Eisrandlagen gelegenen Flusseinzugsgebiete eine Anbindung an das Ostsee-Einzugsgebiet bedeuten. Dazu zählt neben denen der Flüsse Warnow und Nebel auch das Mildenitz-DBT bei Kläden (Mildenitz 62 km Lauflänge, 523 km² Einzugsgebiet). Typischerweise sind diese Endmoränen-durchbrüche in Abhängigkeit der Abfolgen von Höhenrücken und zwischengeschalteten Becken stufenartig und in mehreren Durchbruchsstrecken ausgebildet. Die Genese von großen DBT in Lockersedimenten erlangte schon frühzeitig die Aufmerksamkeit der Quartärforschung, vor allem in Zusammenhang mit Fragen der Urstromtalenstehung (u. a. GALON 1934, WOLDSTEDT 1956). Für die kleinen DBT der weichselglazialen Eisrandlagen liegen aus jüngerer Zeit nur vereinzelte Untersuchungen vor (vgl. LORENZ 2007, KAISER et al. 2007).

Für das Mildenitz-DBT lässt sich aufgrund des Penetrierens der Eisrandlage und durch die lineare Fortsetzung der Tiefenstrukturen auf eine subglaziale Anlage der Täler schließen. Der Verlauf der „Mildenitz-Rinne“ lässt sich unter Einbezug der Seebecken des mittleren Mildenitz-Verlaufs als peripher (transversal) kennzeichnen. Spätestens mit dem nordwärts zurückweichenden Eisrand erfolgte im Zuge der südwärts gerichteten Schmelzwasserabgabe ein Auskleiden der Rinnen mit glazifluvialen Sedimenten, welche oberflächenbildend sind.

Für die nur kleinräumig am südlichen Talhang nachweisbaren 10 m-, 12 m- und 17 m-Terrassen im Mildenitz-DBT gelangen keine Altersdatierungen und Fließrichtungsrekonstruktionen. Sie belegen aber ein phasenhaftes Einschneiden des Talbodens im Zuge der Verringerung des Schmelzwasseraufkommens, durch ein sukzessives Austauen des Rinnentoteises (vgl. GALON 1982) oder durch das Absinken der Erosionsbasis. Pleniglaziales Schmelzwasser floss in einem Niveau weit über dem heutigen Talboden in südliche Richtung ab, wovon auch glazifluviale Sedimente im unmittelbaren Vorland der Frühpommerschen Randlage zeugen (Abb. 4). Die randlichen glazifluvialen Talverfüllungen blieben als kames-artige Terrassen stehen und sind heute gering verbreitet als 17 m-, 12 m- und 10 m-Terrassen am südlichen Talhang zu finden (Abb. 8). Deren stark verstellte und klar geschichtete Sedimentkörper deuten auf Rutschungs- und Setzungserscheinungen im Zuge des Toteiszerfalls hin (Abb. 9). Für das ausgehende Spätglazial lässt sich im Mildenitz-DBT der Abfluss in südöstliche Richtung anhand der nach Süden einfallenden 5 m-Terrasse ableiten. Dieses Terrassenniveau entspricht einem fossilen, sehr breiten und mit groben Kiesen ausgekleideten Talboden, welcher in Vergesellschaftung mit fossilen Prallhängen einen geschwungenen Gewässerverlauf rekonstruieren lässt (Abb. 8). Die spätglazialen Wasserstände der vor- und

nachgeschalteten Seebecken lagen zeitweise erheblich über den heutigen, wie fossile Steilufer sowie abradierte Inselkerne belegen. Für die randliche Zertalung des Mildenitz-Durchbruchstals wird die Jüngere Dryas in Ansatz gebracht, denn ältere Schwemmfächerbildungen wären ausgeräumt oder überformt. Vor allem die Oberflächenabflüsse der südexponierten Talbereiche wurden durch intensiveres Auftauen dabei wirksam, so dass abgespültes Material als Schwemmfächer auf der 5 m-Terrasse zur Ablagerung gelangte. Am Westende des Mildenitz-Durchbruchstals ist unter einer Seeterrasse des Schwarzen Sees ein mindestens 12 m mächtiger Schwemmfächer aus Kiessanden ausgebildet, an dessen Basis Holzreste, humose Horizonte und Torfe nachgewiesen wurden (Abb. 8, 10).

Der Schwemmfächer am Rand eines talnahen Beckens (Schwarzer See) wird als Beleg einer seit dem Frühholozän nordwärts gerichteten Entwässerung interpretiert (LORENZ & SCHULT, 2004). Ein um >12 m tieferer Wasserstand des Schwarzen Sees zu diesem Zeitpunkt ist unwahrscheinlich, so dass zusätzlich zu einem frühholozänen Niedrigwasserstand ein durch Toteisaustau einsinkender Sedimentkörper in Ansatz gebracht wird (sehr steile und hohe Umrahmung des Schwarzen Sees). Für die Umkehr der Fließrichtung und die finale Ausbildung des Mildenitz-DBT wird ein Ursachenkomplex aus Toteistauen im Bereich von Sedimentschwellen, aus rückschreitender Erosion und durch ein Überlaufen an der tiefsten Schwelle verantwortlich. Das geringere Wasserdargebot durch nun perkulationsfähige Sedimente und die frühholozäne Trockenperiode (vgl. KALIS et al. 2003) bewirkt das tiefe Einschneiden der Mildenitz in die 5 m-Terrasse mit einem nun schmalen und schwach mäandrierendem Flussbett. Zeitnah verlieren die periglazial angelegten Trockentäler ihre Bedeutung für den Oberflächenabfluss.

Die frühholozäne Umkehr der Fließrichtung ist eine Zäsur in der Gewässernetzentwicklung (vgl. GALON 1934, 1982). Bislang nicht untersucht ist, ob sich die frühholozänen Schwemmfächerbildungen als gut datierbare Fixpunkte für die Endmoränen-Durchbrüche auch in den Durchbruchsstrecken weiter nördlich bzw. flussabwärts nachweisen lassen. Daraus ließe sich neben einer zeitlichen Dimension für die Ausbildung des Flusslängsprofils dann auch der Einfluss der proglazialen Seebecken und ihres Wasserstandes für die Durchbruchstalentstehung ableiten, denn glazilimnische Becken existierten weiter nördlich nicht. Während des anthropogen noch weitgehend unbeeinflussten Holozän beruhigt sich das geomorphologische Geschehen im Durchbruchstal. Offensichtlich ist die Eintiefung und Schwellenzerschneidung nur im Präboreal und Boreal erfolgt. Für die Mildenitz ist im Atlantikum und Subboreal von einem mäandrierenden Verlauf im Durchbruchstal auf einem Niveau leicht unter dem heutigen auszugehen, wobei Akkumulation und Erosion in Abhängigkeit der Erosionsbasis erfolgten. Hinweise auf stabile Abflussverhältnisse der Mildenitz bis in das Subboreal liefern Bruchwald-Torfe etwa 0,8-1 m unter der rezenten, aus fluvialen Sanden aufgebauten 1 m-Terrasse (Abb. 11).

Der Einfluss des mittelalterlichen Wassermühlenstaus wird durch eine Akkumulationsterrasse zwischen 0,6-1 m über dem Mittelwasser deutlich. In die Sande der 1 m-Terrasse sind mehrere Humus- und Torfbänder eingebettet, die den akkumulativen Charakter unterstreichen. Die Abfolge von fluvialen Sanden und groben, gut gerundeten

Kiesen über holzreichen Bruchwaldtorfen und Organomudden verdeutlicht einen markanten Wechsel der Flussdynamik spätestens ab dem 14. Jh.

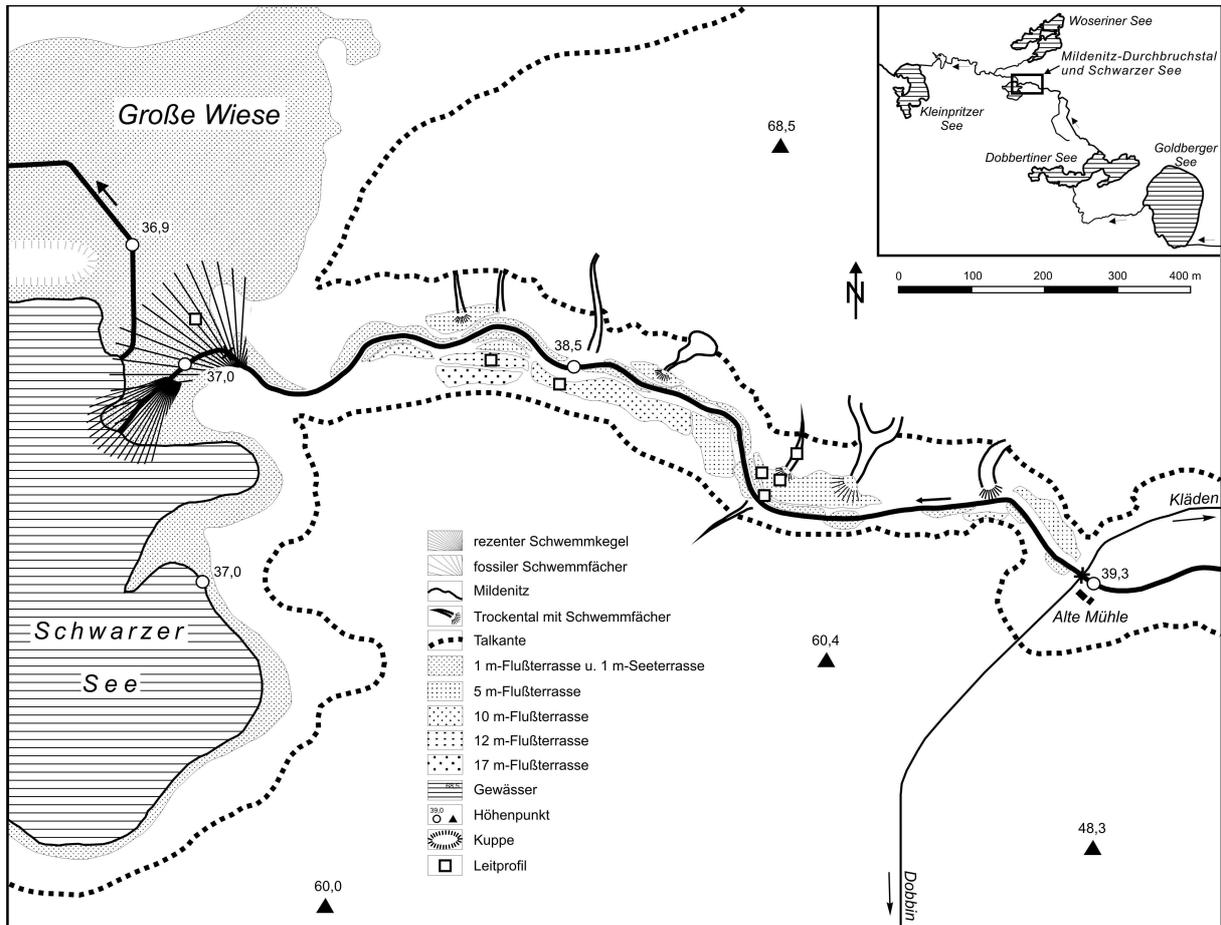


Abb. 8: Geomorphologische Karte des Mildenitz-Durchbruchstals (nach LORENZ & SCHULT 2004).

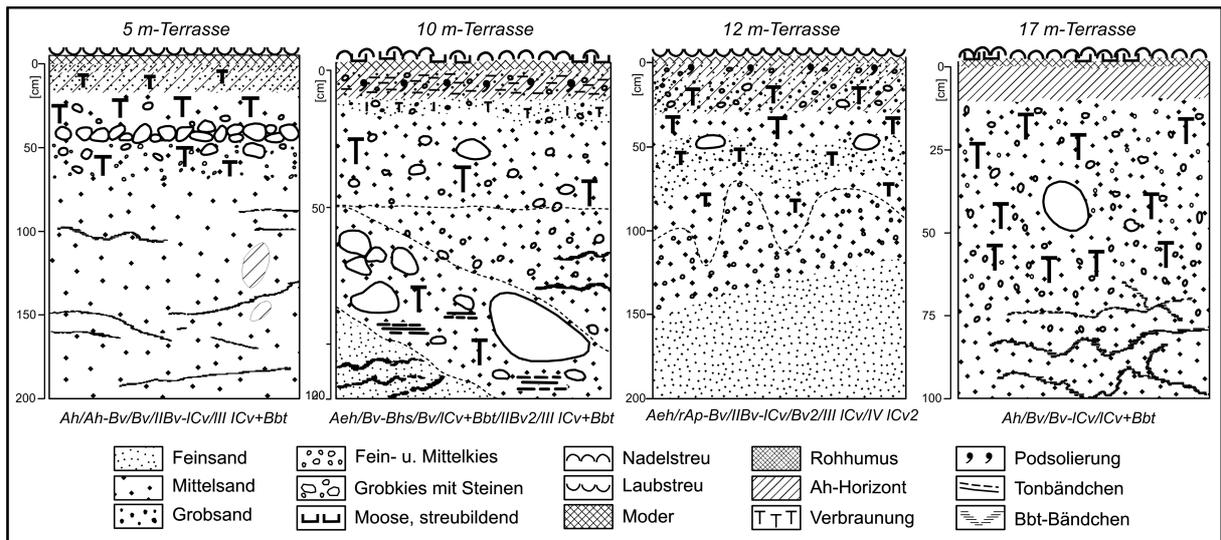


Abb. 9: Leitprofile der pleni- und spätglazialen Terrassen im Mildenitz-Durchbruchstal (aus LORENZ 2007: 65).

Die Pollenspektren der Terrassensande (Humus- und Torflaminen) belegen einen mittelalterlich-neuzeitlichen Akkumulationszeitraum (LORENZ & SCHULT 2004) und werden einer Wassermühle am westlichen Talausgang zugeschrieben.

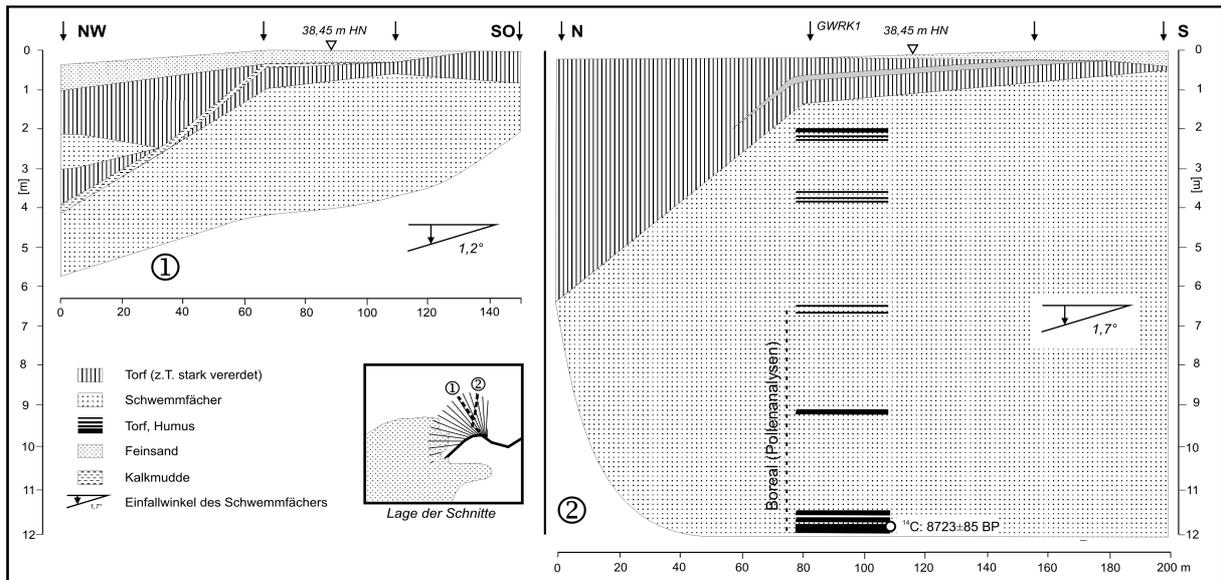


Abb. 10: Schnitte der Mildnitz-Deltas am Schwarzen See (nach LORENZ & SCHULT 2004).

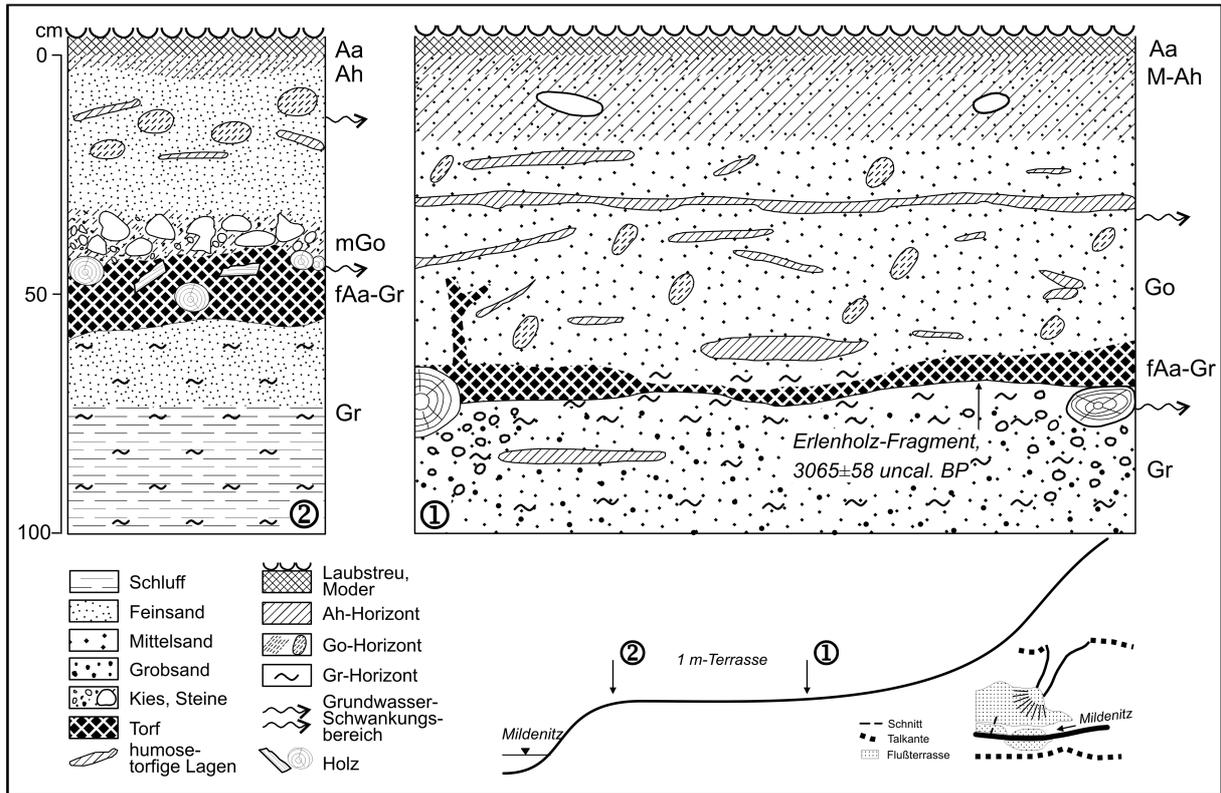


Abb. 11: Leitprofile der 1 m-Terrasse im Mildnitz-Durchbruchstal (aus LORENZ 2007, S. 63).

Starke Auswirkungen für beide Flusstäler bringen die Laufverlegungen, Meliorationsmaßnahmen und Seespiegelabsenkungen ab der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts und spätere Mühlen-Legungen mit sich, die eine Absenkung der Erosionsbasis bedeuteten und ein nachfolgendes Einschneiden des Gerinnes mit Terrassenfreilegung verursachten (LORENZ 2007: 76ff.).

Stop 3: Krakow am See (Mittagspause)

Stop 4: Der Tiefe See der Klocksiner Seenkette

SEBASTIAN LORENZ, NADINE DRÄGER, ULRIKE KIENEL, MANUELA SCHULT & MARTIN THEUERKAUF

(unter der Mitwirkung von GEORGIY KIRILLIN, BRIAN BRADEMANN, JENS MINGRAM, BIRGIT PLESSEN,
THOMAS HÜBENER & ACHIM BRAUER)

Exkursionspunkt: Am Tiefen See bei Neu Gaarz

Koordinaten: 53°35'17.88"N, 12°32'22.21"E

Naturraum und littorale Seesedimente

Am Ostrand der Nossentiner Heide erstreckt sich die Klocksiner Seenkette als eine geschwungen von Nord nach Süd verlaufende Aneinanderreihung von länglichen und zugleich sehr tiefen Seen (Flacher See (64,4 m HN) mit $T_{\max}=31$ m, Tiefer See (62,7 m HN) mit $T_{\max}=62,5$ m, Hofsee mit $T_{\max}=23$ m, Bergsee (62,6 m HN) mit $T_{\max}<10$ m), die rinnenartig um 5-20 m in das flachwellige bis kuppige Gewässerumfeld eingesenkt sind (Abb. 12). Nach Süden schließen sich als Verlängerung der Rinnenstruktur der Lankhagen See, der Loppiner See und der Jabelsche See an. Alle Seen sind nach kartographischem Beleg spätestens seit dem 18. Jahrhundert durch einen Graben verbunden, der die Entwässerung in Richtung Kölpinsee herstellt (LORENZ 2007). Während Flacher See, Tiefer See und Hofsee von Geschiebelehmkuppen der Pommerschen Haupteisrandlage (W2) umgeben werden, sind der Bergsee und später hinzutretende Seen bereits in glazifluviale Sedimente des Sanders der Pommerschen Phase eingetieft (RICHTER 1963). Die Klocksiner Seenkette liegt innerhalb einer 16 km langen Seenrinne, die nördlich der Pommerschen Eisrandlage entspringt, diese durchbricht und in ihrer Gesamtheit als Tunneltal (subglaziale Rinne) gedeutet wird (RICHTER 1963: 62f.). Die Eisrandlagennähe wird durch die starke Blockbestreuung im Gewässerumfeld deutlich. Im nördlichen Teil der Seenkette befindet sich bei Vollrathruhe ein großer Kiestagebau, der die Kiesvorkommen der Sanderwurzel nutzt. An das Südende der Klocksiner Seenkette reicht in Höhe des Bergsees eine zweite Rinnenstruktur in spitzem Winkel heran, in welcher der Krumme See (63 m HN) gelegen ist.

Der Tiefe See rückte aufgrund seiner großen Wassertiefen (zweitiefster See von Mecklenburg-Vorpommern) bei zugleich geringer Seefläche und meromiktischem Schichtungsverhalten in das ICLEA-Forschungsinteresse auf der Suche nach potentiell laminierten Seesedimenten. Bohrungen im Gewässertiefsten im Jahr 2012 bestätigten den Verdacht. Die Ufer des Tiefen Sees sind aufgrund der sehr steil einfallenden Schorre nur durch schmale Verlandungsgürtel aus Schilf gekennzeichnet. Nur drei Bereiche zeigen ausgedehntere Flachwasserzonen mit breitem Schilfsaum, Erlenbruch und flacher Schorre. Diese wurden zur Rekonstruktion der Beckenentwicklung und Wasserstandsgeschichte mit drei Bohrtransekten aus insgesamt 17 Bohrungen bis in 7 m Wassertiefe erkundet (Abb. 12 rechts). Jeder der Kerne hat die minerogene Beckenbasis aus Geschiebemergel und glazifluvialen Sanden erreicht, aber keiner überschreitet sechs Meter Kernlänge. Das Hauptaugenmerk wurde auf einen Kerntransekt aus sieben Kernen vom Niedermoor im Gewässerumfeld bis ca. 5 m Wassertiefe im Südosten des Tiefen Sees gelenkt.



Abb. 12: Links: Die Klocksiner Seenkette mit dem Tiefen See als Forschungsschwerpunkt. Rechts: Der Südteil des Tiefen Sees mit Lage der untersuchten Littoralkerne.

Für alle Kerne wurden sedimentologische, palynologische und paläobotanische Untersuchungen (Makroreste) durchgeführt. Der Kern „TS2“ deckt den Sedimentationszeitraum vom Allerød bis in die Gegenwart ab und wird als Referenzprofil für die Vegetations- und Wasserstandsentwicklung am See angesehen.

Das Auftreten und die räumliche Verbreitung von Sedimentwechseln von basalen Torfen in Kalkmudden, als auch von Kalkmudden in torfige oder grobdetritische Verlandungssequenzen reflektieren Wasserspiegeländerungen im Tiefen See. Diese waren im Spätglazial an den Zerfall von begrabenem Toteis sowie an verschwindendem Permafrost gekoppelt und sind in allen Kernen durch das Vorkommen von Basistorfen mit einem scharfen Übergang in hangende Kalkmudden gekennzeichnet.

Die holozäne Wasserstandsentwicklung ist durch mehrere Abschnitte sehr niedriger Wasserstände gekennzeichnet, die zu großen, erosiv verursachten Schichtlücken in allen Littoralkernen führten (Fehlen jungholozäner Sedimente). In den Torfen des Profils „TS2“ markieren dunkle und stark zersetzte Horizonte Trockenphasen mit niedrigem Seespiegel im Präboreal und sowie um 6000 cal. BP an (Übergang Atlantikum-Subboreal). Um 2800 cal. BP setzt ein Seespiegelanstieg im Tiefen See ein. Der jüngste Wechsel von Torf in karbonatische Mudden am Standort „TS2“ markiert das Ende des mittelalterlichen Klimaoptimums (Slawenzeit). Wasserbauliche Eingriffe an der Klocksiner Seenkette mit Absenkungen in historischer Zeit bewirkten eine erneute Verlandung mit Schilfwachstum am Standort „TS2“.

Profundale Sedimente des Tiefen Sees

Jährlich geschichtete (warvierte) Seesedimente sind einzigartige Archive in kontinentalen Regionen, da sie präzise Chronologien und saisonal aufgelöste Proxy-Daten liefern. Der Tiefe See bietet die Möglichkeit Sedimente mit einem integrierten hochaufgelösten Multi-Proxy Ansatz zu analysieren und rezente Ablagerungsprozesse der subjährlichen Schichtenbildung zu beobachten.



Abb. 13: Die Bohrplattform des GeoForschungsZentrums Potsdam auf dem Tiefen See (Fotos: S. Lauterbach).



Abb. 14: Prof. Achim Brauer mit frisch erbohrten Seekernen.



Abb. 15: Kernfoto von Kalzitwarven aus dem Tiefen See (Foto N. Dräger). Die Abbildung zeigt den abrupten Übergang von schlecht zu gut warvierten Sedimenten um AD 1055 und den Übergang zu nicht warvierten Sedimenten um AD 1200 an.

Insgesamt wurden sieben Bohrungen an der tiefsten Stelle des Sees in 62 m Wassertiefe abgeteuft, von denen drei die Basis glazialer Sande erreichten. Ein ca. 11,2 m langes kontinuierliches Kompositprofil wurde mit Hilfe der Identifikation von makroskopischen und mikroskopischen Korrelationslagen erstellt.

Die Chronologie des Kompositprofils basiert auf Warvenzählungen, Radiokohlenstoffdatierungen und der Identifikation von Kryptoaschen, einschließlich der Laacher See Tephra, deren Fund an der Basis den Beginn der Seesedimentation in das späte Allerød bei ca. 13.000 Jahre v. h. setzt. Untersuchungen im Rahmen eines Multi-Proxy Ansatzes beinhalteten mikrofazielle Sedimentuntersuchungen mit Hilfe von Groß-Dünnschliffen, μ -Röntgenfluoreszenz-Analyse an Sedimentkernhälften, Bestimmung des C- und N-Gehalts und Pollenanalysen für das gesamte Kernprofil. Messungen der stabilen Isotope von C, O und N der Karbonate und des organischen Materials sowie Diatomeenanalysen wurden für ausgewählte Intervalle durchgeführt. Am Übergang vom Spätglazial in das Holozän ist ein Anstieg des Gehaltes an organischem Kohlenstoff zu verzeichnen. Die Ablagerung von warvierten Sedimenten bestehend aus Diatomeen, Organik und Karbonaten begann im frühen Holozän um etwa 10.000 Jahre v. h.

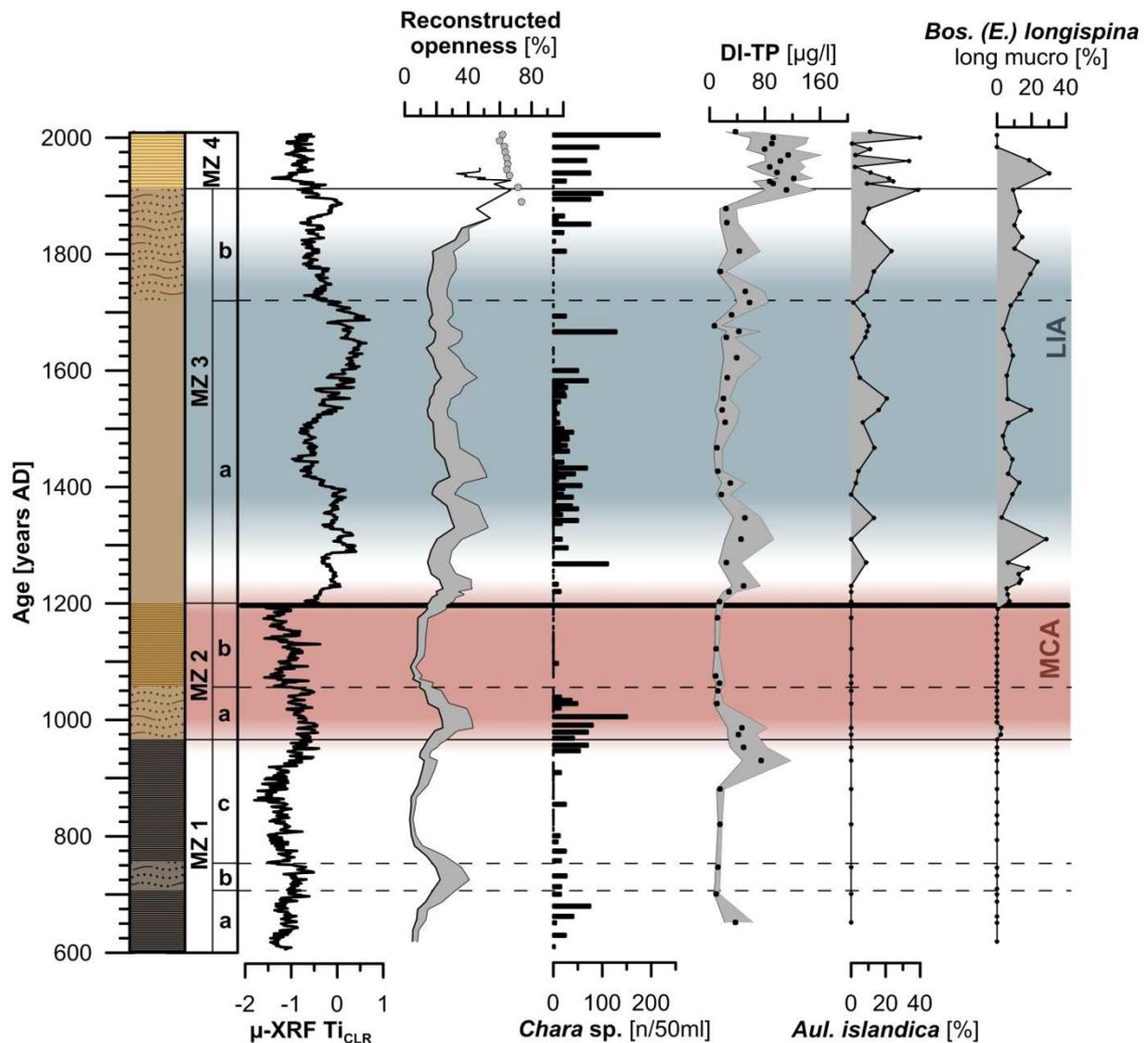


Abb. 16: Veränderung der Seesedimente im Vergleich zu verschiedenen Proxy-Daten seit 600 AD. Deutlich sichtbar ist eine Erhöhung des allochthonen Eintrags aus dem Einzugsgebiet (μ -XRF Ti_{CLR}) und dem Littoral (*Chara* spec.) sowie der Offenheit der Landschaft zeitgleich zu der Verschlechterung der Warvenerhaltung (710-755 AD, 965-1055 AD und 1200-1924 AD). Gravierende Änderungen sind auch erkennbar in der Artenzusammensetzung (erscheinen von *Aulacoseira islandica* und *Bosmina longispina long mucro*) ab 1200 AD deuten auf eine Reaktion des Sees auf Klimaveränderungen während der Kleinen Eiszeit hin.

Ein ausgeprägter Anstieg des Anteils an endogenem gefällttem Kalzit kennzeichnet die Sedimente ab ca. 5.500 Jahre v. h.. Seit ca. 3.900 Jahren v. h. wird zudem die Warvenerhaltung schlechter bzw. setzt zeitweise gänzlich aus. Schlecht oder nicht warvierte Abschnitte sind durch erhöhte Anteile an detritischem Material geprägt. Pollenuntersuchungen deuten zudem in einigen Abschnitten schlechter und ausbleibender Warvenerhaltung zu einer Koinkidenz mit Phasen erhöhter Waldöffnung und landwirtschaftlichen Aktivitäten hin.

Jüngere Siedlungsgeschichte

Siedlungsperioden im Einzugsgebiet des Tiefen Sees während der vergangenen 1400 Jahre sind gekennzeichnet durch erhöhte Offenheit der Landschaft (Abb. 16). Es konnten zwei slawische Siedlungsperioden (710-755 AD und 965-1055 AD) und der Beginn der deutschen Besiedlung (seit 1200 AD) in der Nähe des Sees nachgewiesen werden. Die Sedimente sind während den slawischen Siedlungsphasen schlecht warviert und seit der deutschen Besiedlung bleibt die Warvenerhaltung vollkommen aus. Diese Abschnitte sind außerdem durch erhöhten detritischen Eintrag charakterisiert, wie durch erhöhte Werte der μ -XRF Ti_{CLR} und *Chara spec.* Werte angezeigt wird. Außerdem findet in der zweiten und auch intensiveren Phase eine Eutrophierung des Sees statt. Seit 1200 AD ist die Trophie des Sees erneut erhöht und der detritische Eintrag ist noch verstärkt. Vorkommen der Diatomeenspezies *Aulacoseira islandica* und der Cladoceraart *Bosmina Longispina* (long mucro) verdeutlichen eine Verstärkung der Zirkulation im See. Das Roden der Wälder um den See erhöhte den Windeinfluss auf den See, welcher die Turbulenz verstärkt. Außerdem kennzeichnet diese Zeit den Beginn der Kleinen Eiszeit, was zusätzlich durch veränderte Temperaturen und Niederschlag und stärkeren Wind die Bedingungen im See verändert. Die verstärkte Zirkulation während den Besiedlungsphasen führt zu einer Verschlechterung oder zum Ausbleiben der Warvenerhaltung.

Landnutzungsgeschichte

Die jahreszeitlich geschichteten Sedimente (Warven) des Tiefen Sees sind ein hervorragendes Archiv, um den Einfluss von globalen und lokalen/regionalen Faktoren auf eine Landschaft im nördlichen Mitteleuropa im Holozän zu studieren. Zu den lokalen/regionalen Faktoren zählt neben Schwankungen des Seespiegels vor allem die menschliche Aktivität. Innerhalb von ICLEA wird die menschliche Aktivität durch Pollenanalysen untersucht. Ziel der Arbeiten ist es, durch zeitlich hoch aufgelöste Analysen und unter Anwendung moderner Verfahren, das Ausmaß der Landnutzung in der Umgebung des Tiefen Sees seit dem Neolithikum zu quantifizieren.

Das vorläufige Pollendiagramm (Abb. 17) deutet an, dass sich seit dieser Zeit zahlreiche Perioden hoher und geringer Intensität der Landnutzung abwechselten. Im Neolithikum (ab ca. 6000 cal. BP) äußert sich menschliche Aktivität vor allem in einer Zunahme an Pioniergehölzen. Diese Änderung der Waldstruktur repräsentiert vermutlich eine zunächst kleinräumige Nutzung der Landschaft, in der Flächen nur kurze Zeit genutzt werden und anschließend wieder bewalden.

Ab der Bronzezeit (ab ca. 3700 cal. BP) zeigt der periodisch markante Anstieg von Pollen krautiger Pflanzen, dass die menschliche Aktivität zur verbreiteten Etablierung offener Vegetation führte. Auffällig ist in der Folge der häufige Wechsel zwischen Phasen hoher und geringer Intensität der Landnutzung, u. a. während der Slawenzeit.

Ein Ziel innerhalb des ICLEA-Verbundes ist es, die Offenheit der Landschaft in den verschiedenen Perioden zu quantifizieren. Arbeiten an den jüngsten Sedimenten des Tiefen Sees unterstreichen, dass die Häufigkeit von Kräuterpollen nicht notwendiger Weise mit der Offenheit einer Landschaft korreliert.

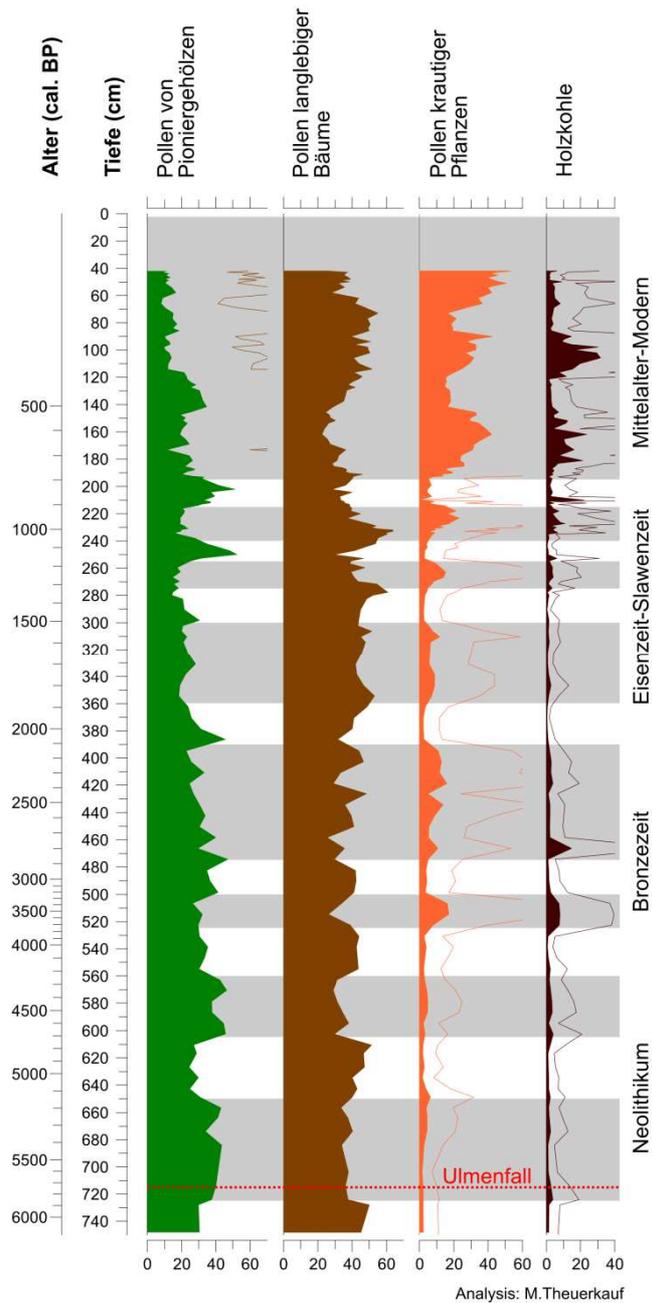


Abb. 17: Vereinfachtes Pollendiagramm an Profundensedimenten des Tiefen Sees mit Landnutzungsindikatoren der letzten 6000 Jahre.

Im 20. Jahrhundert sank, trotz gleichbleibender Offenheit der Landschaft, die Häufigkeit von Pollen krautiger Pflanzen in Sedimenten des Tiefen See deutlich. Offensichtlich führten Änderungen der Landnutzung dazu, dass krautige Pflanzen heute weniger Pollen produzieren als noch vor 100 Jahren. Solche Änderungen der Pollenproduktivität, die wahrscheinlich auch in der Vergangenheit auftraten, erschweren die Rekonstruktion von Offenheit. Durch Verwendung von Daten zur Pollenakkumulation versuchen wir, diese Probleme zu identifizieren und vermindern.

Das Profil Tiefer See deutet an, dass die Sedimentation im See durch menschliche Aktivität beeinflusst wird: In allen Phasen mit hoher menschlicher Aktivität sind die Warven schlechter erhalten bzw. nicht ausgebildet. Welcher Zusammenhang zwischen menschlicher Aktivität und der Warvenbildung besteht, wird derzeit noch untersucht.

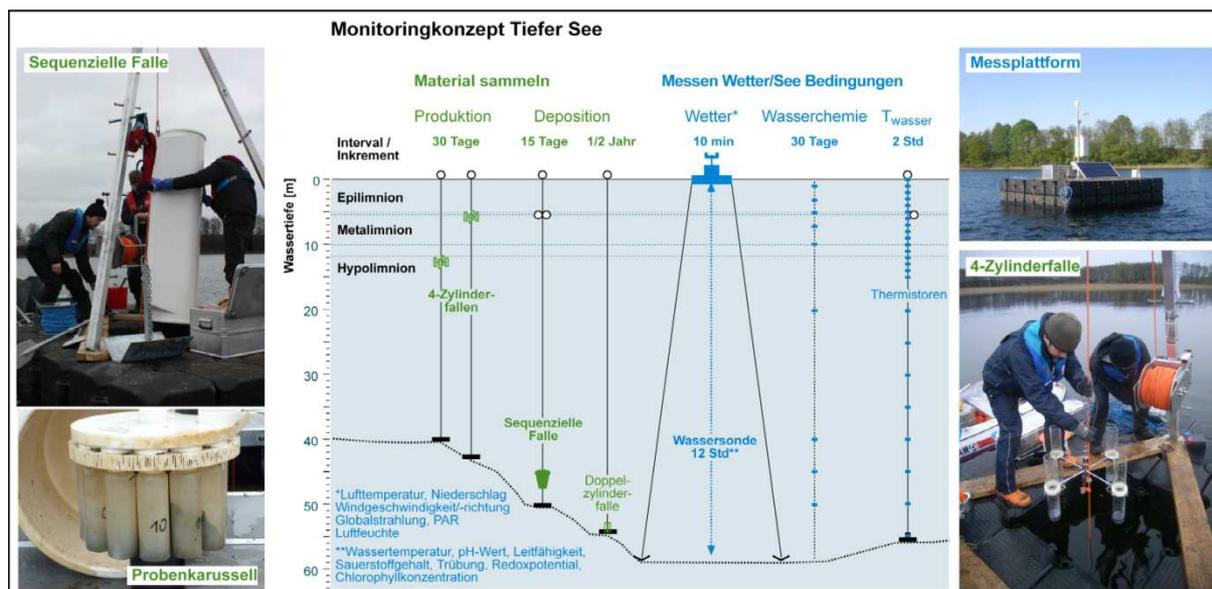


Abb. 19: Monitoringkonzept am Tiefen See der Klocksiner Seenkette.

Die anschließende Zone bei „TS3“ wird durch Torfbildner wie *Thelypteris palustris* und *Carex paniculata* charakterisiert (TS3-D). Der Wasserstand wird oberflächennah gewesen sein. Die anschließenden Zone wird von *Cladium mariscus* dominiert, eine Pflanze die Wasserstandsfluktuationen um 1 m toleriert (TS3-E). Ein weiterhin ansteigender Wasserspiegel führt wieder zur Ablagerung von Material bei „TS2“. Der Bereich ist ab 5700 cal. BP wieder Uferbereich und wird durch *Schoenoplectus lacustris* und anderen Ried- und Röhrrichtarten geprägt (MD). Die anschließende Zone wird durch zahlreiche Gehölzreste und Ried- und Röhrrichtarten geprägt. Ein sehr nasser und saisonal überfluteter Erlenbruchwald war im Bereich von „TS2“ ausgebildet (ME, MF, MI), unterbrochen durch nasse Phasen mit *Cladium*, *Thelypteris*, *Cyperus fuscus* und *Phragmites* (MG, MH, MJ). Sehr nasse Bedingungen mit Muddeablagerung (MK, MM) werden um 800 cal. BP durch eine kurze Torfbildungsphase (ML) mit erhöhten Werten von krautigen Radizellen und Moosen unterbrochen.

Monitoring von Wetter, Limnologie und Sedimentbildung zum Prozessverständnis der Warvenablagerung im Tiefen See (Klocksiner Seenkette)

Seit März 2012 betreibt das Deutsche Geoforschungszentrum in Potsdam zusammen mit der Universität Greifswald ein umfangreiches Monitoring am und im Tiefen See in der Klocksiner Seenkette. Ziel ist das Verständnis der Zusammenhänge von Wetter, Limnologie, Sedimentbildung und -ablagerung. In warvierten, subannuell geschichteten Sedimenten, wie sie im Tiefen See fortlaufend gebildet werden, können solche Erkenntnisse der entsprechenden Lage zugeordnet werden. Umgekehrt können dann aus den Sedimenteigenschaften jahrgenau Seezustände und Wetterbedingungen über den Zeitraum der Wetteraufzeichnung hinaus abgeleitet werden. Zum Überprüfen der im Monitoring gefundenen Zusammenhänge nutzen wir die Eigenschaften der jüngsten Warven, die seit 1924 abgelagert wurden.

Kernstück des Monitorings der Wetter- und Seebedingungen ist eine automatische Sensorstation auf dem Tiefen See, von der die Daten übertragen werden (Abb. 19). Auf einer Internetseite können die vorgefilterten Wetterdaten einer Qualitätskontrolle unterzogen, geplottet und heruntergeladen werden. Die Umsetzung dieser Lösung für die meterweise gemessenen Wasserprofilaten (T, pH, Konduktivität, Trübung, Sauerstoff- und Chlorophyll-Konzentration) ist der nächste Schritt. Ergänzend werden die Wassertemperaturen von einer Thermistorkette geloggt.

An monatlich aus 9 Tiefen entnommenen Wasserproben werden die Konzentrationen von gelösten Ionen (darunter die Nährstoffe), der Gehalt an partikulärem Material und dessen Eigenschaften analysiert. Sedimentfallen zeigen die Raten der Planktonproduktion im Epilimnion und Metalimnion und die Depositionsraten am Seeboden. Die Planktonproduktion wird monatlich durch manuelles Leeren der Fallen erfasst. Die Deposition am Seeboden wird in 15-tägiger Auflösung mit Hilfe einer sequenziellen Falle aufgefangen. Neben den Depositionsraten werden die Eigenschaften des Materials (Gehalt an organischem Kohlenstoff, Stickstoff, CaCO_3 , Verhältnisse der stabilen Isotope von Kohlenstoff, Sauerstoff und Stickstoff in organischer Substanz und Karbonat, Konzentrationen von Diatomeenarten und Phacotus) analysiert.

Daraus ergeben sich über das Jahr detaillierte Informationen zur zeitlichen Abfolge und der Dauer von Ereignissen wie Planktonblüten, Kalkfällung, Einträgen von Detritus in den See und Materialumlagerungen während der Vollzirkulation des Sees. Diese Ereignisse waren in den untersuchten drei Jahren sehr unterschiedlich in Beginn, Dauer und Ausprägung.

Ein Beispiel ist die extreme Diatomeenblüte (*Stephanodiscus* sp.) im Frühjahr 2013, nach langer Eisbedeckung gefolgt von extrem rascher Frühjahrserwärmung der Luft und nur kurzer Zirkulation des Wasserkörpers. Im Vergleich dazu ist die Frühjahrserwärmung 2012 wesentlich langsamer abgelaufen, die Seezirkulation dauerte länger und die Diatomeenblüte war wesentlich schwächer ausgeprägt. Diese inverse Beziehung von Diatomeenblüten und der Zirkulationsdauer im Frühjahr konnten wir an den warvierten Sedimenten (1924-2008) nachverfolgen. Als Proxy für Diatomeen konnte, bei nachweislich geringem Eintrag von Silizium, der Si Gehalt des Sediments (gemessen als μXRF counts) genutzt werden. Die Zirkulationsdauer wurde einerseits mit dem Seetemperaturmodell FLake berechnet (1951-2008) und für den Gesamtzeitraum aus Lufttemperaturen der Station Schwerin abgeleitet. In mehr als 50 % der Fälle lässt sich der Si Gehalt, also die Diatomeen-Deposition, durch die Dauer der Frühjahrsdurchmischung des Sees erklären. Der Si-Gehalt des Sediments im Tiefen See kann also genutzt werden um den Gradienten der Erwärmung im Frühjahr abzuleiten.

Diese Studie ist ein Beitrag zum Virtuellem Institut für integrierte Klima und Landschaftsentwicklungsanalyse –ICLEA– der Helmholtz Gemeinschaft und verwendet Infrastruktur des Terrestrischen Umwelt Observatoriums (TERENO) der Helmholtz Gemeinschaft.

Literatur:

- AHRENS, H. (1913): Terrassen an den Seen Mecklenburgs. - Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **67**: 1-54.
- BŁASZKIEWICZ, M. (2005): Poznoglacjalna i wczesnoholocenska ewolucja obnizen jeziornych na pojezierzu Kociewskim (wschodnia czesc Pomorza) – Late glacial and Early Holocene evolution of the lake basins in the Kociewski Lakeland (eastern part of the Pomeranian Lakeland). - Prace Geograficzne **201**, PAN IGiPZ.
- BŁASZKIEWICZ, M., PIOTROWSKI, J.A., BRAUER, A., GIERSZEWSKI, P., KORDOWSKI, J., KRAMKOWSKI, M., LAMPARSKI, P., LORENZ, S., NORYSKIEWICZ, A.M., OTT, F., SŁOWINSKI, M. & TYSZKOWSKI, S. (2015): Climatic and morphological controls on diachronous postglacial lake and river valley evolution in the area of Last Glaciation, northern Poland. - Quaternary Science Reviews **109**: 13-27.
- BLEILE, R. (2008): Quetzin – Eine spätslawische Burg auf der Kohlinsel im Plauer See. Befunde und Funde zur Problematik slawischer Inselnutzungen in Mecklenburg-Vorpommern. - Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns, **48**.
- BLEILE, R. (2011): Die limnische Kulturlandschaft Nordostdeutschlands in prähistorischer und historischer Zeit. Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch **58**: 205-274.
- BREMER, F. (2000): Geologische Übersichtskarten Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000, Karte: Oberfläche.- Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern M-V (Hrsg.), 2. Aufl., Güstrow.
- GALON, R. (1934): Versuch einer Bestimmung des relativen Postglazials auf morphologischer Grundlage – Schema einer Rekonstruktion morphologisch-hydrographischer Verhältnisse nach der letzten Vereisung im südlich der Ostsee gelegenen Flachland. - Zeitschrift für Gletscherkunde **21**: 319-329.
- GALON, R. (1982): Altes und Neues zum Problem der Entstehung der Durchbruchstäler im skandinavischen Vereisungsgebiet südlich der Ostsee, - Würzburger Geographische Arbeiten **56**: 159-166.
- GÖRSDORF, J. & KAISER, K. (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätglazial und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. - Meyniana **53**: 91-118.
- GRUNERT, A. (2002): Vergleich der Bodenentwicklung in den abgelassenen Flachseen Dobbiner und Klädener Plage im Zusammenhang mit der Nutzungsgeschichte. - Unveröff. Diplomarbeit, Humboldt-Universität zu Berlin.
- HANNON, G.E. & GAILLARD, M.-J. (1997): The plant-macrofossil record of past lake-level changes. - Journal of Paleolimnology **18**: 15-28.
- HEINE, K.; REUTHER, A.U.; THIEKE, H.U.; SCHULZ, R.; SCHLAAK, N.; KUBIK, P.W. (2009): Timing of Weichselian ice marginal positions in Brandenburg (northeastern Germany) using cosmogenic in situ ¹⁰Be. - Zeitschrift für Geomorphologie Volume **53**(4): 433-454.
- JANKE, W. (2004): Holozän im Binnenland. - In: Katzung G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, S. 265–284, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1 Aufl.

- KAISER, K. (1996): Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. - *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **140**: 323-342.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. *Greifswalder Geographische Arbeiten* **24**, 176 S.
- KAISER, K. (2002): Limnische Sedimentabfolgen in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg. - *Greifswalder Geographische Arbeiten* **26**: 49-54.
- KAISER, K. (2004): Geomorphic characterization of the Pleistocene-Holocene transition in Northeast Germany. - In: TERBERGER, T. & ERIKSEN, B. V. (Hrsg.): *Hunters in a changing world – Environment and Archaeology of the Pleistocene-Holocene transition (ca. 11000-9000 B.C.) in Northern Central Europe*. S. 53-74, Verlag Marie Leidorf.
- KAISER, K., LORENZ, S., GERMER, S., JUSCHUS, O., KÜSTER, M., LIBRA, J., BENS, O., HÜTTL, R.F. (2012): Late Quaternary evolution of rivers, lakes and peatlands in Northeast Germany reflecting past climatic and human impact - an overview. - *E&G Quaternary Science Journal* **61**(2): 103-132.
- KAISER, K., ROTHER, H., LORENZ, S., GÄRTNER, P., & PAPENROTH, R. (2007): Geomorphic evolution of small river-lake-systems in northeast Germany during the Late Quaternary. - *Earth Surface Processes and Landforms* **32**: 1516-1532.
- KALIS, A. J., MERKT, J., & WUNDERLICH, J. (2003): Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe – human impact and natural causes. - *Quaternary Science Reviews* **22**: 33-79.
- KIENEL, U., DULSKI, P., OTT, F., LORENZ, S., BRAUER, A. (2013): Recently induced anoxia leading to the preservation of seasonal laminae in two NE-German lakes. - *Journal of Palaeolimnology* **50**(4): 535-544.
- LAMPE, R., LORENZ, S., JANKE, W., MEYER, H., KÜSTER, M., HÜBENER, T., SCHWARZ, A. (2009): Zur Landschafts- und Gewässergeschichte der Müritz. – *Forschung und Monitoring, Hrsg. Nationalparkamt Müritz*, **2**, 94 S.
- LORENZ, S. & SCHULT, M. (2004): Das Durchbruchstal der Mildnitz bei Dobbertin (Mecklenburg) – Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Talentwicklung an Terrassen und Schwemmfächern. - *Meyniana*, **56**: 47–68.
- LORENZ, S. (2007): Die spätpleistozäne und holozäne Gewässernetzentwicklung im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage Mecklenburgs. - *Dissertation Greifswald*, 349 S., [<http://ub-ed.ub.uni-greifswald.de/opus/volltexte/2007/425/>].
- LORENZ, S.; BÖRNER, A.; NIESSNER, D.; ZAWISKA, I.; SŁOWIŃSKI, M.; THEUERKAUF, M., PIEPER, H., LAMPE, R. (2014): Lateglacial to Early Holocene lake basin and river valley formation within Pomeranian moraine belt near Dobbertin (Mecklenburg-Vorpommern, NE Germany). - In: Schwab, M. J., Theuerkauf, M., Brauer, A., Wilmking, M., Lampe, R. (eds.), *3rd Annual ICLEA Workshop 2014: Abstract Volume & Excursion Guide. Scientific Technical Report 14/02, GFZ GeoForschungsZentrum Potsdam*, p. 46.
- LUDWIG, A. O. (1992): Zur Vererbung von Formenelementen der Landschaft im Quartär, In: Billwitz, K., Jäger, K.-D., & Janke, W. [Hrsg.]: *Jungquartäre Landschaftsräume – Aktuelle Forschungen zwischen Atlantik und Tienschan*, S. 23-29.

- MARKS, L. (2002): Last Glacial Maximum in Poland. *Quaternary Science Reviews* **21**: 103-110.
- MATHES, J. (2002): Die Trophiesituation der Seen in Mecklenburg-Vorpommern und ihre Konsequenzen. - *Greifswalder Geographische Arbeiten* **26**: 223-226.
- MÜLLER, U. (2004): Jung-Pleistozän – Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. - In: Katzung, G. [Hrsg.]: *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*, S. 234-242.
- NIESSNER, D. (2013): Verbreitung, Stratigraphie und Beckenentwicklung spätglazialer und frühholozäner Seen im Raum Dobbertin (Landkreis Ludwigslust-Parchim, Mecklenburg). - Bachelorarbeit Universität Greifswald, 106 S.
- NITZ, B. (1984): Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland – Modell einer Sediment- und Reliefgenese. - *Petermanns Geographische Mitteilungen* **128**: 133-142.
- POSTMA, G. (1990) *Depositional Architecture and Facies of River and Fan Deltas: A Synthesis*, in *Coarse-Grained Deltas* (eds A. Colella and D. B. Prior), Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK. doi: 10.1002/9781444303858.ch2.
- RICHTER, G. (1963): Untersuchungen zum spätglazialen Gletscherrückgang im mittleren Mecklenburg. - *Forschungen zur deutschen Landeskunde* **138**, Bad Godesberg.
- RINTERKNECHT, V. R., MARKS, L., PIOTROWSKI, J. A., RAISBECK, G. M., YIOU, F., BROOK, E., & CLARK, P. U. (2005): Cosmogenic ^{10}Be ages on the Pomeranian Moraine, Poland. - *Boreas* **34**: 186–191.
- RINTERKNECHT, V., BÖRNER, A., BOURLÈS, D., BRAUCHER, R. (2014): Cosmogenic ^{10}Be dating of ice sheet marginal belts in Mecklenburg-Vorpommern, Western Pomerania (northeast Germany). - *Quaternary Geochronology* **19**: 42-51 [<http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2013.05.003>].
- SCHULZ, W. (1963): Eisrandlagen und Seeterrassen in der Umgebung von Krakow am See in Mecklenburg. - *Geologie* **12**: 1152-1168.
- SCHULZ, W. (1968): Spätglaziale und holozäne Spiegelschwankungen an den westlichen Oberen Seen Mecklenburgs. - *Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* **12**: 7-43.
- SEENPROGRAMM M-V (2015) – Internetauftritt des Ministeriums für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz, http://www.regierung-mv.de/cms2/Regierungsportal_prod/Regierungsportal/de/Im/Themen/Wasser/Gewaesserschutz/Seenprogramm/, abgerufen am 28.03.2015
- STRAHL, J. (2005): Zur Pollenstratigraphie des Weichselspätglazials von Berlin-Brandenburg. - *Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge* **12**: 87-112.
- UŚCINOWICZ, S. (1999): Southern Baltic area during the last deglaciation. - *Geological Quarterly* **43**: 137-148.
- WIEBEKING, F. (1786): Karte des Großherzogthums Mecklenburg-Schwerin. - (Nachdruck in: Engel, F. (1960): *Historischer Handatlas von Mecklenburg*. Köln/Graz). Blatt 23 - Krakower See.
- WOLDSTEDT, P. (1956): Die Geschichte des Flußnetzes in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. - *Eiszeitalter und Gegenwart* **7**: 5-12.
- WYSOTA, W., LANKAUF, K. R., SZMAŃDA, J., CHRUSCIŃSKA, A., OCZKOWSKI, H. L., & PRZEGIĘTKA, K. R. (2002): Chronology of the Vistulian (Weichselian) glacial events in the Lower Vistula Region, Middle-North Poland. - *Geochronometria* **21**: 137-142.